

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA



**Modelación numérica de tres tsunamis generados por
deslizamientos de tierra submarinos en el talud continental
frente a la Península de Arauco.**

Hermann Erick Schwarze Fieldhouse

Habilitación Profesional
para optar al Título de Geofísico

13 de diciembre de 2016

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

**Modelación numérica de tres tsunamis generados por
deslizamientos de tierra submarinos en el talud continental
frente a la Península de Arauco.**

Hermann Erick Schwarze Fieldhouse

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

Profesor guía:

Dra. Ignacia Calisto Burgos

Comisión:

Dra. Ignacia Calisto Burgos - Dr. Eduardo Contreras R. - Dr Jorge Quezada



13 de diciembre de 2016

Dedicatoria

Dedicado a mis padres, que me han apoyado y alentado todo este tiempo, a mis hermanos, que me han tenido que aguantar desde el principio, y a mi mejor amigo, con quien he compartido toda esta última etapa.

Agradecimientos

Le doy mis más sinceros agradecimientos a mi profesora guía, la Dra. Ignacia Calisto, quien me orientó y ayudó desde el principio, con toda su buena disposición y compromiso conmigo y mi trabajo. Es una buena maestra y una buena investigadora. También le doy muchas gracias al Dr. Karim Kelfoun quien me facilitó el software *VolcFlow v3.6*, sin el cual no hubiese podido realizar este trabajo. Por supuesto también le doy las gracias al Dr. Matthew Miller quien me entregó las grillas que usé en esta tesis y además me ayudó a discutir varios de los puntos a tratar en ella. Finalmente le agradezco a mi compañero Pablo Paredes, con quien traté varias ideas sobre esta tesis. Este trabajo no sería lo mismo sin los puntos de vista con que él aportó. Estoy seguro que será un gran científico.

Resumen

Estudios recientes de tres grandes deslizamientos de tierra generados en el Pleistoceno sobre el talud continental, frente a la Península de Arauco en Chile, hablan de la posibilidad que tuvieron dichos eventos de producir tsunamis catastróficos. El presente trabajo muestra posibles escenarios de estos deslizamientos y los tsunamis que pudieron generarse a partir de ellos, poniendo especial énfasis en la evidencia existente, que permite caracterizar mejor los deslizamientos y analizar su interacción con el agua para formar dichos tsunamis.

Tanto los deslizamientos de tierra submarinos como los tsunamis subsecuentes fueron simulados a partir de dos programas numéricos que trabajan con el modelo de aguas someras: *VolcFlow v3.6* y *COMCOT v1.7*, respectivamente. Dichos programas permitieron estudiar diferentes características dinámicas de estos fenómenos, las cuales sirvieron para determinar las interacciones entre ambos. Para que esto fuese posible, se tuvo que reconstruir la batimetría previa al deslizamiento por medio de interpolaciones 2D en las cuencas dejadas por los depósitos. También fue necesario buscar la mejor reología que representase dichos flujos, esto sólo se logró gracias a las evidencias indirectas aportadas por las imágenes de reflexión sísmica, las cuales mostraron la posición actual de los depósitos dejados por los deslizamientos. Se reconstruyeron los depósitos justo después de que se formaran, considerando la dinámica esperable para esta clase de fenómenos. Entre los resultados más importantes destaca que la ley reológica de Bingham, junto con la introducción de un coeficiente de tensión (ξ), pareciera ser la mejor forma de representar un deslizamiento submarino, ya que tanto las características dinámicas como la forma de deposición descritas por este modelo están respaldadas por la evidencia existente.

En todos los casos se generaron tsunamis con frentes de ondas iniciales asociados a grandes amplitudes de decenas de metros. La polaridad positiva de dichos frentes se fueron curvando hacia el Oeste tomando la forma de una *C*, a medida que se propagaban las ondas, y luego fueron seguidos por otras fases de baja amplitud y alta frecuencia. Los frentes con grandes amplitudes fueron asociados al rápido aumento en la velocidad del flujo de escombros producto de las altas pendientes del talud continental, y las grandes caídas de amplitudes combinada con altas frecuencias, se asociaron al rápido descenso de los deslizamientos sobre el talud continental, donde a una cierta profundidad, las perturbaciones generadas tenían poco efecto en superficie, producto de la lejanía con la fuente.

Índice general

Lista de figuras	13
Lista de tablas	17
1. Introducción	1
2. Marco teórico	5
2.1. Deslizamientos de tierra submarinos (DTS).	5
2.1.1. Morfología de las zonas de ruptura de los deslizamientos de tierra	7
2.1.2. Tipos de deslizamientos.	7
2.1.3. Dinámica de los deslizamientos de tierra submarinos.	9
2.2. Tsunami provocados por deslizamientos de tierra	9
3. Zona de estudio	15
3.1. Marco Geológico	15
3.2. Segmento de Nahuelbuta.	17
3.2.1. Secciones normales en el talud continental	19
3.2.2. Secciones perturbadas en el talud continental	20
3.3. Interpretación de las observaciones	21
3.3.1. Naturaleza de las secciones del talud continental perturbadas	21
3.3.2. Edades de los depósitos de los deslizamientos	22
3.3.3. Volumen de los depósitos de los deslizamientos	22
3.4. Hipótesis y discusiones.	23
4. Tratamiento de los datos batimétricos	25
4.1. Fuentes de los datos batimétricos	25
4.2. Generación de la batimetría post-deslizamiento	27
4.3. Generación de la batimetría pre-deslizamiento	29
4.4. Interpolación de la batimetría de la zona Sur	36
5. Modelación Numérica de Flujos de Escombros	41
5.1. Pre-modelación	41

5.1.1.	Parámetros de entrada de <i>VolcFlow v3.6</i>	42
5.1.2.	Modelo de aguas someras implementado en <i>VolcFlow v3.6</i>	43
5.1.3.	Acotación de parámetros reológicos usando información bibliográfica . . .	45
5.1.4.	Características de los depósitos locales medidas de forma indirecta	47
5.2.	Modelos preliminares de baja resolución.	57
5.3.	Modelaciones definitivas de alta resolución.	62
6.	Modelación de Tsunami	73
6.1.	Pre-modelación	73
6.1.1.	Modelo de aguas someras implementado en <i>COMCOTv1.7</i>	73
6.1.2.	Parámetros de entrada de <i>COMCOTv1.7</i>	75
6.2.	Descripción de los resultados	77
6.2.1.	Zona Norte	77
6.2.2.	Zona Centro	92
6.2.3.	Zona Sur	106
6.3.	Discusión de los Resultados	117
7.	Conclusiones	125
8.	Anexos	129
8.1.	Anexo A: Presión de poro y su relación con los deslizamientos submarinos. . . .	129
8.2.	Anexo B: Proceso de propagación de tsunami	132
8.2.1.	Repaso del modelo de aguas someras.	133
8.3.	Anexo C: <i>VolcFlow v3.6</i>	139
8.4.	Anexo D: Balance energético	144
8.5.	Anexo E: Reología.	146
	Referencias	150

Índice de figuras

2.1. Clasificación de deslizamientos de tierra.	7
2.2. Flujo turbidítico generado en laboratorio.	8
2.3. Condición inicial de la formación de un tsunami.	11
2.4. Diferencias entre las formas iniciales de tsunami generados por deslizamientos de tierra y terremotos	13
2.5. Espectro de amplitudes (en m) de ondas de tsunami generadas para diferentes velocidades de flujos	14
3.1. Mapa del Centro Sur de Chile y Argentina	16
3.2. Mapa batimétrico del segmento Nahuelbuta	18
3.3. Línea sísmica SPOC-42 que cruza una sección normal del talud continental	19
3.4. Línea sísmica SPOC-35	20
3.5. Diagrama conceptual (no a escala) de la generación de los tres grandes DTS.	23
4.1. Batimetría de <i>IFM – GEOMAR</i> y <i>IFM – GEOMAR</i>	26
4.2. Puntos que se usarán para la interpolación 2D.	28
4.3. Figura 3D que muestra un zoom de la batimetría interpolada mostrada en la Figura 4.2.	29
4.4. Un zoom un poco más aumentado de la misma zona	29
4.5. Batimetría ya interpolada	30
4.6. Cortes transversales de las zonas normales y las zonas perturbadas.	31
4.7. Cuenca perturbada del deslizamiento Norte.	32
4.8. Batimetría post-deslizamiento Norte	34
4.9. Batimetría pre-deslizamiento, generada con la interpolación 1D	35
4.10. Interpolación de la batimetría pre-deslizamiento definitiva.	35
4.11. Batimetrías Norte y Centro en sus periodos pre y post- deslizamiento.	36
4.12. Hipótesis de como se depositaron los deslizamientos en la zona Sur.	37
4.13. Tres diferentes configuraciones que pudo tener la batimetría de la zona Sur.	38
5.1. Línea sísmica SPOC-47.	49
5.2. Mapa batimétrico con el rango de run-out posibles de los 3 deslizamientos	50

5.3. Línea sísmica SPOC-45.	52
5.4. Tipos de comportamientos en la dinámica de los deslizamientos submarinos.	54
5.5. Resultados de la prueba 33 N.	58
5.6. Resultados de la prueba 71 N	59
5.7. Diagramas de dispersión del espesor y el descentramiento de los flujos.	62
5.8. Modelo del depósito generado con la modelación de alta resolución de la zona Norte.	64
5.9. Diagramas de velocidades de flujo de escombros para la zona Norte	65
5.10. Modelo del depósito generado con la modelación de alta resolución de la zona Centro.	66
5.11. Diagrama de velocidades para el deslizamiento de la zona Centro.	67
5.12. Diagrama de dispersión de los descentramiento de cada flujo	68
5.13. Diagrama de velocidades para el deslizamiento de la zona Sur	69
5.14. Depósito generado en la zona Sur para el escenario Top	70
5.15. Depósito generado en la zona Sur para el escenario Bottom	70
6.1. Ejemplo de un archivo de datos de deslizamiento en formato <i>.xyt</i>	76
6.2. Forma de la superficie libre del dominio del modelo.	78
6.3. Corte transversal en la latitud 37° S de la perturbación inicial Norte.	79
6.4. Perturbación inicial generada por el deslizamiento de la zona Norte.	80
6.5. Propagación del tsunami generado por la prueba 2N, en el minuto 00:02:45.	81
6.6. Propagación del tsunami generado por la prueba 2N a las 00:07:00 horas.	81
6.7. Propagación del tsunami generado por la prueba 2N, en el minuto 00:02:45.	82
6.8. Distribución de los mareógrafos virtuales en la zona del deslizamiento Norte.	84
6.9. Mareógrafos virtuales de la zona Norte.	85
6.10. Mareógrafos virtuales ubicados en el eje de mínima energía del deslizamiento (distribución Norte-Sur).	86
6.11. Mareógrafos virtuales para el deslizamiento de la zona Norte, ubicados en la costa.	87
6.12. Dirección y sentido de la velocidad del flujo en el momento de la perturbación inicial.	89
6.13. Campo de la dirección de las velocidades de las ondas generadas por el desliza- miento, a los 5.5 minutos	90
6.14. Campo de la dirección de las velocidades de las ondas generadas por el desliza- miento, a los 15.5 minutos.	91
6.15. Campo de la dirección de las velocidades de las ondas generadas por el desliza- miento, a los 27.5 minutos.	91
6.16. Campo de la dirección de las velocidades de las ondas generadas por el desliza- miento, después de 1 hora y 50 minutos.	92
6.17. Forma de la superficie libre del dominio de <i>COMCOTv1.7</i>	93
6.18. Corte transversal en la latitud -37.38° de la perturbación inicial.	94
6.19. Perturbación inicial generada por el deslizamiento de la zona Centro.	95

6.20. Propagación radial de las ondas del tsunami.	95
6.21. Propagación de las ondas del tsunami, 19 minutos de comenzado el cálculo . . .	96
6.22. Distribución de los mareógrafos virtuales en la zona del deslizamiento Centro. . .	97
6.23. Mareógrafos asociados con el eje de máxima energía en el tsunami generado por el deslizamiento Centro.	99
6.24. Mareógrafos asociados al eje de mínima energía del deslizamiento Centro.	100
6.25. Mareógrafos ubicados en la costa, caso Centro.	101
6.26. Mareógrafos ubicados en las costas al Sur del deslizamiento, caso Centro.	102
6.27. Condición inicial en la perturbación superficial del mar para el deslizamiento generado en la zona Centro.	103
6.28. Propagación radial del tsunami, caso Centro.	104
6.29. Campo de velocidades que muestra la propagación del tsunami a los 19.5 minutos	105
6.30. Forma de la superficie del mar que muestra la perturbación generada por el deslizamiento Sur.	106
6.31. Corte transversal en la latitud -38.5°	107
6.32. Perturbación inicial generada por el deslizamiento en la zona Sur.	108
6.33. Propagación del tsunami generado por el deslizamiento de la zona Sur.	108
6.34. Se observa como la Isla Mocha actúa como una barrera natural	109
6.35. Distribución de los mareógrafos virtuales en la zona del deslizamiento Sur.	110
6.36. Mareógrafos virtuales que muestran las variaciones del nivel del mar propagadas por el tsunami generado producto del deslizamiento de la zona Sur.	111
6.37. Mareógrafos virtuales ubicados en el eje de mínima energía para el tsunami de la zona Sur.	112
6.38. Mareógrafos virtuales ubicados en la costa, entre la península y el Golfo de Arauco.	113
6.39. Mareógrafos virtuales ubicados en la costa, caso Sur.	114
6.40. Condición inicial de propagación para zona Sur.	115
6.41. Propagación radial hacia afuera del primer frente de ondas generado por el deslizamiento, zona Sur.	115
6.42. Campo de velocidades del tsunami 27 minutos después de que se inicia el deslizamiento.	116
6.43. Campo de velocidades del tsunami 1 hora y 21 minutos después de que se genera el deslizamiento.	116
6.44. Diagrama que muestra las variaciones del Número de Froud.	119
6.45. Comparación en tiempo real de la deformación generada por los deslizamientos en el fondo del mar y la perturbación del agua observada en superficie. (1)	120
6.46. Comparación en tiempo real de la deformación generada por los deslizamientos en el fondo del mar y la perturbación del agua observada en superficie. (2)	121
6.47. Esquema de experimento teórico.	123
8.1. Anexo: Esquema del problema del un cuerpo sobre un plano inclinado	129

8.2. Anexo: comparación entre las diferencias de la presión de poro con la presión total ejercida por una columna de agua con área	130
8.3. Geometría del dominio de cálculo	140
8.4. Para cada incremento temporal el modelo calcula las velocidades en los bordes usando sólo los términos fuente, los flujos de masa y momentum se calculan usando un esquema upwind.	141
8.5. Anexo: El algoritmo calcula los términos advectivos.	141
8.6. Anexo: Las componentes $x - y$ de las nuevas velocidades en los bordes.	141
8.7. Anexo: Esquema espacial de la grilla de cálculo.	142
8.8. Anexo: Esquema del problema del un cuerpo sobre un plano inclinado	143
8.9. Gráfico que muestra la relación entre la deformación de los fluidos versus los esfuerzos de cortes.	146

Índice de cuadros

4.1. Desviaciones estándar de los datos de las zonas interpoladas y de las zonas con datos normales.	39
5.1. Parámetros de entrada usados en <i>VolcFlow v3.6</i>	42
5.2. Rango de parámetros reológicos usados en diferentes trabajos con diferentes modelos.	45
5.3. Rango de los parámetros que serán usados en las modelaciones de baja resolución.	46
5.4. Parámetros relacionados a los depósitos obtenidos a partir de las suposiciones y los métodos indirectos.	55
5.5. Rango de valores de Estrés de retardo y de Viscosidad Cinemática tomados para generar las modelaciones de baja resolución	60
5.6. Combinación de todos los parámetros reológicos.	61
5.7. Datos de entrada que incluyen los parámetros reológicos usados en los modelos de alta resolución y los datos de salida modelo.	63
6.1. Parámetros de entrada usados en <i>COMCOTv1.7</i>	75

Capítulo 1

Introducción

En estos últimos 12 años, el estudio de los tsunamis, ha tenido un gran desarrollo, producto del creciente interés de las geociencias. Esto se debe a que en este periodo, han habido grandes desastres, con enormes pérdidas de vidas humanas, en relación a los terremotos y tsunamis ocurridos los años 2004, 2010 y 2011 en el Océano Índico, Chile y Japón respectivamente. El principal interés en comprender estos fenómenos, radica precisamente en la necesidad de tratar de salvar la mayor cantidad de vidas posibles en eventos futuros.

Aunque los registros históricos muestran que los tsunamis, que han tenido más frecuencia desde comienzos de siglo XX, son los relacionados con grandes terremotos, existe evidencia, que confirma que hay otros mecanismos generadores de tsunamis, que pueden ser iguales o peores que los generados por terremotos. Como ejemplo de esto, están los tsunamis generados por erupciones volcánicas como la ocurrida por el Krakatoa en 1888, (Symons et al., 1888); los meteotsunamis, como el generado en la Isla Balearic el 2006, (Vilibić et al., 2008); y los tsunamis generados por desprendimientos de tierra, como el ocurrido en Grand Banks, Canadá en 1929, (Fine et al., 2005). El factor común que unifica estos fenómenos, es la longitud de onda larga que poseen todos ellos. Es necesario que se cumpla, en mar abierto, que la longitud de onda del tsunami (λ) sea mucho mayor a la profundidad del mar (h), es decir; $\lambda \gg h$.

En el caso de Chile, ha habido varios grandes tsunamis destructivos, que cobraron la vida de miles de personas, como lo fue el gran terremoto y tsunami de 1960 y el ya mencionado caso del 2010. Pero existe evidencia que en el pasado, se pudieron haber formado grandes tsunamis provocados por deslizamientos de tierra. El trabajo de Geersen et al. (2011b) habla justamente de ello. En esta publicación se plantea la existencia de tres grandes deslizamientos de tierra submarinos, ocurridos en el talud continental, entre las latitudes $36.8^\circ - 38.6^\circ$ S. La evidencia sugiere que dichos deslizamientos fueron enormes, logrando remover entre 253 y 472 km^3 de material. Además que existe la posibilidad de que las pendientes, aledañas a estas remociones, puedan colapsar de la misma forma en el futuro.

Los deslizamientos de tierra submarinos, o DTS, suelen ser eventos masivos, mucho más grandes que los deslizamientos que ocurren en superficie, en algunos casos con volúmenes de hasta dos o tres ordenes de magnitud mayores. Tienen la capacidad de alterar el paisaje que los rodea, destruir cables telefónicos submarinos, pero de todos sus riesgos el más importante es el potencial tsunamigénico que algunos de estos eventos tienen. Ya que se ha demostrado que los DTS tienen la capacidad de generar tsunamis con run-up mucho mayores que los terremotos para el campo cercano (De Blasio, 2011), lo que puede significar un aumento en el riesgo. Sí bien para algunos casos, la identificación de los lugares propensos a sufrir esta clase de eventos puede ser evidente, es imposible poder predecir con exactitud cuando ocurrirán estos fenómenos, porque sus mecanismos de formación están lejos de ser bien entendidos.

Una de las razones de por qué hay tan poco conocimiento de estos fenómenos es porque la frecuencia espacial y temporal con la que ocurren es muy baja, por lo que la mayor parte de la información que se tiene es de depósitos submarinos antiguos cuya formación se ha podido atribuir a estos fenómenos. Además de algunos pocos eventos documentados, como el tsunami ocurrido en Papúa Nueva Guinea, en 1998, el cual estuvo asociado a un sismo de $M_l = 7,0$, con un epicentro muy lejos de la fuente del gran tsunami que mató a más de 1183 personas.

Es por este motivo que nace el interés de modelar estos flujos de escombros y los subsecuentes tsunamis que podrían generar, para así estudiar como se relacionan entre sí, los dos fenómenos y qué comportamientos es esperable encontrar en caso de que vuelvan a ocurrir.

Entonces, la finalidad de esta investigación, es comprender la relación que existe entre los grandes deslizamientos de tierra submarinos con la generación de tsunamis, aplicado al contexto del Centro Sur de Chile.

Los objetivos e hipótesis generales y específicos de este trabajo son:

- **Objetivo general:** Analizar el potencial tsunamigénico, de tres deslizamientos de tierra submarinos, generados en el talud continental del Centro Sur de Chile, frente a la Península de Arauco.
- **Objetivos específicos:**
 1. Determinar que reologías son las que mejor describen estos deslizamientos de tierra submarinos.
 2. Describir los tres grandes deslizamientos de tierra descubiertos en el talud continental frente a la Península de Arauco, considerando las observaciones en terreno y la dinámica de estos flujos.
 3. Describir los tsunamis generados a partir de dichos deslizamientos.
 4. Explicar los fenómenos observados en la propagación de estos tsunamis.

5. Identificar la relación física que existe entre estos deslizamientos de tierra y la generación de tsunami.
- **Hipótesis general:** Los tres deslizamientos de tierra generados en el talud continental frente a la península de Arauco, tuvieron el potencial suficiente como para generar tsunami con amplitudes destructivas.

Capítulo 2

Marco teórico

2.1. Deslizamientos de tierra submarinos (DTS).

El concepto "deslizamiento de tierra" es un término impreciso y complejo. Se puede considerar como los eventos que generan el transporte de material a través de una pendiente, tomando la gravedad como la fuerza restauradora de este sistema. Este trabajo se centrará en los deslizamientos de tierra submarinos, los cuales podrían subdividirse en cuatro grupos principales:

- **Deslizamientos de escombros:** Movimiento de una masa coherente^a delimitada por distintos planos de falla.
- **Flujos de Escombros:** Flujo coherente y laminar que contiene clastos^b en una matriz de grano fino, como el hormigón húmedo.
- **Avalanchas de Escombros:** Flujo de movimiento rápido, contiene fragmentos de roca que cohesionan entre sí. Existe gran disipación de energía por el contacto entre granos.
- **Corrientes turbulentas:** Flujo de gravedad que contiene granos muy finos de sedimento en suspensión moviéndose a gran velocidad de forma caótica por la turbulencia que se genera en el flujo.

Existen dos causas fundamentales que pueden generar DTS:

- Los relacionados con las características geológicas del material que compone el deslizamiento de tierra, como por ejemplo el exceso de presión de poro^c producto de la deposición rápida y mal consolidada de los sedimentos y la presencia de una capa débil de sedimentos en la base de estos depósitos.

^aMasa cuyo movimiento muestra patrones repetitivos y ordenados

^bRoca sedimentaria que consta de una matriz que contiene rocas de menor tamaño, ya preexistentes.

^cPresión generada por el agua o aire que se encuentra dentro de las porosidades de algún material, esto puede alterar sus propiedades de resistencia al estrés, Ver el anexo de la Sección 8.1.

- Los impulsados por acontecimientos extremos transitorios (forzantes), como por ejemplo grandes terremotos submarinos y los provocados por el cambio climático. Esto último está directamente asociado a la condición glacial e interglacial.

En muchos casos la relación de estos eventos con los deslizamientos es evidente, pero también es posible que estas causas generen un deslizamiento de forma indirecta y sea necesario entender un proceso intermedio.

Para que un depósito submarino, que reposa sobre una pendiente, sufra un colapso es necesario que exista un mecanismo que gatille una desestabilización. La mayoría de estos depósitos, compuestos de sedimentos, son formados por capas, las cuales pueden tener diferentes propiedades dependiendo del período en el cual fueron creadas. Por ejemplo, una capa de sedimento formada por el material arrastrado en una zona de deshielo será muy diferente en cuanto a compactación y composición de minerales, que otra capa que ha sido formada en un período de glaciación.

Existen ciertas capas más débiles que otras, en cuanto a su resistencia y capacidad de carga. Éstas son las que subyacen siempre en los deslizamientos y por tanto, las que gatillan el colapso. La composición de dichas capas está hecha de un material llamado "contourita". Estos son sedimentos depositados por corrientes oceánicas que fluyeron a lo largo de la pendiente continental y suelen ser ricas en arcilla, lo que les da una mayor porosidad y por lo tanto permite una mejor filtración del agua circundante, lo que le da más plasticidad al depósito. El resultado de esto es que las capas de contouritas son sensibles y frágiles. Por lo que no son capaces de soportar un gran estrés, producto de la sobrecarga generada por las capas superiores de sedimentos. Dicha carga genera un aumento en la presión de poro en las contouritas. Éste pareciera ser el factor principal que contribuye a la generación de DTS, ya que el aumento en la presión de poro puede alterar la capacidad de carga del depósito, disminuyendo el punto de estrés crítico previo a una ruptura.

Por lo tanto, el exceso de presión de poro generado por una gran sobrecarga, sumado a forzantes externos como terremotos o variaciones en la llegada de sedimento relacionadas a periodos interglaciares, son el escenario propicio para el colapso de una de estas capas débiles, la que generará movimiento relativo entre el lecho marino y el depósito, y esto será la razón de que se desencadene un DTS.

Existen ciertas zonas donde los DTS se dan de forma periódica (en términos geológicos), esto puede deberse a la presencia de algún mecanismo gatillante. Existen ciertas zonas como los flancos de las islas volcánicas que han podido experimentar hasta 5 DTS en periodos de entre 2-3 m.a. (Masson et al., 2006). Tanto las condiciones cíclicas como las transiciones glacial-interglacial son otro ejemplo de factores gatillantes que también pueden contribuir a la ciclicidad en la formación de DTS en escalas de tiempo de esa ciclicidad (Bryn et al., 2005).

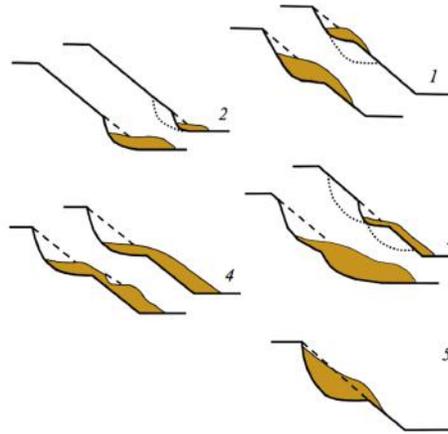


Figura 2.1: Tipos de deslizamientos de tierra clasificados según la forma del colapso (1) es un deslizamiento progresivo, (2) es un deslizamiento regresivo, (3) es un deslizamiento confinado, (4) es un deslizamiento " movedizo " y (5) es un deslizamiento por ensanchamiento. Fuente: Agliardi (2012).

2.1.1. Morfología de las zonas de ruptura de los deslizamientos de tierra

Es necesario contar con una jerga que permita agrupar los DTS según la forma de la ruptura previa al deslizamiento. Esta clasificación de los deslizamientos de tierra (válida tanto para los deslizamientos en superficie como los submarinos), considera solamente la mecánica inicial del colapso. Ésto está ilustrado en la Figura 2.1.

- **Progresivos:** La superficie de fallo se produce en la pendiente descendente. Figura 2.1 (1).
- **Regresivos:** La superficie de fallo se produce en la pendiente ascendente. Figura 2.1 (2).
- **Confinados:** Similar al caso regresivo pero ahora el fallo se produce por sobre la zona de deposición. Figura 2.1 (3).
- **Movedizos:** El cuerpo del deslizamiento se mueve sin cambiar la superficie del fallo. Figura 2.1 (4).
- **Ensanchamiento:** La superficie del fallo se propaga hacia los flancos de deslizamientos. Figura 2.1 (5).

2.1.2. Tipos de deslizamientos.

Como ya se mencionó antes, los DTS pueden clasificarse en diferentes tipos de flujos, como los flujos de escombros, las corrientes de turbidez y los deslizamientos propiamente tales. Todos éstos son flujos de gravedad que generan el transporte de sedimentos marinos a través de la pendiente.

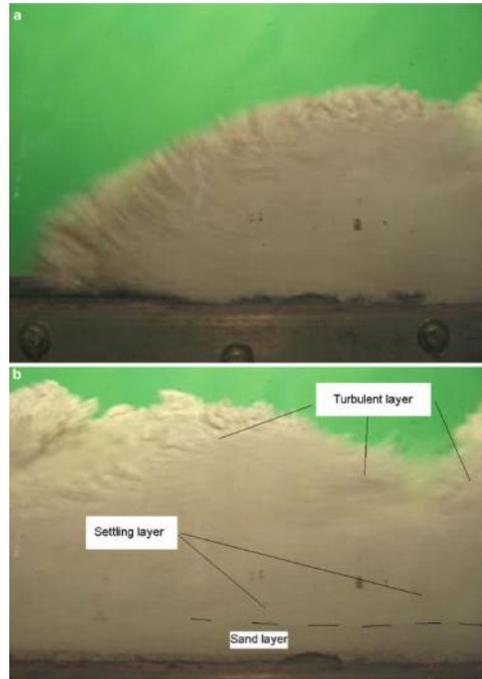


Figura 2.2: Flujo turbidítico generado en laboratorio por el centro de investigación St. Anthony Falls Laboratories. Permite estudiar las partes del flujo en movimiento, (a) muestra la cabeza del flujo, la cual suele formarse por un frente bulboso producto del hidroplaneo (b) es el cuerpo del flujo. La sección más turbulenta y caótica del flujo. La capa turbulenta propiamente tal siempre se encuentra en la parte superior del flujo ya que contiene las partículas más livianas y fáciles de mantener en suspensión, la capa de configuración es la parte intermedia del flujo y es una sección que permite el transporte de momentum desde el suelo hasta la parte superior del flujo y la capa de arena, más profunda está compuesta por partículas más pesadas que forman un flujo mayormente laminar y poco turbulento. La figura fue sacada del trabajo de [Elverhoi et al. \(2010\)](#)

La evidencia sugiere que la mayor parte de estos eventos son de naturaleza retrógrada y se producen en un período de horas-días. A continuación se hará una clasificación un poco más completa de los diferentes tipos de DTS.

Las avalanchas y flujos de escombros son el resultado del movimiento violento de material no cohesivo y fragmentado, como clastos, se mueve pendiente abajo y puede ocurrir tanto en superficie como en el lecho marino. Suele darse en pendientes de entre 20° hasta casi 90° , además pueden asociarse a velocidades de hasta 65 m s^{-1} según [Giachetti et al. \(2011\)](#). Las avalanchas de escombros suelen producirse en los flancos de las islas volcánicas y en los márgenes continentales activos, producto del movimiento de rocas sedimentarias consolidadas cuando hay fuertes pendientes generadas por procesos tectónicos.

Los deslizamientos han sido estudiados mayoritariamente por [Iverson et al. \(1997\)](#), se dan en pendientes muy bajas, de entre 0.5° - 1° . Se generan cuando la presión de poro dentro de alguna

capa débil tiene que soportar la mayor parte de la carga del peso del deslizamiento, lo que disminuye la tensión efectiva y la fricción del sustrato subyacente.

Los flujos turbulentos o corrientes turbulentas se generan en los océanos cuando cientos de km^3 de sedimento son mezclados rápidamente dentro de un volumen mucho mayor de agua. La física de este proceso está poco entendida debido a lo complicado que resulta el estudio de flujos turbulentos. Pueden ser inicializados por deslizamientos de tierra y pueden viajar distancias mucho mayores del límite obvio del depósito de escombros. La Figura 2.2 muestra un ejemplo de laboratorio del estudio de éstos flujos.

2.1.3. Dinámica de los deslizamientos de tierra submarinos.

El movimiento de un DTS es un proceso complejo y caótico, el cual puede ser estudiado a partir de la modelación numérica, que a través de las ecuaciones de movimiento de los fluidos intenta describir cómo varían los parámetros físicos que definen la dinámica de un deslizamiento. Aún así, existe mucha incertidumbre en la definición de estos parámetros, ya que los complejos procesos turbulentos que pueden darse en el desarrollo de un DTS, podrían requerir un grillado muy fino de la malla de cálculo y suponer variaciones en los parámetros, las cuales pueden significar procesos de cómputo extremadamente largos y poco eficientes.

Una vez iniciado un DTS, las partículas que componen el depósito, que comenzó a moverse, generan movimiento relativo entre ellas. Ésto puede provocar fricción y también separación entre dichas partículas, por lo que se forman porosidades que se van llenando de agua, en otras palabras el material en deslizamiento puede "diluirse" durante el proceso de fluencia debido a la tensión de cizalle ejercida por el agua. Una vez diluido el material, la resistencia a la fluencia de éste disminuirá, lo que facilita la puesta en marcha del estado de movimiento. La disolución de todo en DTS no es estrictamente necesaria para lograr una caída en la resistencia al cizalle. Por el contrario, se espera que la mayor parte de la remoción del material se produzca en la base del deslizamiento. Es en esta capa donde la mayor parte del estrés y la tasa de los esfuerzos de corte son más altas.

2.2. Tsunami provocados por deslizamientos de tierra submarinos

No sólo los grandes terremotos pueden generar tsunamis, hay muchos eventos geológicos y hasta atmosféricos que pueden desencadenar estas olas. Por ejemplo, los deslizamientos de tierra, erupciones volcánicas y hasta perturbaciones atmosféricas. Cada uno de éstos eventos tiene diferentes características físicas en cuanto a su génesis, pero en esencia lo que tienen en común es que estos sucesos naturales transportan una gran cantidad de energía cinética al mar que es

usada para generar ondas de gravedad.

La Figura 2.3 también muestra los parámetros que juegan los roles principales en este problema; $\eta(x, y; t)$ es la superficie libre del mar; $h_s(x, y)$ es la parte estática de la batimetría; $h(x, y; t)$ es la batimetría dinámica; $D(x, y; t) = h(x, y; t) - h_s(x, y)$ son las variaciones en la batimetría; $U(x, y; t)$ es la velocidad del flujo y ρ_1 y ρ_2 son las densidades del agua y el deslizamiento respectivamente.

El proceso de generación de estos tsunamis consiste en que una vez iniciado un deslizamiento submarino, éste se moverá como una avalancha utilizando la trayectoria de mínima energía que pueda encontrar al moverse. Según observaciones de los depósitos y las dinámicas de flujo, es posible considerar el movimiento de estos flujos como un fluido laminar e incompresible. Mientras este proceso tenga lugar, es necesario desplazar el agua que rodea el flujo, por lo que el agua que está alrededor del frente del flujo, es empujada hacia arriba generando un levantamiento de agua en la superficie. Por otro lado, se tiene agua que ocupa el espacio cedido por la cola del flujo (esto siempre sucederá en zonas menos profundas que para el caso de la zona de levantamiento), por lo que se generará un vacío en esa zona que "succionará" agua desde arriba, provocando el hundimiento del nivel del mar sobre esa zona en superficie. Ésto puede observarse en la Figura 2.3. Luego como la fuerza de gravedad es la fuerza restauradora del sistema, ésta provoca que las perturbaciones polarizadas en una zona de hundimiento y otra de levantamiento (en la condición inicial), se vean forzadas a desplazar su energía en forma de onda, las cuales se propagarán sobre la superficie. Cabe decir que con respecto a la condición inicial de la formación de estos tsunamis, existen algunas diferencias específicas entre terremotos y corrimientos de tierra submarinos.

En primer lugar, los terremotos, que son el resultado de la ruptura de una falla submarina, se caracterizan por generar levantamientos submarinos de algunos pocos metros en la vertical, pero horizontalmente las fallas se fracturan en escalas de decenas a cientos de kilómetros en el prisma de acreción (Heidarzadeh y Satake, 2014). Como la velocidad de las ondas sísmicas en el lecho marino es de $c_s \sim 4 \text{ km.s}^{-1}$ (Sheriff y Geldart, 1995), y por otro lado la velocidad de las ondas largas sobre el océano pueden variar entre $c \sim 0,1 - 0,2 \text{ km/s}$ (Levin et al., 2009), se puede suponer que la deformación de la superficie del mar es instantánea, y ésta adopta la forma deformada por el lecho marino. La superficie del mar presentará una configuración polarizada con frentes de ondas que horizontalmente suelen tener figuras semi rectangulares, con longitudes del tamaño de fracturas de fallas que están bajo esa superficie, y anchos muy angostos de apenas unos pocos kilómetros.

Como se observa en la Figura 2.4, para el caso de los deslizamientos de tierra submarinos, éstos pueden alcanzar velocidades de entre $U_f \sim 0,01 - 0,1 \text{ km/h}$ (Iglesias et al., 2012), por lo que

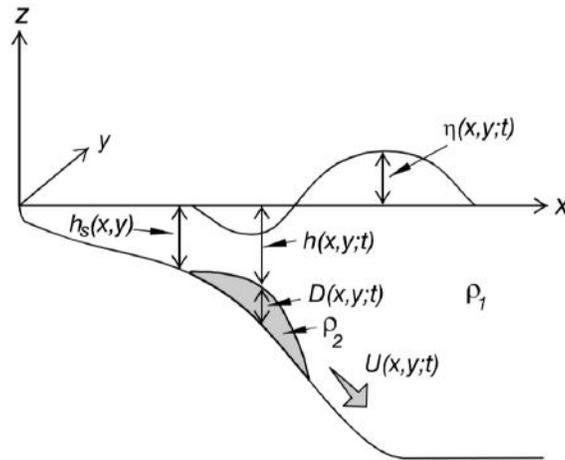


Figura 2.3: Condición inicial de la formación de un tsunami generado por un deslizamiento de tierra submarino. Se muestra la relación de las zonas de levantamiento y hundimiento de la superficie del mar, con respecto a la deformación del lecho y todos los parámetros físicos de interés en el problema. La figura viene del trabajo de I. Fine et al. (2003).

$U_f \gtrsim c$, y es por ésta razón que se considera que el movimiento de los deslizamientos de tierra submarino son lo suficientemente lentos como para considerar que la deformación del mar en superficie no es instantánea. Por lo que para generar alguna perturbación sobre el mar, es necesario tomar en cuenta la dinámica del flujo submarino en diferentes instantes. Como ya se mencionó anteriormente, estos tsunamis constan de una perturbación superficial con una polaridad positiva en el frente de ondas, el cual se orientará en la misma dirección en la que disminuyó la pendiente submarina y detrás de ésta, hay una polaridad negativa como un hundimiento en superficie que se encuentra sobre la zona menos profunda, correspondiente al área sobre la cual se encontraba inicialmente el volumen de escombros desplazados. A diferencia de los tsunamis con forma alargada que se ven sobre las fracturas de fallas de los terremotos submarinos, los tsunamis generados por deslizamientos de tierra tienen una propagación de frentes de ondas casi circulares para las dos polaridades de dichas ondas, como se observa en la Figura 2.4.

Para el caso de los tsunamis generados por deslizamientos de tierra la forma circular de la onda inicial también afecta en la rápida pérdida energética de las olas, ya que ésta es generada desde un punto y comienza a propagarse de forma radial hacia afuera, en cambio para los tsunamis generados por terremotos submarinos, inicialmente los tsunamis se propagan de forma perpendicular al strike de la falla, lo que ayuda a que la energía no se disipe tan rápido.

El potencial que tienen ciertos eventos geológicos para generar un tsunami, como por ejemplo la magnitud del momento sísmico que tenga un terremoto submarino, el ángulo de deslizamiento de la falla de la zona de ruptura o la profundidad del evento, se conoce como potencial tsunamigénico. En muchos casos es difícil determinar cuál es la importancia de cada uno de estos parámetros

por separado, pero algunos estudios exhaustivos han permitido determinar qué parámetros son los más influyentes a la hora de generar un tsunami. Para el caso de los deslizamientos submarinos, se sabe que son varios los parámetros que tienen un potencial tsunamigénico y entre éstos se puede mencionar:

- Velocidad a la que se mueve una avalancha submarina.
- Volumen desplazado por el deslizamiento.
- Profundidad a la que ocurre el deslizamiento.
- Ángulo de inclinación del talud continental en esa zona.

Según estudios realizados con simulaciones numéricas, como [Ward \(2001\)](#) o [De Blasio \(2011\)](#), se ha llegado a la conclusión de que los parámetros más importantes que tengan potencial tsunamigénico, para el caso de los deslizamientos de tierra submarino, son el volumen desplazado por la avalancha y la velocidad a la que ocurre el evento.

Según [Ward \(2001\)](#), cuando la velocidad a la que se mueve un deslizamiento submarino se acerca a la velocidad de fase de una onda larga en el océano c , se alcanza un peak máximo para la amplitud de la onda. Para velocidades mayores a c , la amplitud del tsunami tenderá a la altura de la avalancha, cómo puede verse en la Figura 2.5. [De Blasio \(2011\)](#) y [\(I. Fine et al., 2003\)](#) hablan del número de Froude, el cual relaciona la velocidad de fase de una onda larga $c = \sqrt{gh}$, con la velocidad media del flujo de escombros submarino U_f . (g es la gravedad y h la profundidad del mar):

$$F_r = \frac{U_f}{c} \tag{2.1}$$

$$= \frac{U_f}{\sqrt{gh}} \tag{2.2}$$

Si se considera un deslizamiento de tierra submarino con velocidad media U_f , mucho menor a la velocidad de fase de onda larga en el mar c , se tendrá que $F_r \ll 1$, ya que $U_f \ll c$. En este sistema el deslizamiento de tierra no logra generar un tsunami, ya que las olas tienen tiempo de alejarse de la fuente antes de que el deslizamiento de tierra pueda construir una fuerte perturbación y el tsunami resultante será débil (este corresponde al caso del lado izquierdo de la Figura 2.5).

Por otro lado, si el flujo de escombros tiene una velocidad parecida a la velocidad de fase de la onda, $U_f \approx c$, entonces $F_r \approx 1$, por lo que el deslizamiento no le dará tiempo a las ondas generadas sobre la superficie para alejarse de la fuente, y éstas se acoplarán entre sí, generando un tsunami de gran altura (ésto es lo que sucede en el peak de la Figura 2.5). El último caso es que la velocidad del deslizamiento submarino sea mucho mayor a la velocidad de fase de las ondas, lo que corresponde a $F_r \gg 1$, y como se muestra en la Figura 2.5, la ola generada no

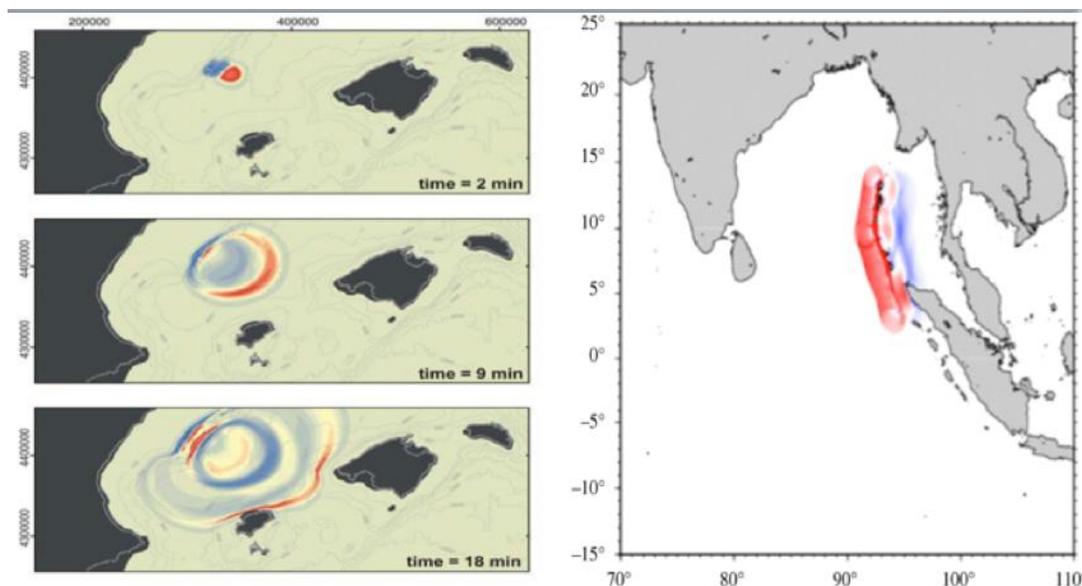


Figura 2.4: Diferencias entre las formas iniciales que tienen los tsunamis generados por deslizamientos de tierra submarinos (izquierda) y por terremotos (derecha), en que los colores rojos y azul representan zonas de elevación y depresión respectivamente. La imagen de la izquierda fue obtenida de la simulación de Iglesias et al. (2012) que muestra la simulación del tsunami generado por el deslizamiento del BIG'95 en la costa Ibérica. Notar que la forma inicial semi circular del frente de ondas generado por el deslizamiento submarino es propagada por el mar, mientras se va deformando producto de la interacción del tsunami con la batimetría más somera. Por otro lado, la imagen de la derecha corresponde a la condición inicial sobre la superficie del Océano Índico para una simulación del tsunami del 2004 generada por Arcas y Segur (2012). Notar que para este caso, la forma inicial de la onda tiene una estrecha relación con la forma de la falla fracturada, por lo que a diferencia del tsunami de la izquierda.

tendrá una altura superior a la altura del flujo deslizado, ya que las ondas no tienen tiempo para siquiera moverse, siendo un caso en que la deformación del fondo marino tiende a transmitirse de forma instantánea a la superficie, como en el caso de los terremotos submarinos (lado derecho de la Figura 2.5).

Lo anterior demuestra la importancia de la topografía del fondo marino y la velocidad del deslizamiento de tierra en la generación de tsunamis, por lo que es posible que un deslizamiento de tierra genere tsunamis con amplitudes mucho mayores comparadas con el caso de los tsunamis generados por terremotos. Para el caso de los deslizamientos, este efecto tiene importancia en el campo cercano, ya que estas ondas están asociadas a una gran dispersión producto de la dependencia que tiene la velocidad de dichas ondas con las longitudes de onda de cada onda que conforma el tsunami, esto es por que pueden ser ondas de aguas someras o de aguas intermedias. Con respecto a la longitud de onda λ inicial del tsunami, muchos autores como Masson et al. (2006), De Blasio (2011), Iglesias et al. (2012) y Heidarzadeh et al. (2014), están de acuerdo que la dimensión espacial de dicho λ está relacionada con la escala espacial de la fuente. Por ejemplo,

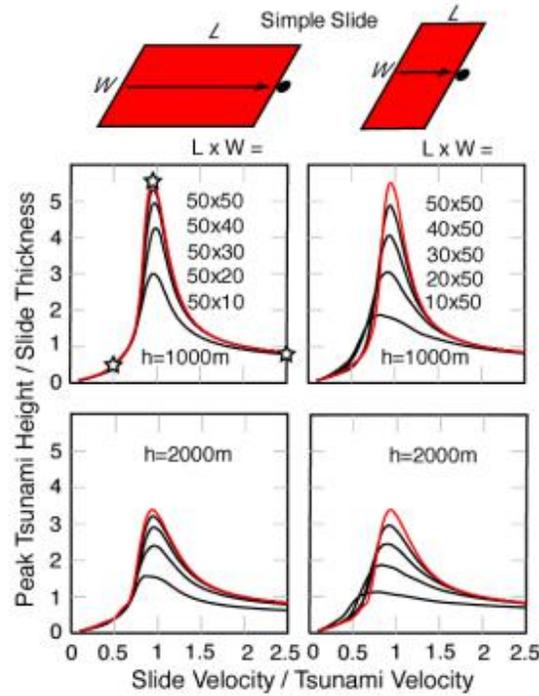


Figura 2.5: Espectro de amplitudes (en m) de ondas de tsunami generadas para diferentes velocidades de flujos usadas por Ward (2001), los cuales son representados como rectángulos de largo L y ancho W variables. Los flujos con $W < L$ están representados en la primera columna, y los flujos con $W > L$ están representados en la segunda columna. También considera dos espesores de flujo, uno de $h = 1000\text{ m}$ en la fila superior y $h = 2000\text{ m}$ para fila inferior. Las velocidades de deslizamiento demasiado rápidas o demasiado lentas son ineficaces para formar un tsunami y el peak se logra con velocidades de deslizamiento similares a c (en km/h). Las estrellas representan las condiciones extremas que juegan en la formación de un tsunami, las de los extremos, son condiciones ineficaces y la del peak es la condición óptima.

los terremotos submarinos, son eventos con fracturas de falla del orden de decenas a cientos de km en la horizontal, lo que implicará que las longitudes de onda de dichos tsunami serán de órdenes similares en magnitud. Para el caso de los deslizamientos de tierra, se trata de fenómenos cuya escala espacial es con frecuencia menor al de los terremotos, es decir, se consideran flujos del orden de algunos pocos cientos de metros hasta algunas decenas de kilómetros. Por lo tanto, las longitudes de onda, aunque se asumen más pequeñas que en el caso de los terremotos, aún pueden ser mucho mayor que la profundidad del océano en mar abierto. Ésto implica que pueden ser consideradas como ondas largas o intermedias de gravedad y por lo tanto, de aguas someras o intermedias. Para este último caso, la velocidad de fase de estas ondas dependerá de la longitud de onda, lo que significa que si se descompone el tsunami en ondas individuales, todas estas se estarán moviendo a velocidades diferentes, luego se irán separando, generando dispersión entre ellas, lo que se explica con más detalle en la Sección 8.2.

Capítulo 3

Zona de estudio

3.1. Marco Geológico

La geología del Sur de Chile está controlada por la subducción generada por la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, en la zona frente a la Península de Arauco, la tasa de movimiento relativo entre estas dos placas es de 6.6 cm/año . La convergencia de la Placa de Nazca es ligeramente oblicua con un azimut de 80.1° (Angermann et al., 1999). En la Figura 3.1 se muestra un mapa batimétrico de la zona de estudio considerando los aspectos más genéricos.

Con respecto a la Placa de Nazca, la característica morfológica más prominente es la fractura de Mocha, la cual se piensa que sirve como medio de transporte para sedimentos y agua en la zona de contacto de ambas placas en la subducción, además de actuar como barrera sísmica, (Contreras-Reyes et al., 2008). Por otro lado, la Placa Sudamericana en esta zona puede subdividirse en cuatro grandes zonas con diferentes características geológicas: (1) El gran arco magmático, en el cual yace la Cordillera de los Andes, el Valle Central y la Cordillera de la Costa. Es una zona volcánica activa en la Placa Sudamericana, ya que contiene todo el cordón volcánico de la cordillera de los Andes. (2) Antearco Submarino, que corresponde al borde de contacto entre la Placa Sudamericana y la Placa de Nazca, en su mayoría está sumergido bajo el mar. El Antearco Submarino está compuesto por la plataforma continental, la cual se caracteriza por tener una muy baja pendiente que bruscamente cambia para transformarse en el (3) talud continental, el cual tiene una pendiente mucho más elevada $> 20^\circ$. Este talud se sumerge hasta la fosa, que es donde comienza la subducción, también es la zona más profunda del océano en este sector, llegando a zonas bajo los 4000 m . Además, al Este de la fosa se encuentra el (4) prisma de acreción, que es el resultado de la gran acumulación de sedimentos deformados que se acumulan en forma de cuña en una zona de subducción en un borde convergente de placas tectónicas. En este lugar hay sedimentos transportados por la Placa de Nazca y por la erosión continental y se van acumulando y/o erosionando por acreción/erosión frontal, además se puede considerar como el borde de la Placa Sudamericana en el margen activo generado por la subducción.

El margen continental de la zona de estudio contiene 5 grandes cañones submarinos de los cua-

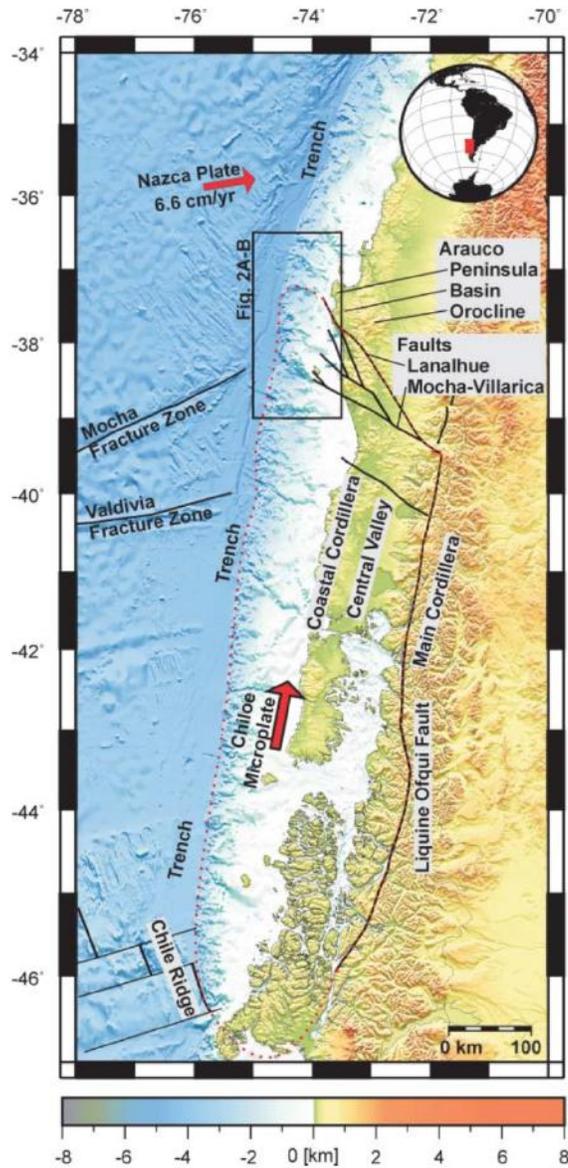


Figura 3.1: Visión general del mapa del Centro Sur de Chile y Argentina. El cuadro negro muestra la zona de estudio, Es posible identificar la Placa de Nazca, la Sudamericana y la micro placa de Chiloé, indicada por la línea roja punteada. Las flechas rojas muestran la dirección de movimiento de la microplaca y de la Placa de Nazca. Además de la falla de Liquine Ofqui y Lanahue, las cuales tienen un papel muy importante en la generación de estos deslizamientos submarinos. La imagen es del trabajo de [Geersen et al. \(2011b\)](#).

les interesan el Biobío, Paleo-Pallahuén y Toltén (Figura 3.2). Los cañones del Biobío, Toltén son alimentados por sedimentos traídos desde los valles fluviales de la cordillera en tierra y transportan sedimentos hacia la fosa, en cambio los otros cañones sólo son el resultado del relieve de la plataforma y el talud continental.

Una caracterización más sismotectónica de esta zona tiene que considerar la existencia de los diferentes elementos que han dado forma y dinámica a esta región. Entre las características más prominentes de la Placa Sudamericana se encuentra la microplaca de Chiloé, la cual es una región que está separada de la placa continental, migrando hacia el Norte, colisionando con la Placa Sudamericana. Este movimiento y colisión da lugar a fallas transcurrentes como la de Liquine-Ofqui y Lanahue y la formación del Golfo de Arauco. Además se observa que esta microplaca está generando un acortamiento y levantamiento^a del Antearco Submarino en esta región, el cual, es posible que tenga una directa relación con la formación de los DTS. Se piensa que esta microplaca se ha separado de la placa continental como el resultado de la acumulación de tensión debida a la convergencia oblicua entre la Placa de Nazca y Sudamericana.

Desde el 2005 varias expediciones marinas han estado recolectando datos de sonar multihaz que una vez procesados se usaron para generar un modelo de elevación digital (DEM) de 100×100 m de gran parte de la batimetría en la región Centro-Sur de Chile, entre las latitudes $35^{\circ}S - 40^{\circ}S$. Esta información ha sido complementada con datos de reflexión sísmica recopilados por [Reichert \(2005\)](#), que se usaron para conocer la dinámica y composición de varias secciones transversales del fondo marino. El proceso consiste en generar ondas sísmicas con pistolas de aire comprimido. Estas ondas tienen cierta capacidad de penetración en el fondo marino, y al llegar hasta cierto punto, el cual puede representar un cambio de medio dentro de la tierra^b, estas ondas pueden reflejarse o refractarse. Considerando el tiempo que tardan en ir y volver estas ondas, se va construyendo un mapa de las capas interiores del fondo marino^c.

Tanto los datos del sonar multihaz, procesados para generar un DEM de la batimetría como los datos de reflexión sísmica, usados para entender la forma de algunas secciones transversales de capas bajo el lecho del mar, en conjunto se usaron para interpretar las formaciones geológicas y tectónicas del fondo marino. Como fallas, cañones, montañas, depósitos de sedimento, entre otros.

3.2. Segmento de Nahuelbuta.

El segmento de Nahuelbuta es una sección del talud continental que puede ubicarse aproximadamente entre las latitudes 36.5° - 39.0° S, entre los cañones del Biobío y Toltén. (Figura 3.2). La sección más profunda del segmento de Nahuelbuta está en la fosa de subducción. Esta fosa es muy monótona, tiene una pendiente muy suave, $< 0,5^{\circ}$ que aumenta hacia el Norte y muy pocos accidentes geográficos. Se observa un canal axial, en el centro de la fosa y paralelo a ésta

^aEl cual tiene una tasa de elevación de $0,8 - 5,5mm/año$ desde finales del Pleistoceno hasta ahora. ([Kaizuka et al., 1973](#))

^bLa penetración de las ondas sísmicas depende de su frecuencia y de las características del medio como la densidad.

^cSe escogió una frecuencia máxima de 25 Hz para las ondas, las cuales lograron una penetración en el suelo de hasta 15 m, ([Geersen et al., 2011b](#)).

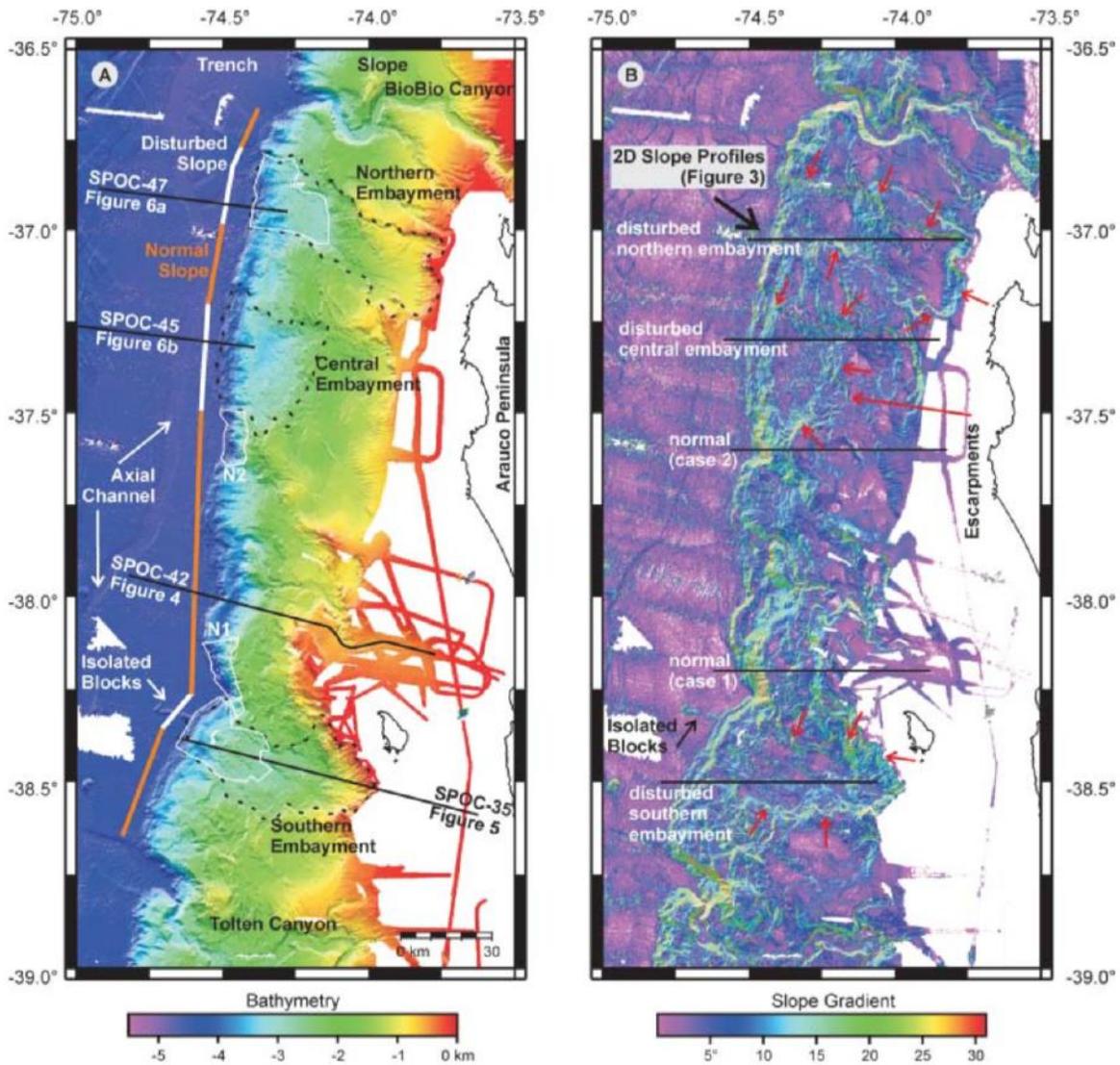


Figura 3.2: (a) Mapa batimétrico del segmento Nahuelbuta, las líneas negras punteadas corresponden a las superficies de las cuencas descritas anteriormente, ahora identificadas como ensenada Norte, Centro y Sur. Segmentos normales del talud continental se indican con línea de color naranja a lo largo de la fosa y segmentos de pendientes perturbadas se destacan por la línea blanca. Las líneas negras continuas son líneas sísmicas de los cortes transversales de las áreas de interés. Por último, las zonas bajo las líneas blancas continuas corresponden a secciones que probablemente sean depósitos de flujos de escombros. (b) Mapa batimétrico que muestra los gradientes de inclinación en toda la pendiente del Antearco Submarino del segmento de Nahuelbuta, las flechas rojas muestran los límites de las cuencas o ensenadas, las cuales se identifican por un brusco cambio de pendiente en la plataforma continental, que tiene forma de cráter. Por último, las líneas negras indican cuales son los segmentos normales y perturbados, asociados cada uno a las áreas donde no hay cuencas como las áreas donde sí, respectivamente. Imagen de [Geersen et al. \(2011b\)](#).

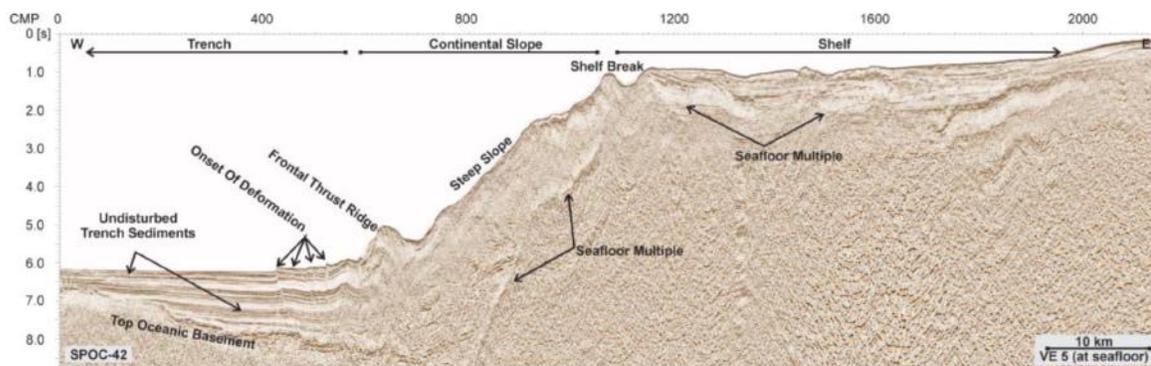


Figura 3.3: Línea sísmica SPOC-42 que cruza una sección normal del talud continental cerca de la latitud 30° SUR (S) (eje vertical está exagerado). Imagen de Geersen et al. (2011b).

en todo momento, que se sumerge hasta unos 200 m, (Geersen et al., 2011a). En contraste a la monotonía de la fosa, el talud continental muestra algunos grados de complejidad geomorfológica. Éstos contienen dos tipos de morfologías principales que se van alternando de Norte a Sur; una morfología con pendiente normal (es decir, va cambiando suavemente) y otra con pendiente perturbada. En la Figura 3.2 se ven como líneas naranjas y blancas respectivamente.

3.2.1. Secciones normales en el talud continental

Entre las principales características geológicas de este segmento, está su ancho máximo, el cual es de unos 60 km en el talud continental, además se observa una gran pendiente, de entre 2° – 4° en dicho talud. Lejos de la costa, la transición entre la plataforma continental y la parte superior del talud, se encuentra en un cambio abrupto en la pendiente (caso 1 Figura 3.2 b). Por lo general, ésto sucede a profundidades de entre 100-800 m. Alternativamente hay sectores donde el cambio de pendiente es más gradual, en estos casos la transición comienza más cerca de la costa (caso 2 Figura 3.2 b).

Es importante notar que los gradientes muy inclinados están asociados frecuentemente con márgenes convergentes erosivos, aunque en estas zonas la fosa posee muy pocos sedimentos, la mayoría han sido subductados (Maksymowicz et al., 2015). Es posible entender un poco la forma interna de estas secciones normales por medio de líneas sísmicas. La Figura 3.3 muestra el resultado de la reflexión sísmica en la línea sísmica con etiqueta (SPOC-42). Estos datos fueron adquiridos el año 2001 durante la expedición R.V. Sonne Cruise 161-3 (Reichert, 2005) en la campaña ‘Subduction Processes off Chile’ (SPOC). Esta imagen ilustra un segmento normal del talud continental, con un quiebre abrupto en la plataforma continental.

El inicio de la deformación relacionado con la acumulación de sedimentos en la fosa está asociado

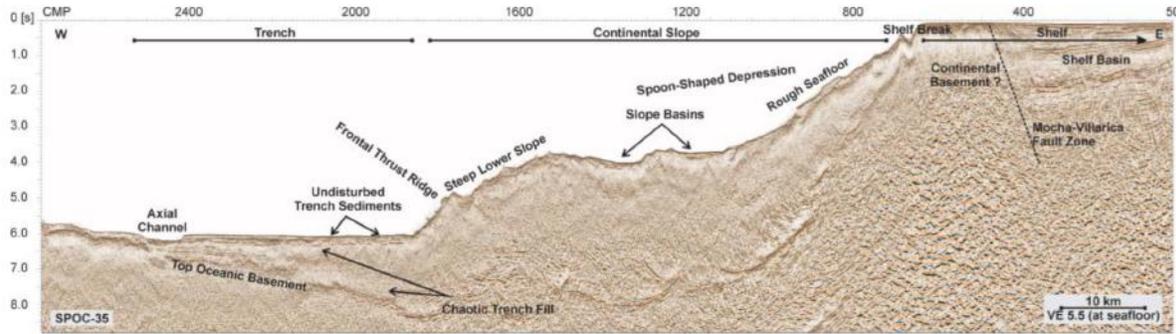


Figura 3.4: Línea sísmica SPOC-35, cruza la ladera de la ES cerca de la latitud $38,5^{\circ}S$, ver Figura 3.2 (a). Imagen de [Geersen et al. \(2011b\)](#).

con $0.1 s$ de *two-way travel time* ($s TWT$)^d, los espesores máximos de sedimentos llegan hasta $2.0 s TWT$.

3.2.2. Secciones perturbadas en el talud continental

El patrón morfológico de los segmentos perturbados se identifica con las tres ensenadas descritas anteriormente. Estas ensenadas se nombrarán Ensenada Norte (EN), Ensenada Centro (EC) y Ensenada Sur (ES). Son cuencas que se extienden desde la fosa hasta unos $\sim 30 - 60 km$ acercándose a la plataforma continental, en algunos casos hasta traspasándola, las EN y ES afectan a todo el talud continental, mientras que la EC se limita sólo al Antearco inferior (hasta los $2000 m$ de profundidad).

Estas ensenadas se caracterizan por tener bordes con pendientes de inclinación de $\sim 20^{\circ}$ (flechas rojas de la Figura 3.2 (b)). Además, se sumergen hasta los $800 m$ (límites que se asemejan a un cráter). La morfología del interior de estas ensenadas es caótico, no tiene patrones claros, además de que dentro de dichas cuencas, en la parte delantera y el límite de deformación (cerca de los $3000 m$), la pendiente es mucho más suave que en los segmentos normales, cerca de un 60% menos pendiente.

Más abajo, cerca de la fosa de subducción, en la línea sísmica SPOC-35 se identifican cuencas sedimentarias asociadas a $2.0 s TWT$. Este patrón cambia la forma de la reflexión entre los CMP^e 1300-1900, comienzan reflexiones caóticas, sin capas fáciles de identificar, las cuales llegan a tener un espesor máximo de $0.3 s TWT$. Este patrón de reflexión puede originarse a partir de la presencia de basamento continental cerca del fondo del mar. La Figura 3.4 muestra una línea

^dEl tiempo que requiere una onda sísmica para viajar desde su fuente hasta un reflector dado y regresar a un receptor situado en la superficie terrestre. El tiempo doble (ida y vuelta) mínimo es el de una onda de incidencia normal con desplazamiento cero.

^eEje x en las líneas sísmicas de las SPOC.

sísmica de una sección perturbada.

3.3. Interpretación de las observaciones

3.3.1. Naturaleza de las secciones del talud continental perturbadas

[Geersen et al. \(2011b\)](#) interpreta que las tres ensenadas localizadas en los segmentos perturbados son el resultado de DTS extremadamente grandes y que las secciones no perturbadas, que son muy empinadas, son secciones que en el futuro van a colapsar, los argumentos son los siguientes:

1. Las tres ensenadas muestran las características morfológicas típicas que se observan en escenarios de deslizamientos generados por flujos de gravedad submarinos.
 - Forma de cuchara alargada.
 - Paredes laterales empinadas.
 - Forma de las paredes de las cuencas en la parte superior se asemejan a las paredes de un cráter.
 - Morfología de la base de estas cuencas es caótica y protuberante, como si ese volumen de material hubiese sido transportado hasta ese punto.

La base de la cuenca Sur tiene tres montañas alargadas con más de 200 *m* de altura desde el suelo de la fosa, ésto se interpreta como los depósitos del flujo de escombros y se ven en la Figura 3.2 (a) como 4 áreas encerradas por líneas blancas. Antes, estas formaciones se interpretaban como montañas submarinas que son parte de la Placa de Nazca, apunto de ser subductadas, pero con la ayuda de las líneas de reflexión sísmicas, se sabe que están formados por secuencias caóticas de escombros que bajaron desde la plataforma continental (punto 2). De ser correcta esta interpretación, las formas representan el extremo superior de los depósitos de los deslizamientos en la fosa, que aún no han sido subductados.

2. Las imágenes de las líneas de reflexión sísmicas en las regiones de las tres ensenadas, muestran la existencia de sedimentos caóticos, atribuidos a la deposición rápida. Ésto se sabe porque se compararon los resultados vistos en estas líneas sísmicas con otros perfiles que representan depósitos de flujos de escombros, como las líneas hechas en Oregon, en las llanuras abiertas ([McCaffrey et al., 2000](#)).
3. Para los segmentos normales el cambio brusco de pendiente de la plataforma, en el antearco marino, se encuentra cerca de la fosa, mientras que para los segmentos perturbados, ese cambio es gradual y la pendiente es mucho menor en todo el recorrido entre la plataforma continental y la fosa. Ésto se relaciona a que en presencia de deslizamientos, la pendiente disminuye significativamente el ángulo de inclinación del margen continental inferior.

Además de lo anterior, los datos de reflexión sísmica nos muestran que estos tres eventos son independientes unos de otros. Ésto viene de la suposición de que la Placa de Nazca ha sido

subductada bajo la Placa Sudamericana, por más de 5 *m.a.* con la misma velocidad ([Angermann et al., 1999](#)). Como los depósitos se encuentran enterrados a diferentes profundidades, se llegó a la conclusión de que a dichos flujos les tomó distintos tiempos ser subductados y por lo tanto, cada evento ocurrió en un distinto periodo de tiempo.

3.3.2. Edades de los depósitos de los deslizamientos

La determinación de las edades y el volumen de los deslizamientos fue hecha por [Geersen et al. \(2011b\)](#), y se utiliza el enfoque de Rauch (2005). Para calcular las edades de las capas de sedimentos submarinos en la fosa se necesita considerar (1) la velocidad de la Placa de Nazca, (2) dirección de convergencia, (3) orientación de las líneas sísmicas (considerar también el tamaño de la fosa). Todos estos parámetros deben suponerse constantes en todo el tiempo desde que ocurrió el deslizamiento hasta ahora. El detalle de este proceso no se explicará en este trabajo, sólo se estará limitado a mostrar los resultados de edades de los depósitos:

- Deslizamiento en la pendiente Norte (EN): $t = 0,41 \text{ m.a.}$
- Deslizamiento en la pendiente Centro (EC): $t = 0,25 \text{ m.a.}$
- Deslizamiento en la pendiente Sur (ES): $t = 0,56 \text{ m.a.}$

Todos estos eventos corresponden al tiempo geológico Pleistoceno.

3.3.3. Volumen de los depósitos de los deslizamientos

Es difícil de calcular el volumen de los depósitos ya que hay una parte de ellos que ya ha sido incorporada al prisma de acreción, y otra que incluso ya fue subductada. También hay que considerar la sedimentación posterior al deslizamiento. Los volúmenes de los deslizamientos se calcularon considerando diferentes cortes transversales hechos sobre una grilla que representaba las cuencas que quedaron en la zona del deslizamiento y una recta que uniese los límites de las paredes de esas cuencas. A partir de estas figuras se generaron diferentes prismas con los que se pudo calcular el volumen dentro de esas figuras. Como no se está considerando el relieve preexistente en la batimetría, ni los sedimentos que han sido depositados sobre dichas cuencas, las estimaciones del volumen de los depósitos, son estimaciones mínimas, con un error del $\pm 10 \%$.

- Deslizamiento en la pendiente Norte (EN): $V = 388 \text{ km}^3$
- Deslizamiento en la pendiente Centro (EC): $V = 253 \text{ km}^3$
- Deslizamiento en la pendiente Sur (ES): $V = 472 \text{ km}^3$

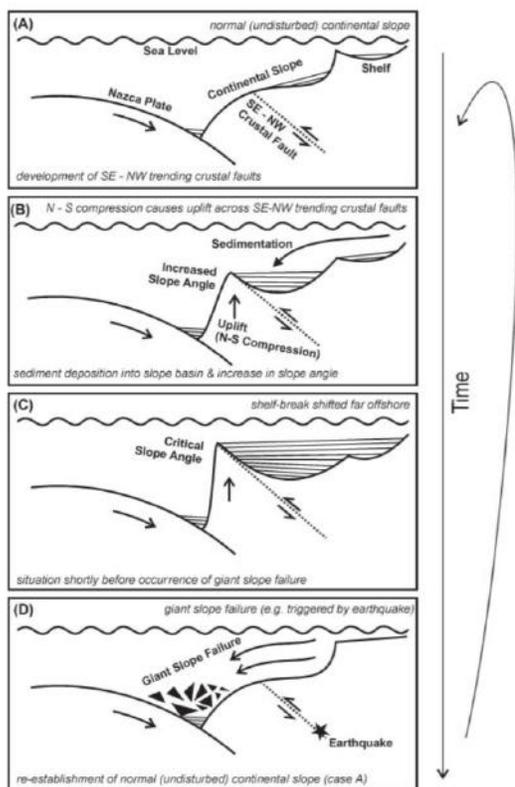


Figura 3.5: Diagrama conceptual (no a escala) de la generación de los tres grandes DTS ocurridos en el Pleistoceno frente a las costas del Centro Sur de Chile. Los deslizamientos son gatillados por una combinación entre aumento en la pendiente del talud y sismicidad en esa zona. Imagen de [Geersen et al. \(2011b\)](#).

3.4. Hipótesis y discusiones con respecto a las secciones perturbadas.

Hay tres grandes deslizamientos de tierra submarinos que han ocurrido en el Paleozoico, involucrando todo el talud continental. Esa interpretación se ha podido realizar gracias a los estudios de alta resolución batimétrica y de reflexión sísmica. La existencia de estos deslizamientos en el talud continental parecen estar relacionados con una "compresión anormal" del antearco submarino en el Centro Sur de Chile, ([Melnick et al., 2009](#)). Además existe información de que el antearco marino, ha experimentado una fuerte elevación desde finales del Pleistoceno (~ 5.5 mm/año) ([Kaizuka et al., 1973](#)). Este levantamiento es más pronunciado en el sector de la Península de Arauco, donde se calcula que en total la elevación ha sido > 400 m. La causa principal de esto parece ser la migración hacia el norte de la microplaca de Chiloé y su colisión con la Placa Sudamericana. ([Melnick et al., 2009](#)).

La Figura 3.5 muestra un modelo conceptual que infiere la relación entre el movimiento de la microplaca de Chiloé y los deslizamientos submarinos, las letras hacen referencia a cada cuadro.

- (A) Se genera la microplaca de Chiloé en el Plioceno, luego ésta comienza a comprimir la Placa Sudamericana moviéndose al Norte. Después de esto, entre ambas placas se genera una tendencia a deslizarse en dirección Sureste-Noreste, dando origen a las fallas de Liquine Ofqui, Lanahue, entre otras.
- (B) Continúa una compresión en dirección Noreste. Ésto conlleva al acortamiento entre estas fallas, lo que a su vez genera una fuerte elevación en el antearco marino. Este levantamiento y aumento en el ángulo de la pendiente de la plataforma continental, genera un cambio en el centro de masa de la microplaca, acercándose más hacia la fosa.
- (C) Este proceso continua hasta que se llega a un ángulo crítico. El centro de gravedad se sigue acercando a la fosa.
- (D) El talud continental normal se reestablece una vez que la pendiente sobrepasa el punto crítico generando un gran colapso o DTS. Ésto podría deberse también a fuertes terremotos en esta zona. Luego el ciclo parte de nuevo.

Es interesante destacar que el tiempo entre los tres deslizamientos es de 0.2 m.a. y el último de ellos se produjo hace mas de 0.25 m.a, además que el volumen involucrado oscila entre 250-472 km^3 . Estos son los mayores deslizamientos que se conocen que hayan ocurrido en un margen continental activo.

Capítulo 4

Tratamiento de los datos batimétricos

El objetivo de ésta sección es mostrar la forma en que fueron procesados los datos batimétricos pre y post-deslizamiento en la zona Nahuelbuta del talud continental, para luego ser usados como el dominio de la modelación de los deslizamientos de tierra submarinos, o DTS, por medio de los métodos de volúmenes finitos implementados en el programa de modelación de fluidos geofísicos *VolcFlow v3.6*, el cual es ejecutable con *Matlab v2014a* en adelante.

4.1. Fuentes de los datos batimétricos

Se ha decidido usar datos batimétricos de alta resolución *IFM-GEOMAR*, ya que esta batimetría tiene muy alta resolución, lo que permitirá observar más detalles en los datos de los deslizamientos de tierra. Éstos son datos batimétricos multihaz, es decir, son generados con sonares de tipo multihaz que mapean el fondo marino dentro de un barco. Se hizo un mapeo del fondo marino frente a las costas chilenas logrando identificar el Antearco Submarino, fosa y parte de la placa oceánica. También se permitieron identificar algunas estructuras geológicas como fallas y cerros submarinos.

Este mapa del fondo marino corresponde a un set de datos recolectados entre 1997-2005 por diferentes campañas marinas protagonizadas por países como Alemania, Francia Inglaterra y Chile. Ejemplos de estos trabajos son [Flueh y Grevemeyer \(2005\)](#); [Weinrebe y Schenck \(2006\)](#); [Weinrebe y Schenck \(2006\)](#). Con estos datos se puede generar un modelo de elevación digital *DEM* de alta resolución; con 100×100 m de tamaño de cada celda en la grilla. Originalmente estos datos fueron recolectados entre las latitudes $35^{\circ}S - 40^{\circ}S$, pero para efectos de este trabajo sólo nos interesa utilizar los datos que están entre las latitudes $35.0^{\circ}S$ y $39.5^{\circ}S$, como puede verse en la Figura 4.1 (A).

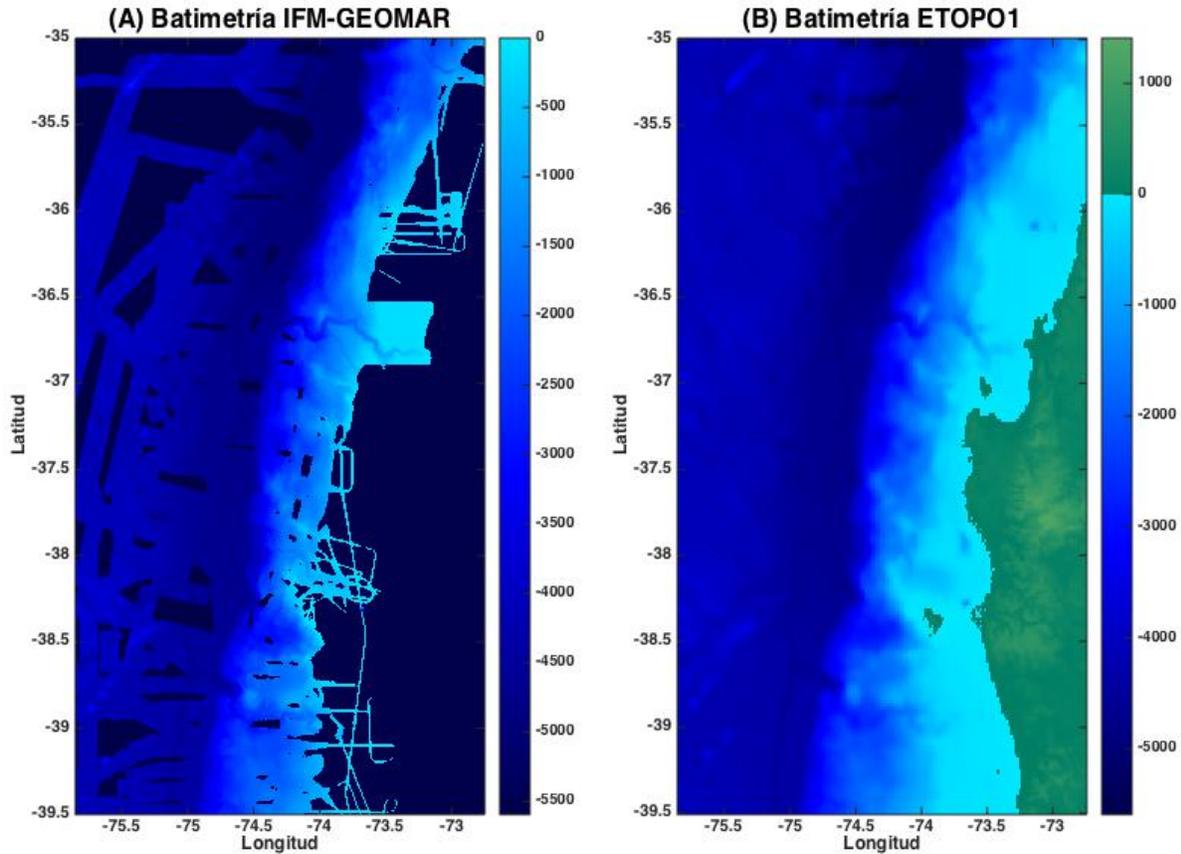


Figura 4.1: (A) Batimetría de *IFM – GEOMAR*. Muestra el lecho marino frente a la zona Sur de Chile, entre las latitudes -35° y -39.5° , tiene una resolución de $100 \times 100 \text{ m}$, aunque no tiene datos en todos sus nodos, ésto se observa viendo las zonas de color azul oscuro, ya que corresponden a zonas sin mediciones. (B) Batimetría *ETOPO1*, tiene una resolución de $1800 \times 1400 \text{ m}$ y será usada para interpolar la batimetría de *IFM – GEOMAR* rellenando los nodos sin información, por lo que la malla de datos final tendrá la misma resolución que . la batimetría de *IFM – GEOMAR*.

Si bien esta batimetría tiene muy alta resolución, deja muchas secciones sin datos, lo que puede traer problemas a la hora de correr un modelo numérico, por lo que es necesario buscar una forma de interpolar esos nodos sin información.

Una solución es interpolar los datos de esta batimetría usando puntos de otro *DEM* de menor resolución. Naturalmente esta segunda batimetría debería ser de la misma zona y con datos en todos sus nodos. Se usó la batimetría de *ETOPO1*, (Ramillien y Cazenave, 1997), descargado desde el sitio web: (<https://www.ngdc.noaa.gov/mg/global/global.html>), el cual pertenece a la *National and Atmospheric Administration (NOAA)* del *National Centers for Environmental Information (NCEI)*, cuya resolución es de $1800 \times 1400 \text{ m}$. Esta batimetría puede verse en la Figura 4.1 (B).

4.2. Generación de la batimetría post-deslizamiento

La batimetría pre-deslizamiento se genera a partir de la batimetría post-deslizamiento, ya que los datos que podemos obtener de los sonares multihaz son, obviamente, los que muestran el fondo marino después del deslizamiento, por lo que recuperar la forma del fondo marino previo a los colapsos serán como resolver una especie de problema inverso, el cual se explicará en la siguiente sección. El tratamiento de las batimetrías se hará con el software *Matlab2014b* (Hunt et al., 2014).

Se ordenarán los datos post-deslizamiento en dos partes principales:

1. Reemplazar los puntos con valores NaN de la batimetría de alta resolución por puntos con datos de la batimetría de baja resolución, de tal forma que la escala de la resolución de los datos sea proporcional.
2. Interpoliar los puntos sin datos usando una interpolación de dos dimensiones, tomando como referencia los puntos sustituidos que inicialmente pertenecían a la batimetría de baja resolución.

1° *Parte*: El tratamiento de esta batimetría consiste en usar como base, los datos de la batimetría de mejor resolución e interpoliar los nodos donde no hay datos^a. Para que la interpolación tenga una forma más realista, se usará como guía referencial los puntos con datos que son proporcionados por la batimetría de baja resolución, es decir los de *ETOPO1*. Estos datos son intercambiados cuidadosamente por los nodos sin datos en la batimetría de *IFM-GEOMAR*, preocupándose de hacer que las posiciones de esos puntos, que inicialmente estaban en la grilla de *ETOPO1*, coincidan en las posiciones en las que deberían estar si las escalamos al ponerlos en la grilla de *IFM-GEOMAR*. Ésto está ilustrado en la Figura 4.2.

2° *Parte*: El siguiente paso consiste en hacer una interpolación en dos dimensiones. La idea es aplicar dicha interpolación solamente sobre nodos en los que la batimetría de *IFM-GEOMAR* no tuviese datos, ya que estamos considerando un cierto número de puntos bases que se impondrán como datos de muestreo para dicha interpolación en esos espacios, es decir los puntos de *ETOPO1*. Éstos ayudarán a que la nueva batimetría, no sólo tenga una mejor resolución, sino que también tenga un menor error al comparar el resultado de esta interpolación con la batimetría real. Además considerando que la interpolación es suave en los bordes de *IFM-GEOMAR*, permitirá generar modelos de tsunami más precisos, ya que la propagación de tsunami es muy sensible a las variaciones del lecho marino. La interpolación en dos dimensiones fue generada usando la función `scatteredInterpolant` de *Matlab2014b*, ya que ésta permite generar una

^aOtra solución que apareció fue la de superponer las dos batimetrías, reemplazando los puntos sin datos de *IFM-GEOMAR*, por los que si tenían datos de *ETOPO1*, previamente redimensionalizando esta última batimetría, usando la función `interp2` de *Matlab2014b*. El problema es que hubieron discontinuidades en las uniones de las batimetrías, las cuales no podían corregirse con una solución sencilla.

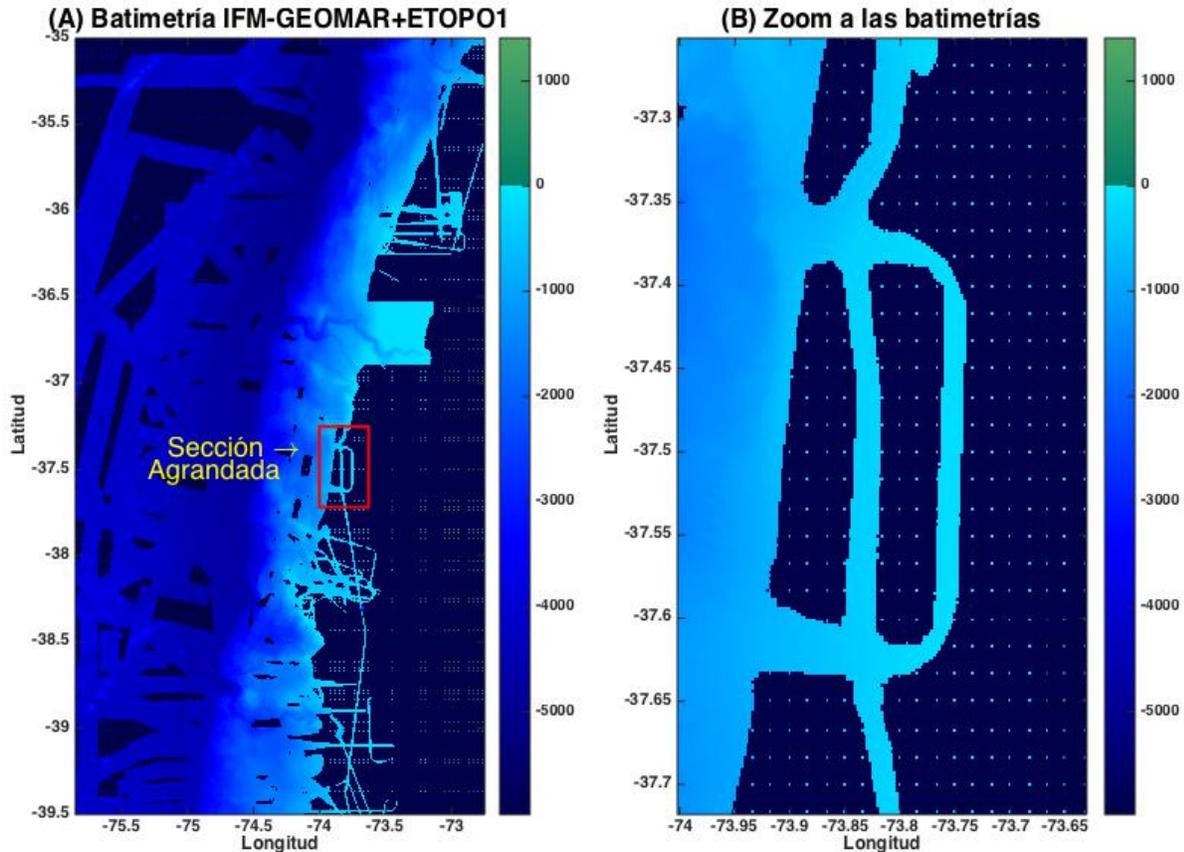


Figura 4.2: (A) Unión de las dos batimetrías de forma escalada, las secciones azules con puntos equiespaciados corresponden a secciones con la información de la batimetría de *ETOPO1*, notar la forma difusa de la costa que se ve en la parte derecha de la imagen. Por otro lado, al igual que la Figura 4.1, las superficies con datos continuos perteneces a la batimetría de *IFM-GEOMAR* (B) Zoom de la zona señalada en (A), en esta figura es mucho más facil ver los puntos de *ETOPO1* que se usarán para la itnerpolación.

superficie de interpolación sobre un numero de puntos que no necesitan estar uniformemente distribuidos, con la misma resolución de la superficie que se generará. La Figura 4.3 muestra la unión de estas dos batimetrías.

El único problema de esta función es que la función matemática que se genera es de clase C^1 en todos los puntos excepto en los puntos de muestra, en este caso, los de la batimetría de baja resolución de *ETOPO1*. Por lo que la unión de la función de interpolación con los puntos de referencia, genera una superficie poco suave en torno a dichos nodos, los cuales tienen forma de puntas afiladas^b. La Figura 4.3 y Figura 4.4 muestran un trozo de las uniones entre la batimetría de baja resolución interpolada con la de alta resolución y la Figura 4.2 (A) también muestra

^bA pesar de estas inconveniencias con la superficie de interpolación, lo cierto es que no deja de ser una buena solución al problema, ya que es lo suficientemente suave como para no contar con discontinuidades y por lo demás ésta fue la mejor solución encontrada.

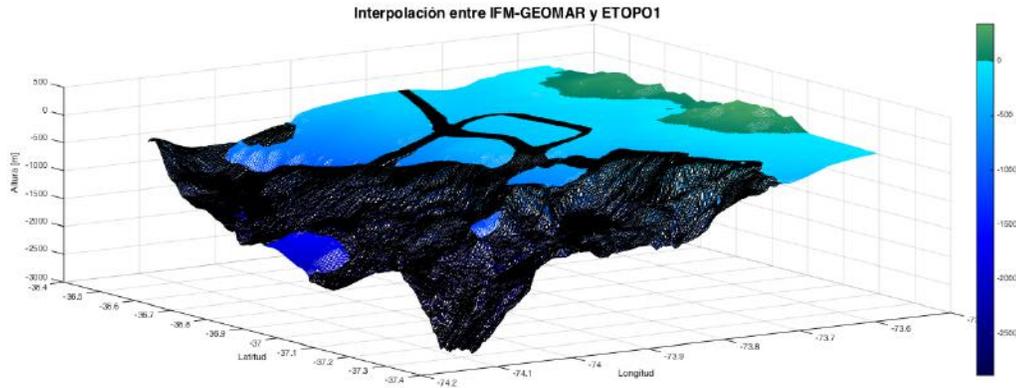


Figura 4.3: Figura 3D que muestra un zoom de la batimetría interpolada mostrada en la Figura 4.2 para ver los detalles de las uniones en la interpolación. Notar que la forma puntiaguda de las montañas de la parte derecha, donde se ve la costa y la tierra de color verde, son el resultado del efecto mencionado de poca suavidad en los límites de los puntos de muestreo.

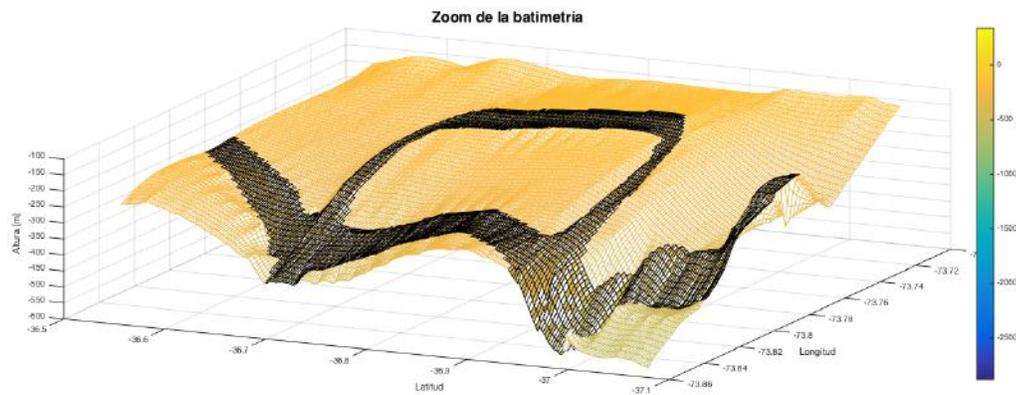


Figura 4.4: Un zoom un poco más aumentado de la misma zona, esta vez se cambió la paleta de colores para notar más el contraste entre la batimetría de *IFM-GEOMAR* (zona grillada negra) y la interpolación 2D realizada (zona color naranja), notar que las uniones entre la batimetría y los puntos es bastante suave.

donde ésta ubicada espacialmente la Figura 4.3

4.3. Generación de la batimetría pre-deslizamiento

La batimetría pre-deslizamiento es un poco más difícil de generar que la post-deslizamiento, ya que es necesario deducir las formas que tuvieron los fondos marinos antes de los colapsos. En otros trabajos similares, como [Dondin et al. \(2012\)](#); [Giachetti et al. \(2011\)](#); [Iglesias et al. \(2012\)](#), se considera como volumen de deslizamiento depósitos identificados en las faldas de las pendientes en donde se sabe que terminó dicho derrumbe. En este caso eso es más complejo, ya

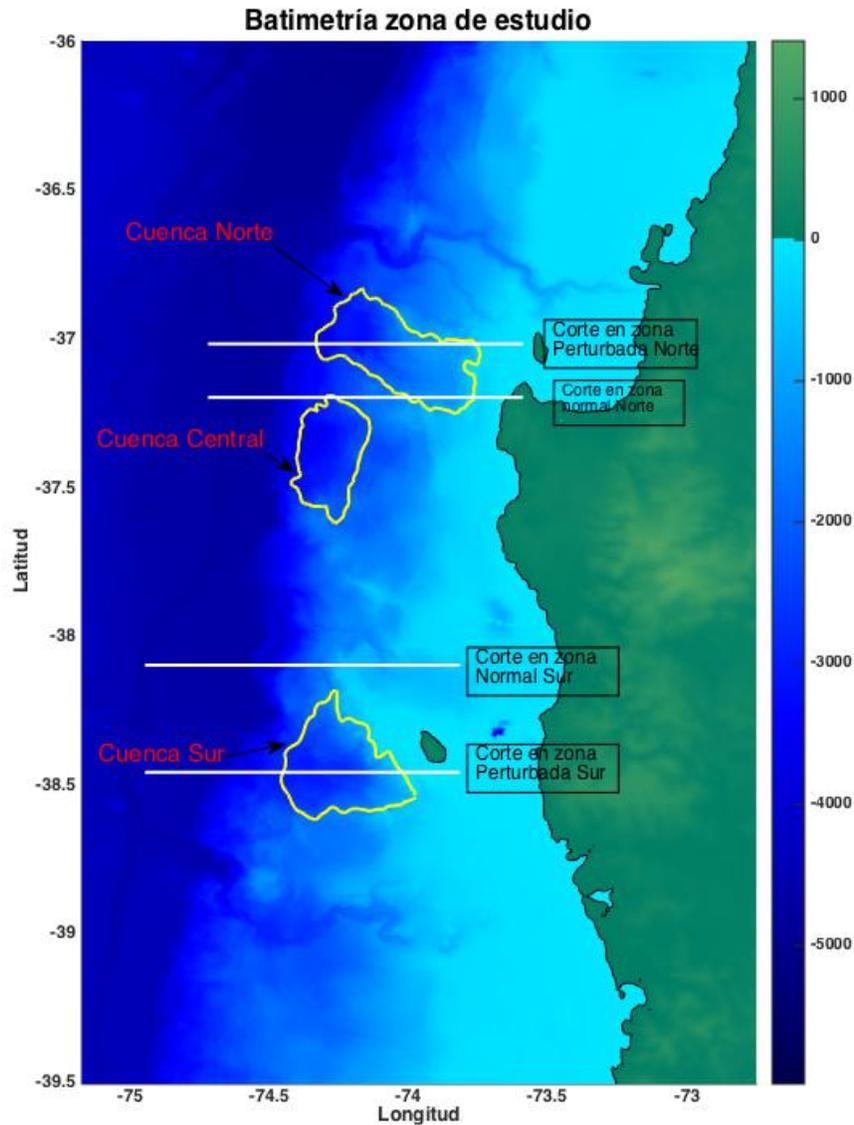


Figura 4.5: Batimetría ya interpolada. Muestra los perímetros de las zonas donde hubo deslizamientos en el pasado (líneas amarillas), las rectas de color blanco son cortes transversales de zonas normales y perturbadas, que se muestran en la Figura 4.6, la zona de color verde corresponde a la superficie sobre el nivel del mar, notar que el borde costero logra verse mucho más suave que en la Figura 4.1 (B), ya que ésta figura es el resultado de la interpolación de la batimetría de *ETOPO1*.

que por la escala de los derrumbes y producto de la posición final donde fueron a parar, se hace un poco más difícil deducir la forma inicial de los depósitos.

Por la forma de la pendiente del talud continental se sabe que los depósitos fueron a parar a la fosa de subducción. Al respecto, el trabajo de [Geersen et al. \(2011b\)](#) entrega dos pistas impor-

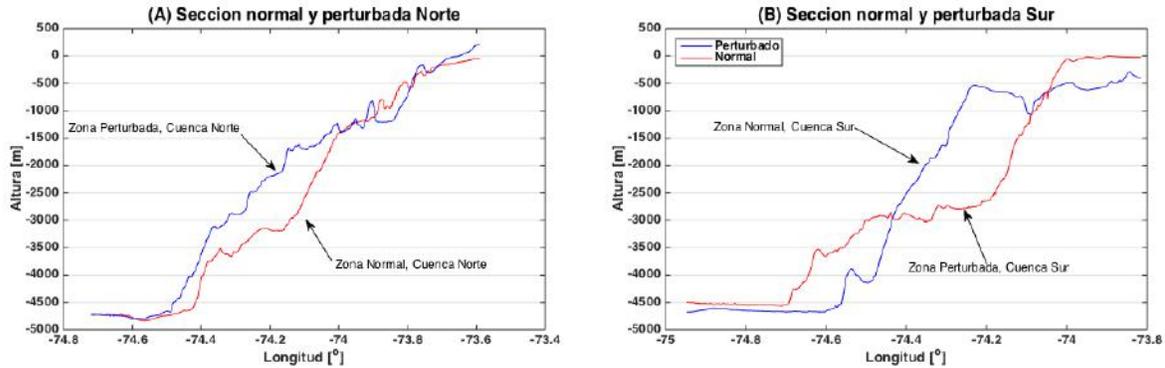


Figura 4.6: Cortes transversales de las zonas normales (color azul) y las zonas perturbadas^c del talud continental (color rojo), especificadas en la Figura 4.5. Notar la diferencia de altura que hay entre ambas zonas continuas. Es importante ver que para estos tres casos, la fosa tiene aproximadamente la misma profundidad y no se observan grandes montes submarinos asociados a depósitos de estos deslizamientos, por lo que trabajos como el de (Geersen et al., 2013) piensan que la mayor parte de estos depósitos ya fueron subductados.

tantes; en primer lugar lograron hacer una estimación de los volúmenes mínimos que pudieron tener cada uno de los tres deslizamientos, y en segundo lugar, fueron capaces de estimar hace cuantos años ocurrieron estos colapsos. Esta información permite acotar el rango de posibles formas que pudieron tener los depósitos. Conociendo el valor mínimo de los flujos que fueron deslizados, es posible tomar ese valor como referencia para distribuirlo sobre la batimetría y generar una geometría probable que pudo tener ésta previo al deslizamiento.

El trabajo de Geersen et al. (2011b) también proporciona una estimación del perímetro que encerraban los depósitos deslizados. Esos límites se generaron considerando los cambios abruptos de la pendiente en el talud continental, sumado a datos de reflexión sísmica y geológica de lo que cabría esperar en una zona como esa, comparándolo con lo que se observa. De esta forma fueron identificadas las zonas perturbadas, como aquellas en donde hubieron deslizamientos, y las zonas normales, como aquellas donde el terreno no ha colapsado. La Figura 4.5 muestra la batimetría con los contornos usados en el trabajo de Geersen et al. (2011b). Para generar las batimetrías pre-deslizamiento se tomaron en cuenta dos suposiciones fundamentales:

La primera consiste en asumir que todas las variaciones en la morfología de la batimetría de las zonas de pre-deslizamiento tienen la misma tendencia que las variaciones de la batimetría de las zonas normales. Es decir, se considera que no hay grandes variaciones en la forma de la batimetría en las zonas perturbadas. Esto permite usar una interpolación que recoja la información de los datos que están alrededor de las cuencas perturbadas. Además, para este propósito se considerará usar el valor medio de las alturas del perímetro para ser colocadas en el medio del canal, a una distancia equidistante de los bordes sur y norte en cada caso.

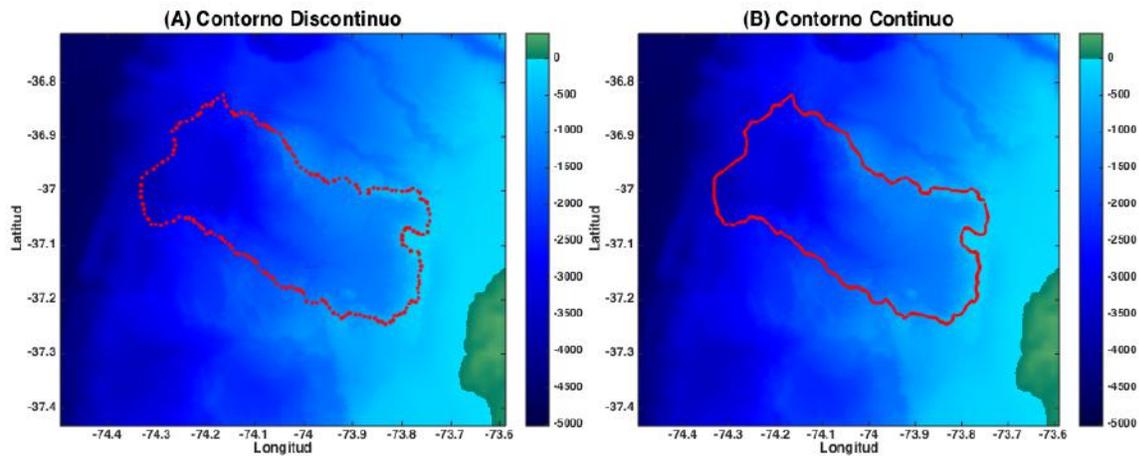


Figura 4.7: (A) Cuenca perturbada del deslizamiento Norte, en la zona de Nahuelbuta, los puntos discretos son puntos generados a mano para tomar la forma del contorno de la cuenca. (B) Misma zona que Figura 4.7 (A), pero ahora se muestra el contorno continuo, listo para ser usado en el proceso de interpolación.

La segunda gran suposición que se hace es con respecto a la ubicación actual de los depósitos de estos deslizamientos. Como se explicó anteriormente, se piensa que la mayor parte de estos depósitos fueron a parar a la fosa de subducción, pero si se hace una comparación de distintos perfiles de la batimetría, considerando tanto las zonas perturbadas como las no perturbadas, es posible notar que las variaciones de altura en la fosa son muy pequeñas, al punto donde se puede considerar que simplemente no existe tal depósito, en su lugar se piensa que estos ya fueron subductados. Este tema es abordado arduamente en los trabajos de [Geersen et al. \(2011b\)](#) y de [Geersen et al. \(2013\)](#). La Figura 4.6 muestra una comparación de diferentes perfiles de altitud de zonas perturbadas y normales:

Por lo anterior se supone que no se necesita quitar volumen de la fosa para ser colocado sobre las cuencas en las zonas perturbadas, como se ha hecho en otros trabajos, aplicados a otras zonas, ya que dicho volumen ya fue subductado, en su lugar, sólo será necesario generar un volumen nuevo que tenga las dimensiones deducidas por [Geersen et al. \(2013\)](#).

El primer paso en la generación de la batimetría pre-deslizamiento, fue identificar los contornos de los perímetros aproximados que limitaban las secciones perturbadas de las normales. Ésto se logró únicamente por medio de la identificación a mano de esos contornos, lo cual se consiguió usando la función `ginpud` de *Matlab2014b*. La Figura 4.7 muestra la batimetría con estos puntos generados a mano.

El siguiente paso consiste en interpolar estos puntos, para que las cuencas de las zonas perturbadas sean “rellenadas”, para ese efecto se desarrolló un programa que completa los puntos en estos perímetros, para que no hubiesen agujeros en la interpolación. Ésto se ilustra en la Figura 4.7

(B). Ahora que ya se dispone de un contorno continuo, es posible tomar esos puntos como límite de la interpolación en dos dimensiones, la cual será hecha con la función `scatteredInterplant` de *Matlab2014b*. En realidad esta interpolación tuvo dos etapas, ya que al considerar la primera hipótesis y generar los puntos de altura media de los bordes de las cuencas en el centro del depósito, (entre laderas Norte y Sur), la interpolación no quedó muy bien lograda. Ésto se debe al efecto de poca suavidad en los puntos de muestra. Es necesario aumentar el número de puntos de la muestra en la cuenca de las zonas perturbadas. En otras palabras, se pretende aplicar la misma estrategia usada para generar la batimetría pre-deslizamiento. La Figura 4.8 muestra la batimetría en la zona donde se hará la interpolación previo a este proceso.

La primera etapa de la interpolación consistió en generar puntos de muestra dentro de la cuenca colapsada, por lo que cabe preguntarse de dónde se sacarán estos puntos. Pueden haber varias soluciones, el método escogido fue comenzar haciendo una interpolación en una sólo dimensión. Ésto es posible tomando distintos cortes transversales dentro del *DEM*, identificar los límites de las cuencas en cada corte transversal e interpolar entre esos dos puntos, esta solución se le llamará solución "a priori".

Los cortes transversales fueron hechos en dirección Norte-Sur, ya que las cuencas están orientadas de forma relativamente perpendicular a esa dirección. Para cumplir con la 1^o hipótesis, se promediaron los valores de los límites de las cuencas y fueron colocados en el centro de dicha cuenca, todo el conjunto de datos que hay entre ambos extremos de esta zona fue eliminado.

Luego de ésto, se escogió usar una interpolación `spline` aplicada en la función `interp1` de *Matlab2014b* ya que ésta es suave en los bordes de unión entre puntos, por lo que sólo fue necesario usar tres puntos para generar la nueva "superficie 1D": el punto ubicado en el extremo norte del perfil, el punto ubicado en el extremo sur y el valor medio de estos puntos, ubicado en el centro del perfil. Luego de terminar la interpolación para un sólo perfil, el proceso debe repetirse n veces, una para cada perfil que tuviese datos dentro de la cuenca perturbada. Este proceso puede verse en la Figura 4.9. Finalmente, una vez aplicada la interpolación para cada perfil, la batimetría mostró una cuenca inundada con el volumen a priori de lo que después será el deslizamiento.

Desgraciadamente, esta batimetría pre-deslizamiento a priori (BPDA), no tiene una forma suave ya que se generan discontinuidades en forma de escaleras entre los diferentes perfiles. Para solucionar ésto, se sacarán sólo un número arbitrario de puntos de esta interpolación 1D y se usarán para generar la interpolación 2D, retomando la misma estrategia usada para generar la batimetría post-deslizamiento.

Este proceso es generado con la función `scatteredInterpolant` de *Matlab2014b*. Una vez aplicado este paso ya se tiene la batimetría pre-deslizamiento definitiva, la cual es relativamente suave, y no tiene la forma escalonada que posee la BPDA.

Dada la explicación anterior, es posible que se llegue a pensar: ¿por qué no se aplicó la interpolación 2D directamente, sin pasar primero por la interpolación 1D? La razón es que la función `scatteredInterpolant` de *Matlab2014b*, que es la única función de interpolación 2D en *Matlab2014b* que permite generar una superficie, a partir de un número limitado de puntos, permite muy pocos métodos de interpolación, de los cuales el mejor método es el `natural`^d. Este método aplicado a la zona de la cuenca, sin ningún punto referencial dentro, genera una superficie cóncava con un volumen de depósito mucho menor al valor mínimo usado en los trabajos de Geersen et al. (2011b) y Geersen et al. (2013), por lo que hace falta tener puntos guías en la cuenca que permitan generar una superficie más realista.

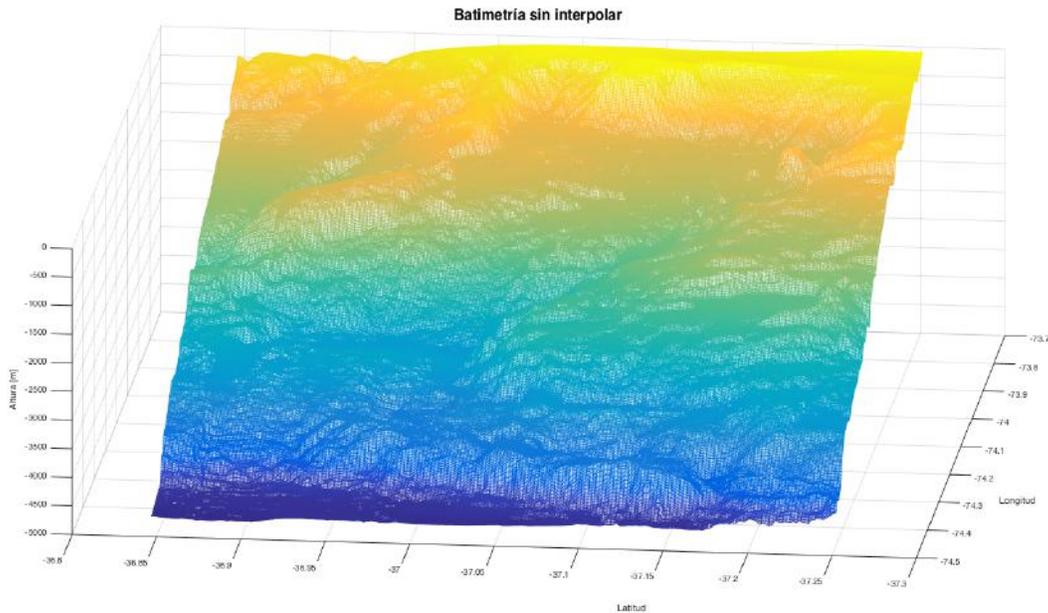


Figura 4.8: Zona colapsada Norte. Corresponde a la batimetría post-deslizamiento que será usada para generar los depósitos especificados anteriormente

^dExisten varios parámetros que permiten reconocer a éste método, aplicado a éste problema, cómo el mejor de los anteriores.

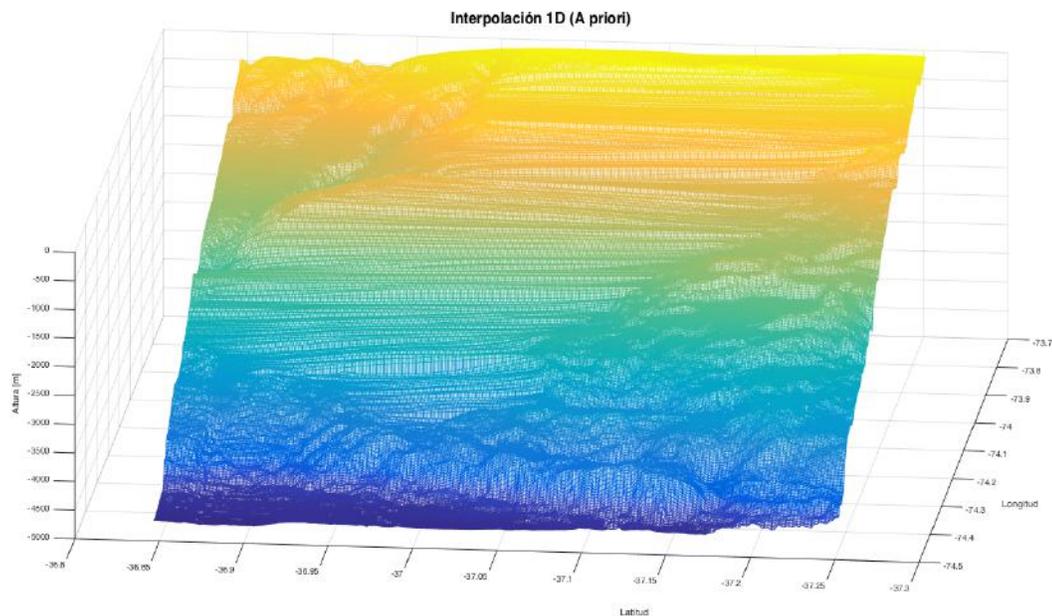


Figura 4.9: Batimetría pre-deslizamiento, generada con la interpolación 1D sobre la Figura 4.8. Esta es la etapa a priori de la generación de la batimetría definitiva, notar que la interpolación 1D por secciones transversales genera ese efecto de discontinuidad en forma de escalera, el cual tiene que ser corregido con la interpolación 2D.

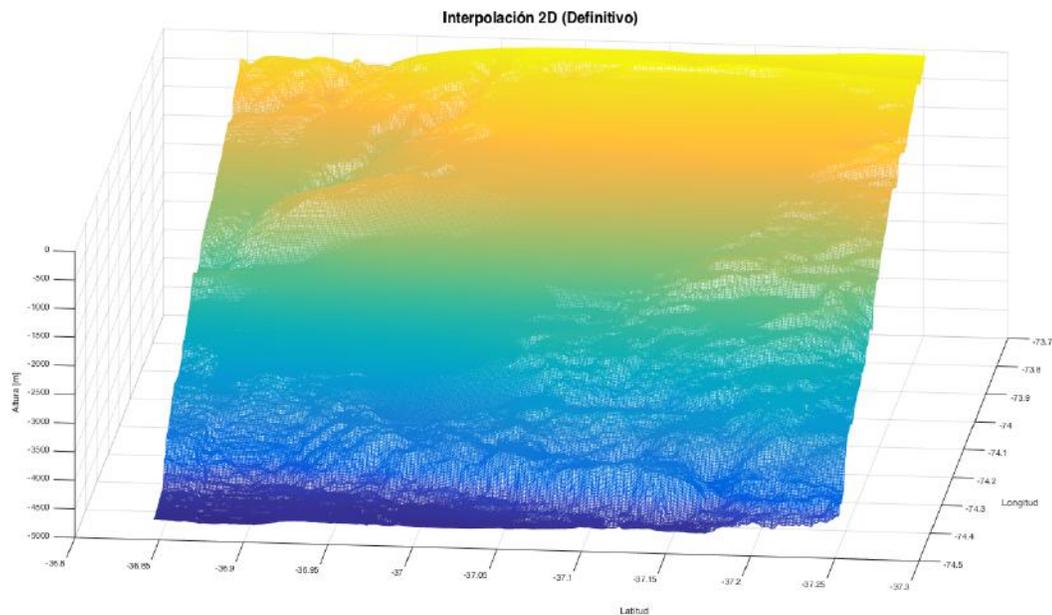


Figura 4.10: Batimetría pre-deslizamiento definitiva, generada con la interpolación 2D usando cómo referencia algunos puntos generados en la interpolación 1D mostrada en la Figura 4.8 y Figura 4.9.

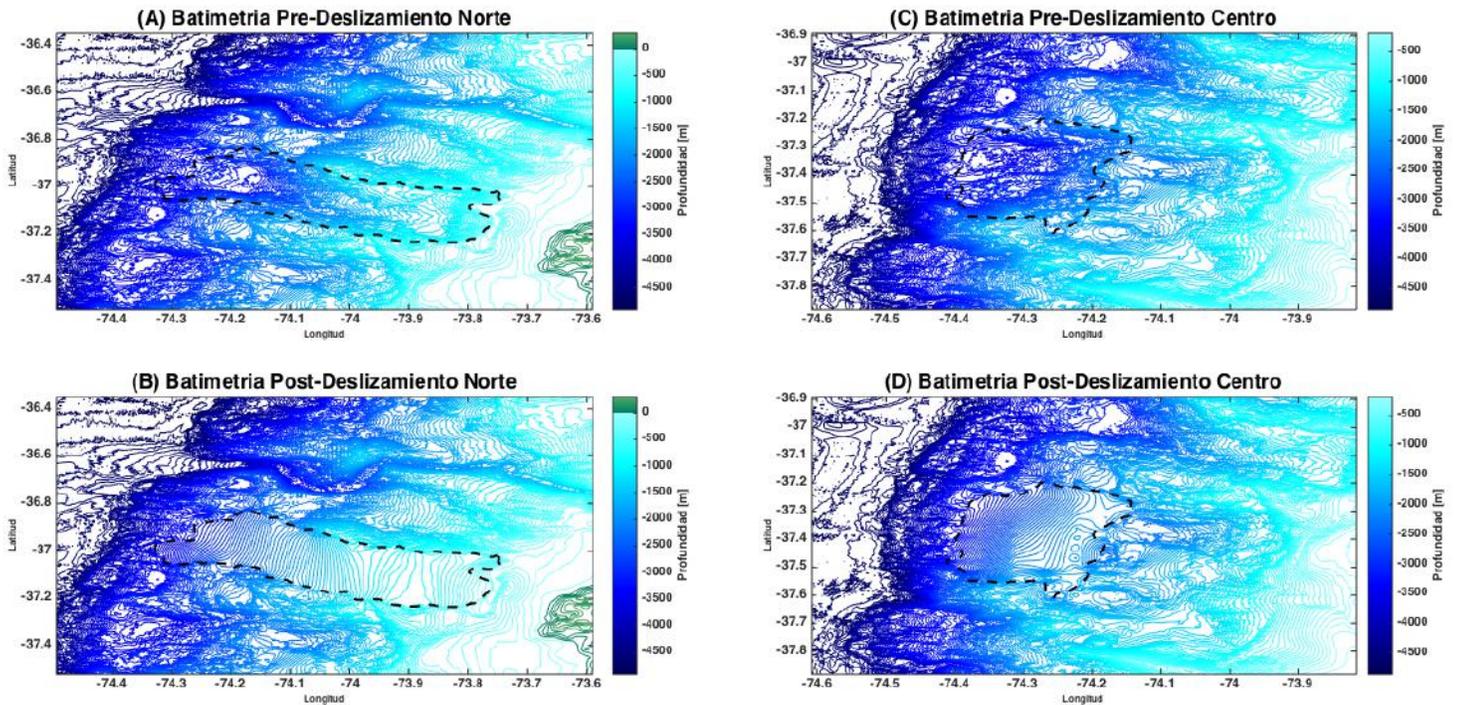


Figura 4.11: (Izquierda), Batimetría de la zona Norte que muestra la cuenca en donde estaban los depósitos, en su etapa post-deslizamiento (A) y pre-deslizamiento (B) Ésta fue la interpolación 2D usada al final. (Derecha), batimetría de la zona Centro que muestra la cuenca en donde estaban los depósitos en sus etapas post-deslizamiento (C) y pre-deslizamiento (D).

La Figura 4.11 muestra las batimetrías de la zona Norte y centro en los casos antes y después de la interpolación definitiva.

4.4. Interpolación de la batimetría de la zona Sur.

El caso de la zona Sur es diferente a los dos anteriores, si bien inicialmente se pensaba que se generó un gran deslizamiento que desplazó más de 472 km^3 de roca, (Geersen et al., 2011b), al calcular los tiempos de viaje de la onda P dentro de esta región se mostró que la onda tardaba 2 s en ir y volver. Este tiempo estaría asociado a espesores del orden de 1 a 2 km, cosa que es poco probable. Posterior a esto, en el trabajo de Geersen et al. (2013) fueron recalculados los datos de reflexión sísmica y a raíz de esto se llegó a la conclusión de que en la zona Sur no hubo sólo un desprendimiento ocurrido en un único evento, si no que fueron dos deslizamientos. Se supo esto ya que al ver las imágenes de reflexión sísmica es posible distinguir 4 unidades sedimentarias, dos capas bien estratificadas asociadas con depósitos de turbidita (unidades a y c representadas en el cuadro (c) de la Figura 4.12) y dos capas que muestran una reflexión caótica, (unidades b y d representadas en el cuadro (c) de la Figura 4.12).

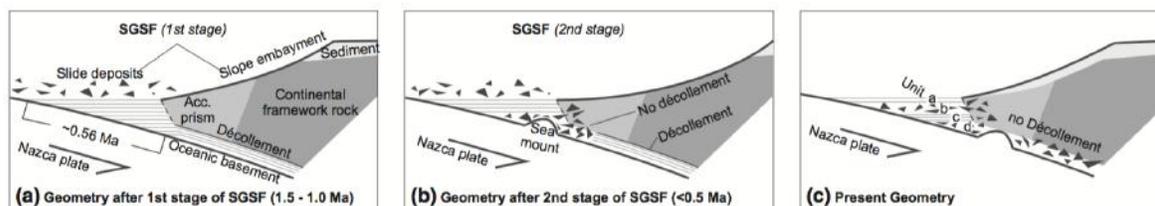


Figura 4.12: Esquemas que ilustran como [Geersen et al. \(2013\)](#) proponen que los deslizamientos fueron depositados en la zona Sur. (a) Primero se generó un deslizamiento hace más de 1.0. *m.a.*, éste flujo se depositó sobre la fosa y comenzó a ser enterrado por otros sedimentos más nuevos. (b) Se produce el segundo deslizamiento, hace menos de 0.5 *m.a.*, el primer evento ya está en proceso de ser subductado, parte de los escombros están siendo incluidos en el prisma de acreción y están separados del deslizamiento más nuevo por estratos de turbidita. (c) Configuración en la actualidad, ambos deslizamientos están siendo subductados, se generó una capa de sedimentos sobre el depósito de escombros más nuevo, el depósito más antiguo ha remplazado el Décollement y se pueden separar las capas por unidades a, b, c y d. La figura fue sacada de [Geersen et al. \(2013\)](#).

A raíz de esto tuvieron que recalcular los volúmenes y las edades de cada uno de estos deslizamientos. Se estimó que el volumen del deslizamiento asociado a la unidad (b), la más nueva, fue de 248 km^3 y habría ocurrido hace menos de medio millón de años. En el caso de la unidad más vieja, (d), se calculó un volumen de 127 km^3 y éste hubiese ocurrido hace menos de 1.5 *m.a.* y más de 1.0 *m.a.* ([Geersen et al., 2013](#)). El problema con esta estimación es que si se comparan éstos volúmenes con lo que se calculó que fue perdido en la superficie [Geersen et al. \(2011b\)](#), y se compara con los volúmenes de los depósitos, faltan más de 97 km^3 , por lo que se piensa que ese volumen faltante ya fue subductado, así que probablemente le pertenece al depósito más antiguo.

Como consecuencia de lo anterior, fue necesario replantear la forma de la batimetría en la zona Sur, para así estar más de acuerdo con la evidencia existente. Por simplicidad sólo se generó una interpolación de la forma que tuvo la batimetría antes del segundo deslizamiento, ya que para el caso del primer evento, falta información.

Se consideraron 3 casos posibles en los que la batimetría pudo estar conformada antes del segundo deslizamiento (Figura 4.13). Un caso donde el volumen del flujo está distribuido en la parte inferior del talud continental, dentro de la cuenca Sur, otra configuración en la que el flujo está en la parte central de la cuenca, y un tercer caso en el que todo el volumen del último flujo está en la parte superior del talud. El volumen aproximado del flujo en cada interpolación fue de 253.83 km^3 , 248.20 km^3 y 240.64 km^3 respectivamente. Todos éstos casos están dentro del 10% de error posible sugerido por [Geersen et al. \(2011b\)](#). Se considera que "a priori" estas configuraciones son igual de probables, ya que no se tiene evidencia que respalde un caso en específico, por lo que se usará la modelación numérica para determinar cual de los tres es el más probable, o si hay más de una que pudo ser.

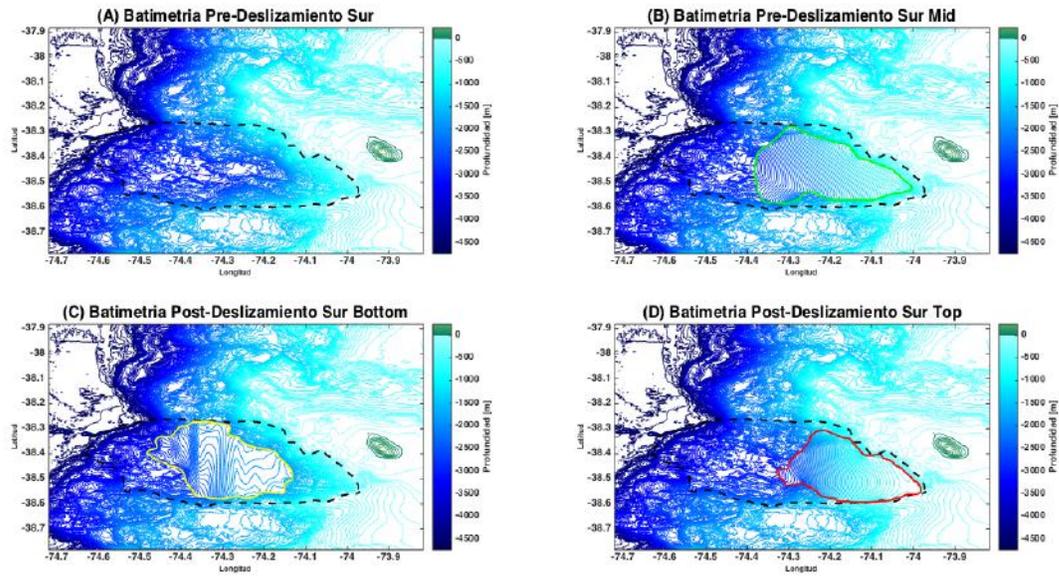


Figura 4.13: Tres diferentes configuraciones que pudo tener la batimetría de la zona Sur. (A) la línea negra punteada muestra toda la sección que se deslizó con los dos eventos. (B) la línea continua verde muestra la interpolación 2D con el flujo centrado en la cuenca (Mid). (C) Interpolación 2D que muestra el flujo distribuido en la parte más baja del talud continental (Bottom), delimitado por la curva amarilla. (D) Interpolación 2D que muestra el volumen distribuido en la zona superior de la cuenca Sur, encerrado en la curva roja, (Top). Notar que si (B) y (D) parecieran estar en la parte superior del talud, en realidad el centro de masa de (B) está mucho más hacia el Oeste.

Se exige que la diferencia entre los datos de la batimetría pre-deslizamiento (definitiva), menos los datos de la batimetría post-deslizamiento, es decir solamente el depósito, sin el resto de la batimetría, tenga como mínimo el volumen especificado en el trabajo de [Geersen et al. \(2013\)](#), es decir:

$$V_{flujo} = DEM_{pre} - DEM_{post} \quad (4.1)$$

donde

$$V_{flujo} \geq V_{geersen} \quad (4.2)$$

donde DEM_{pre} es la batimetría pre-deslizamiento; DEM_{post} es la batimetría post-deslizamiento; V_{flujo} es el volumen calculado y $V_{geersen}$ es el volumen mínimo estimado por [Geersen et al. \(2011b\)](#). Para verificar que se cumpliera la primera hipótesis, la que dice que se asume que las variaciones de la topografía en las zonas interpoladas sean similares a las variaciones en la topografía de las zonas no perturbadas, es necesario calcular la variación estándar de los datos en ambas regiones. Se optó por tomar una superficie arbitraria que contuviese tanto el área

Zonas	σ_{per} [m]	σ_{norm} [m]	$ \Delta\sigma $ [m]	ϱ
Zona Norte	$-1,6 \times 10^3$	$-1,9 \times 10^3$	373,5	0,8
Zona Centro	$-2,6 \times 10^3$	$-2,8 \times 10^3$	141,3	0,9
Zona Sur	$-1,4 \times 10^3$	$-1,8 \times 10^3$	393,7	0,7

Tabla 4.1: Desviaciones estándar de los datos de las zonas interpoladas y de las zonas con datos normales.

de los depósitos pre-deslizamientos como las zonas vecinas no deslizadas. Para este efecto fue tomada una zona que latitudinalmente fuese 3 veces más grande que la mayor sección transversal interpolada de Norte a Sur, que tenía que tener centrada la zona interpolada. Se calculó el valor absoluto de la desviación estándar de los datos de las superficies normales menos las desviaciones estándar de los datos de las superficies interpoladas:

$$|\Delta\sigma| = |\sigma_{per} - \sigma_{norm}| \quad (4.3)$$

donde σ_{per} es la desviación estándar de los datos perturbados y σ_{norm} es la desviación estándar de los datos normales. Ésto representa cual es la variación entre las dispersiones de los dos conjuntos de datos.

También podemos comparar ésto con la razón entre las dos variaciones estándar, es decir: $\varrho = \frac{\sigma_{per}}{\sigma_{norm}}$, lo que representaría cual de los dos conjuntos de datos sufre mayor dispersión. Los datos están ordenados en la Tabla 4.1, de lo que anterior podemos concluir que los datos de las zonas no perturbadas tienen una dispersión mayor que la desviación estándar de los datos de las zonas normales. Ésto puede deberse a la suavidad de la interpolación en 2 dimensiones usada. Por otro lado, todos los datos comparados están dentro del mismo orden de magnitud, por lo que podemos suponer, con cierta flexibilidad, que la hipótesis 1 se está bien cumplida.

Todos estos pasos son repetidos tres veces, una para cada zona de deslizado identificado en la zona de Nahuelbuta. Las modelaciones de los deslizamientos de tierra submarinos se generarán separando esta gran batimetría en tres partes que contengan las cuencas perturbadas. Se espera que este trabajo sea una continuación del trabajo realizado por [Geersen et al. \(2011a\)](#)

Capítulo 5

Modelación Numérica de Flujos de Escombros Submarinos en el Centro Sur de Chile

Existen tres grandes zonas en el Centro Sur de Chile, cerca de la Península de Arauco, dónde han sido localizados grandes deslizamientos submarinos, los cuales pudieron ser capaces de transportar cientos de km^3 de escombros y sedimentos hasta las profundidades de la fosa. Anteriormente se ha explicado parte de la evidencia que avala esta teoría, además de un análisis somero de la física de los flujos de escombros. Ahora toca mostrar la construcción de todos los pasos esenciales que permiten modelar dichos flujos de escombros, considerando toda la información disponible, además de generar algunas suposiciones lógicas que permitan suplir todos los vacíos que la evidencia.

En base a lo anterior, el presente capítulo tiene por objetivo principal mostrar los resultados de la modelación de los flujos de escombros de los 3 deslizamientos del Centro Sur de Chile, así como generar observaciones y mostrar hipótesis que expliquen la naturaleza de dichos resultados.

5.1. Pre-modelación

Previo a la modelación es necesario tomar en cuenta una serie de consideraciones que permitirán representar estos flujos de escombros de la forma más realista posible. Es decir, para que una modelación represente correctamente la realidad, es indispensable tener conocimiento de todas las variables físicas que influyen, a la vez que se considera de qué manera afectan éstas en la dinámica de los flujos. Por otro lado, hay que contar con toda la evidencia geológica y geofísica que represente estos casos particulares, ya que se sabe que las propiedades de estos flujos están determinadas en gran parte por las zonas en donde se formaron. A continuación se mostrará un listado de todos los parámetros que se utilizaron para modelar estos flujos en base a la

Tabla 5.1: Parámetros de entrada usados en *VolcFlow v3.6*, las letras a,b y c son explicadas en la siguiente sección.

Parámetro	Descripción
$z(x, y)$	Condición de borde
$h(x, y, t_0)$	Condición Inicial espacial
$\vec{u}(x, y, t_0)$	Condición Inicial de velocidad
ρ	Densidad del flujo de escombros
\vec{g}'	Gravedad reducida (a)
$\Delta x, \Delta y, \Delta t$	Diferencias espaciales y temporales (b)
t_{max}	Tiempo máximo de cálculo
$\vec{\tau}$	Estrés de retardo o esfuerzos cortantes (c)

información disponible y las suposiciones previas.

5.1.1. Parámetros de entrada de *VolcFlow v3.6*

VolcFlow es un modelo numérico que permite simular la dinámica de flujos viscosos, cohesivos o friccionales, por medio del modelo de aguas someras a través de una construcción euleriana implementada en un esquema upwind^a. Su algoritmo es muy estable, permitiendo garantizar la convergencia de la solución numérica, incluso en topografías muy accidentadas. Al igual que todo modelo numérico, este programa trabaja por medio de parámetros de entrada (input).

Como principales parámetros de entrada están los que componen las condiciones iniciales: forma inicial del flujo, representada por una superficie $h(x, y, t_0)$ y la velocidad inicial del flujo; $\vec{u}_o = (u(x, y, t_0), v(x, y, t_0))$. También se necesitan condiciones de borde, representadas por una superficie a elección que depende sólo de las variables espaciales; $z(x, y)$. Además de otros parámetros típicos usados en el modelo de aguas someras. A continuación se explicarán algunos parámetros destacados en este modelo.

- (a) Con respecto a la gravedad reducida g' , inicialmente este algoritmo fue programado para modelar flujos moviéndose en tierra, así que se consideraba el valor de la gravedad igual a $9,8 \text{ m/s}^2$. Pero como este trabajo implica el movimiento de avalanchas generadas bajo el agua, hay que tomar ciertos cuidados. En primer lugar hay que considerar la boyantes del flujo dentro del agua, ésto implica una relación inmediata entre las densidades de dos fluidos. En este caso, las del flujo de escombros ρ_{flow} y del agua ρ_w . La fuerza de boyantes, es una fuerza de cuerpo, ésto quiere decir que es sentida en cada punto dentro del objeto sumergido en agua. Por otro lado, como ejemplo, podemos considerar una roca sumergida, la densidad de ésta no va a cambiar al ser sumergida, en su lugar sólo cambiará la aceleración neta producto de la adición de la boyantes como nueva fuerza en

^aEsquema numérico de discretización de derivadas, donde el cálculo de las derivadas sobre un nodo se hace considerando la información de los nodos que están en la dirección del movimiento del flujo.

el sistema. La ventaja de usar la gravedad reducida es que permite mantener la forma de las ecuaciones de conservación de momentum, no es necesario sustituir las densidades del flujo por alguna densidad aparente, por lo que podemos usar el programa sin necesidad de cambiar su código fuente.

La expresión matemática de la gravedad reducida se ve en la Ecuación 5.1. (Vallis, 2006)

$$\vec{g}' = \vec{g} \left(1 - \frac{\rho_w}{\rho_{flow}} \right) \quad (5.1)$$

aquí g es la gravedad real. La física del problema muestra que la fuerza de arrastre también debería ser incluida en este modelo. Pero como esta versión de *VolcFlow v3.6* sólo trabaja modelando un sólo fluido, es necesario ajustar los parámetros reológicos; viscosidad, esfuerzo cortante, etc, para que la dinámica vista en el modelo, muestre un comportamiento que explique lo observado en los flujos submarinos reales. De esta forma se piensa compensar la contribución que debería ser hecha por la fuerza de arrastre.

- (b) La elección del valor de las diferencias espaciales y temporales está condicionada por la condición de *CFL*, o condición de Courant-Friedrichs-Leuy. Esta condición nos dice que para que las soluciones de nuestras ecuaciones tengan sentido físico, es necesario que haya una correspondencia entre estas dos variables. Para el caso de *VolcFlow v3.6*, si bien, es posible escoger los valores de Δx , Δy y Δt , el programa considera esos parámetros como valores de referencia, luego el ajuste se hace de forma automática para garantizar la estabilidad del modelo.
- (c) El estrés de retardo, o los esfuerzos cortantes son parámetros que determinan la capacidad de fluencia de estos deslizamientos. En síntesis gobiernan todas las deformaciones sufridas por el fluido en movimiento, controlando así la velocidad de depositación y la distribución espacial de dichos depósitos. Este parámetro está definido por las diferentes leyes reológicas mencionadas en el Anexo de la Sección 8.5, este tema será abordado en las siguientes secciones.

5.1.2. Modelo de aguas someras implementado en *VolcFlow v3.6*

Como ya se mencionó en el punto anterior, *VolcFlow v3.6* trabaja por medio de un esquema numérico que resuelve las ecuaciones del modelo de aguas someras. Estas son ecuaciones conservativas deducidas a partir de la ecuación de Navier-Stokes a través del balance de masa y momentum, para describir un fluido que tenga una dimensión espacial horizontal mucho mayor que su dimensión vertical. Dichas ecuaciones contienen todos los terminos básicos que necesita el modelo para funcionar. A continuación se procederá a mencionar todos los parámetros y a explicar cada término de las ecuaciones del modelo, según lo expuesto por Kelfoun y Druitt (2005) :

1. Conservación de la Masa:

$$\underbrace{\frac{\partial h}{\partial t}}_{(1)} + \underbrace{\frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y}}_{(2)} = 0 \quad (5.2)$$

2. Conservación del Momemtum:

$$\underbrace{\frac{\partial(hu)}{\partial t}}_{(3)} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial x}(hu^2) + \frac{\partial}{\partial y}(huv)}_{(4)} = \underbrace{g'h \sin \alpha_x}_{(5)} - \underbrace{\frac{1}{2}\kappa_{\frac{act}{pass}} \frac{\partial}{\partial x}(g'h^2 \cos \alpha)}_{(6)} - \underbrace{\frac{\tau_x}{\rho}}_{(7)} \quad (5.3)$$

$$\underbrace{\frac{\partial(hv)}{\partial t}}_{(3)} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial x}(huv) + \frac{\partial}{\partial y}(hv^2)}_{(4)} = \underbrace{g'h \sin \alpha_y}_{(5)} - \underbrace{\frac{1}{2}\kappa_{\frac{act}{pass}} \frac{\partial}{\partial y}(g'h^2 \cos \alpha)}_{(6)} - \underbrace{\frac{\tau_y}{\rho}}_{(7)} \quad (5.4)$$

Donde (1) es la variación temporal del terreno y (2) es la divergencia de la masa, (3) es la variación local del flujo, (4) son los términos advectivos, (5) es la fuerza debida a la gravedad reducida, (6) es la fuerza del gradiente de presiones y (7) son los esfuerzos cortantes. Y los parámetros de las ecuaciones son: h es el espesor del deslizamiento, $\vec{u} = (u, v)$, es el campo de velocidades, ρ es la densidad del flujo, α es el ángulo de la pendiente del terreno, g' es la gravedad reducida, $\kappa_{act/pass}$ es el coeficiente de presión del flujo y por último $\vec{\tau} = (\tau_x, \tau_y)$ son los esfuerzos cortantes. Como ya se mencionó, este último término contiene toda la información de la reología del flujo, el cual puede escribirse de forma general de la siguiente manera:

$$\vec{\tau} = \underbrace{\rho h \tan \varphi_{bed}}_{\text{Coulomb}} \left(g' \cos \alpha + \frac{\vec{u}^2}{r} \right) \frac{\vec{u}}{\|\vec{u}\|} + \underbrace{\tau_0}_{\text{Plastico}} \frac{\vec{u}}{\|\vec{u}\|} + \underbrace{3\mu \frac{d\vec{u}}{dh}}_{\text{Viscoso}} + \underbrace{\rho \xi \|\vec{u}\| \vec{u}}_{\text{Coef}-u^2} \quad (5.5)$$

Esta ecuación se obtuvo de [Kelfoun y Druitt \(2005\)](#), donde φ_{bed} es el ángulo de fricción externo, usado en la ley reológica friccional de Coulomb, μ es la viscosidad dinámica del flujo, ξ es el llamado coeficiente $-u^2$, el cual es un coeficiente adimensional que tiene valores de 0 a 1, se multiplica por una tensión que depende del cuadrado de la velocidad. Este coeficiente permite alterar el campo de velocidades del flujo, disminuyendo la velocidad del mismo y τ_0 es el estrés de retardo, el cual le otorga plasticidad a la dinámica del flujo, puede ser útil para generar flujos con comportamientos más plásticos, es decir; formación de leveés, bulbosidad en el frente del flujo, etc. Notar que todos estos coeficientes son variables independientes en el modelo, los valores que puedan tomar son asignados manualmente, por lo que se puede decir que físicamente dependen

Referencias	Reología usada	Modelo usado	τ_0 [kPa]	ν [m ² /s]	v_{max} [ms ⁻¹]	ρ [kgm ⁻³]	φ_{bed} [°]	φ_{int} [°]
Elverhoi et al. (2010)	Bingham	Modelo W-BING*	2 – 30	1	22 – 25	2,0	-	-
Fine et al. (2005)	Viscosa	Jiang y LeBlond (1992)	-	0,01	16 – 27	2,0	-	-
Giachetti et al. (2011)	Coulomb y Plastica	<i>VolcFlow</i>	100 – 150	0,01	50 – 82	1,8	1,3 – 3,9	-
Dondin et al. (2012)	Bingham y Coulomb	<i>VolcFlow</i>	130 – 180	2 – 0,01	-	2,2	5,5 – 7,3	0 – 30
Kelfoun et al. (2010)	Coulomb y Viscosa	<i>VolcFlow</i>	20 – 50	-	-	2,0	-	-

Tabla 5.2: Rango de parámetros reológicos usados en diferentes trabajos con diferentes modelos. Todos estos estudios se hicieron con modelaciones de flujos de escombros bajo el agua. Por lo que se pretende acotar la búsqueda de los parámetros correctos partiendo de la base de los valores usados en estas investigaciones previas. * Ver Imran et al. (2001)

de relaciones microscópicas como la cohesión entre las partículas o el grado de saturación de agua que tiene el sistema. El efecto que tienen los valores de estos parámetros en la forma de los depósitos, es mostrado en la Figura 5.7.

Notar que es posible usar cualquier modelo reológico por separado, o bien usar una combinación de ellos. Kelfoun (2011) dice que para el caso de los flujos de escombros, las leyes reológicas que mejor representan su movimiento y depositación son las ley plástica, viscosa, Binham y el uso del coeficiente $-u^2$. La siguiente sección pretende mostrar cómo fueron escogidos los parámetros reológicos usados en la modelación.

5.1.3. Acotación de parámetros reológicos usando información bibliográfica

La reología es el conjunto de ecuaciones que muestran cómo están relacionados los esfuerzos cortantes con la deformación del flujo. No existe una ley general que permita estudiar el comportamiento de todos los fluidos, dependerá de cada caso particular qué reología se tendrá que escoger. Ésto agrega un factor extra de complejidad al problema, ya que es importante conocer la dinámica de los flujos de escombros, estudiándolos por separado.

Como ya fue explicado en el apartado anterior, existen varios modelos reológicos, y en las referencias es posible encontrar modelos de deslizamientos que son justificados usando cada una de estas leyes por separado. El trabajo de Kelfoun (2011) permite acotar la búsqueda, mostrando que para el caso de los flujos de escombros, las reologías más apropiadas que se pueden usar son las reologías viscosas y plásticas o una combinación de ellas, ya que muestran mayores similitudes con la dinámica de los flujos reales, es decir, en cuanto a forma del flujo, velocidad y distribución espacial de los depósitos.

La Tabla 5.2 sintetiza los rangos de parámetros usados en diferentes trabajos, con sus respectivas reologías. Para saber bien qué parámetros reológicos serán escogidos en la simulación, hay que tener en cuenta qué clase de comportamiento en el flujo es el que está siendo controlando por dicha variable. Son varios los factores en los que influyen los parámetros reológicos, por ejemplo,

Parámetro	Rango de valores
ρ	2,0 [kgm ⁻³]
ν	0 – 30 [m ² s ⁻¹]
τ_0	2 – 180 [kPa]
ξ	0 – 0,6 [-]

Tabla 5.3: Rango de los parámetros que serán usados en las modelaciones de baja resolución. Se tomará una combinación de todos estos valores en la modelación.

la velocidad, el descentramiento (o run-out), el espesor del flujo y la distribución espacial de éste; es decir, la geometría del depósito.

En primer lugar, la velocidad del flujo es un factor muy importante en la modelación de deslizamientos, no sólo porque existe un rango de velocidades realistas alcanzadas por flujos de escombros bajo el agua, el cual puede ir desde 0 – 65 ms⁻¹ en el frente del deslizamiento; [Fine et al. \(2005\)](#), [Elverhoi et al. \(2010\)](#), [Giachetti et al. \(2011\)](#), si no que además la velocidad del flujo es un parámetro fundamental para determinar la amplitud y longitud de onda del tsunami que podría generar. Si bien tanto la viscosidad del flujo y los esfuerzos cortantes tienen influencia sobre la velocidad del flujo, el parámetro ξ es el que permite más flexibilidad y manipulación a la hora de querer establecer un rango de velocidades.

El descentramiento del flujo es el alcance horizontal que puede tener éste una vez iniciado a una altura determinada. El modelo del cono de energía [Sheridan \(1979\)](#) permite tener una estimación parcial del alcance que tendrá un deslizamiento, sólo considerando la energía potencial inicial que tenía el flujo. El problema con este modelo 1D es que no permite incluir todas las variables que pueden influir en el descentramiento, como la viscosidad del flujo o la forma de la topografía. Por medio de diagramas de dispersión, en las siguientes secciones se mostrará que en efecto, el parámetro que más influencia tiene sobre el alcance del flujo es el estrés de retardo τ_0 .

El estrés de retardo también tiene influencia sobre la geometría del depósito, el trabajo de [Kelfoun \(2011\)](#) muestra que la mayor parte de los flujos de escombros se caracterizan por una forma redondeada y abultada en el frente del flujo y la presencia de levees; canales formados en los bordes del flujo [Johnson et al. \(2012\)](#). La reología plástica o de Bingham dependen del estrés de retardo, por lo que permiten la formación de esta clase de depósitos.

Por otro lado, en los diagramas de dispersión mostrados en las siguientes secciones queda demostrado que los espesores alcanzados por los depósitos, depende en su mayoría por la acción de la viscosidad escogida. A partir de la información anterior, la búsqueda de las reologías se centra en generar una serie de modelaciones de baja resolución que combinen todos los valores tomados por estos parámetros reológicos, usando sólo reología plástica, bingham y viscosa. No

se considerará la reología de Coulomb ya que por lo visto en [Imran et al. \(2001\)](#), [Kelfoun \(2011\)](#) y [Johnson et al. \(2012\)](#), ésta no logra representar bien la forma de los depósitos finales de este tipo de flujos, ya que no hay formación de levées ni abultamiento en el frente del depósito. Esta información puede verse en la Tabla 5.3.

El trabajo de la modelación numérica consistirá en generar una serie de modelaciones que combinen todos los parámetros usados en la Tabla 5.3, la cual representa los valores que toman dichos datos en la bibliografía, la idea es generar modelaciones de baja resolución, con el fin de ahorrar tiempo y tener la mayor cantidad de datos para comparar. Por lo que el siguiente paso es saber con respecto a qué serán comparados dichos resultados de la modelación. Para esto es necesario comprender algunas características de la zona de estudio.

5.1.4. Características de los depósitos locales medidas de forma indirecta

El tipo de reología escogida y los valores que tomen sus respectivos parámetros tienen que ser tales que logren representar los depósitos observados y la dinámica esperada. Por este motivo es muy importante estudiar la forma de los depósitos de estos deslizamientos submarinos. Se determinará el volumen del flujo, descentramiento, espesor y la velocidad del mismo, ya que puede servir cómo una buena primera aproximación al problema.

Existen estudios similares a éste en los que los flujos de escombros submarinos fueron identificados en márgenes continentales pasivos. Ejemplo de esto puede ser el deslizamiento de Grand Banks en 1929 ([Heezen y Ewing, 1952](#)), o ([Fine et al., 2005](#)), el deslizamiento de Storegga, en el margen continental de Noruega, hace ~ 6100 años ([Masson et al., 2006](#)), ([Dawson et al., 1988](#)), o el deslizamiento de Papua en Nueva Guinea en 1998 ([Synolakis et al., 2002](#)). Todos estos deslizamientos tienen en común que han ocurrido en márgenes continentales pasivos. Ésto significa que las zonas en donde los flujos se depositaron son geológicamente estables, lo que facilita la conservación de los depósitos. Por lo tanto a pesar que pasen cientos de miles de años y los restos del flujo sean enterrados bajo varias decenas de metros de sedimentos, transportados por el agua desde la superficie, será relativamente fácil identificar estos flujos como tales, gracias a las claras perturbaciones que dejan estos deslizamientos a su paso, como relieves caóticos que no siguen patrones típicos en la zona.

Por otro lado, los grandes deslizamientos ocurridos en la zona de Nahuelbuta, frente a la Península de Arauco son deslizamientos que tuvieron lugar dentro de un margen continental activo, esto implica grandes cambios en el paisaje, los cuales han ocurrido en poco tiempo, geológicamente hablando. Los depósitos pueden sufrir acabalgamiento producto de la subducción, por lo tanto pueden ser incorporados al prisma de acreción, o simplemente ser subductados. Además es posible que se generen más de un deslizamiento en el mismo lugar, esto se debe a la gran sismicidad que existe en la zona y al aumento de la pendiente del talud continental producto de la acumu-

lación de tensión entre las placas, (Geersen et al., 2011b). Estos deslizamientos pueden cubrir los rastros de otros eventos anteriores, haciendo más difícil la identificación y por lo tanto, la caracterización de los mismos.

Entonces para recuperar los parámetros relacionados con los depósitos, como lo es el volumen, el descentramiento del flujo y el espesor del mismo, es necesario recurrir a técnicas indirectas, como la reflexión sísmica o la composición de los depósitos. Dichas técnicas permitirán estimar estos parámetros con cierto margen de error. Estas técnicas serán explicadas a continuación:

- **Cálculo del volumen de los flujos.**

Según lo explicado en la Sección 3.1, gracias a los trabajos de Geersen et al. (2011a), Geersen et al. (2011b) y Geersen et al. (2013), ha sido posible identificar ciertos lugares de la fosa, en la zona de Nahuelbuta como locaciones relacionadas con depósitos de grandes deslizamientos submarinos, esto ha sido posible gracias al análisis de la información de reflexión sísmica y la información batimétrica. Por un lado la batimetría de alta resolución ha servido para identificar la naturaleza de las diferentes zonas que comprenden el talud continental frente a la Península de Arauco. De acuerdo con Geersen et al. (2011b), fue posible dividir la zona en dos tipos de superficies; zonas normales y zonas perturbadas. Las zonas normales corresponden a lugares en el talud continental en donde no hay evidencia de la existencia de grandes deslizamientos de tierra, y las zonas perturbadas son cuencas o grandes cicatrices que comprenden toda la longitud del talud continental, las cuales están asociadas a estos deslizamientos submarinos^b. Para efectos de la modelación de los depósitos se usarán las batimetrías reconstruidas en la Capítulo 4.

- **Cálculo del descentramiento (run-out) de los flujos.**

La batimetría de alta resolución también permite reconocer estructuras geológicas que pueden servir como punto de referencia clave. Por ejemplo, reconocer el canal axial dentro de la fosa es muy importante para este trabajo, ya que esta zona puede servir para ubicar la posición de los depósitos dentro de la fosa, (Figura 5.1 y Figura 5.3). Se sabe que la Placa de Nazca converge hacia la Placa Sudamericana a una velocidad constante de 6.6 cm a^{-1} en esta zona, con un azimut de $80,1^\circ$. Esta velocidad de convergencia se ha mantenido de forma constante por lo menos los últimos 5 *m.a.*, (Pardo-Casas y Molnar, 1987) y (Somoza y Ghidella, 2005), en otras palabras, la Placa de Nazca ha tenido mas o menos el mismo tipo de movimiento a lo largo del periodo en el que han transcurrido todos los deslizamientos estudiados en esta zona.

^bMas información en la Sección 3.1

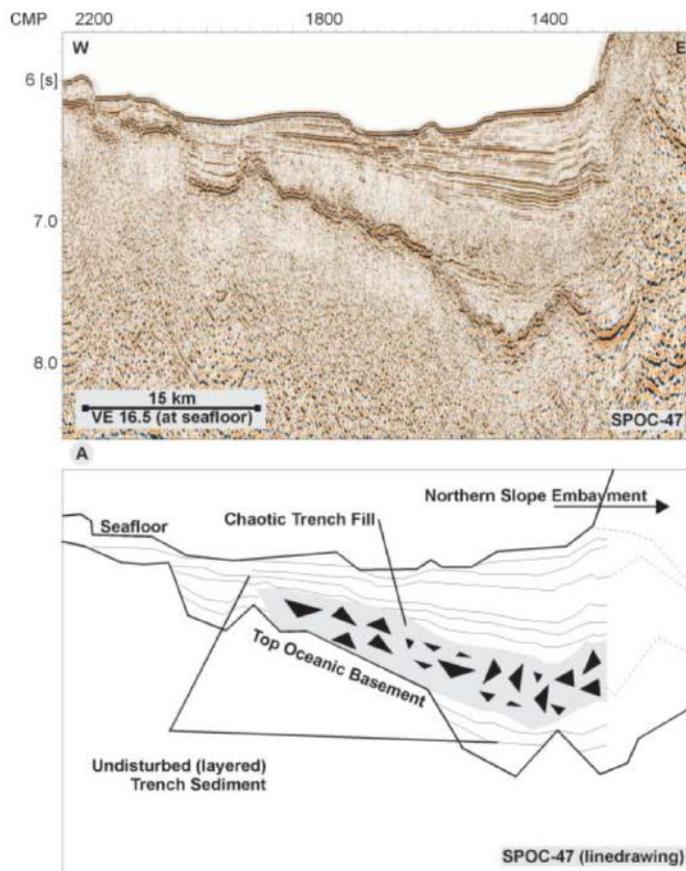


Figura 5.1: (Arriba) Línea sísmica SPOC-47 obtenida del trabajo de [Geersen et al. \(2011b\)](#). Esta imagen representa un corte transversal hecho en la fosa frente a la cuenca dejada por el deslizamiento Norte. (Abajo) Diagrama que muestra de forma esquemática la ubicación de los depósitos enterrados y semi acabalgados de la zona norte, puede notarse que éstos sedimentos están justo sobre el basamento oceánico.

No existe evidencia de que hayan depósitos de estos tres deslizamientos hacia el Oeste del canal axial (en cada uno de los casos), lo que significa que todo el material ya es parte del prisma de acreción, se encuentra en proceso de ser subductado, o bien ya se subductó. Esto está demostrado en [Geersen et al. \(2013\)](#). A partir de esta información es lógico suponer que el máximo descentramiento que pudieron tener estos deslizamientos de tierra, no pudo ser mayor que la distancia que se ha desplazado la Placa de Nazca a partir del momento en el que los eventos fueron gatillados Figura 5.1.

Cada deslizamiento muestra diferentes características en cuanto a los depósitos y las cuencas que quedaron del colapso. Para la zona Norte las imágenes de reflexión sísmica, (Figura 5.1) muestran la presencia de estos depósitos en proceso de ser subductados. Es de

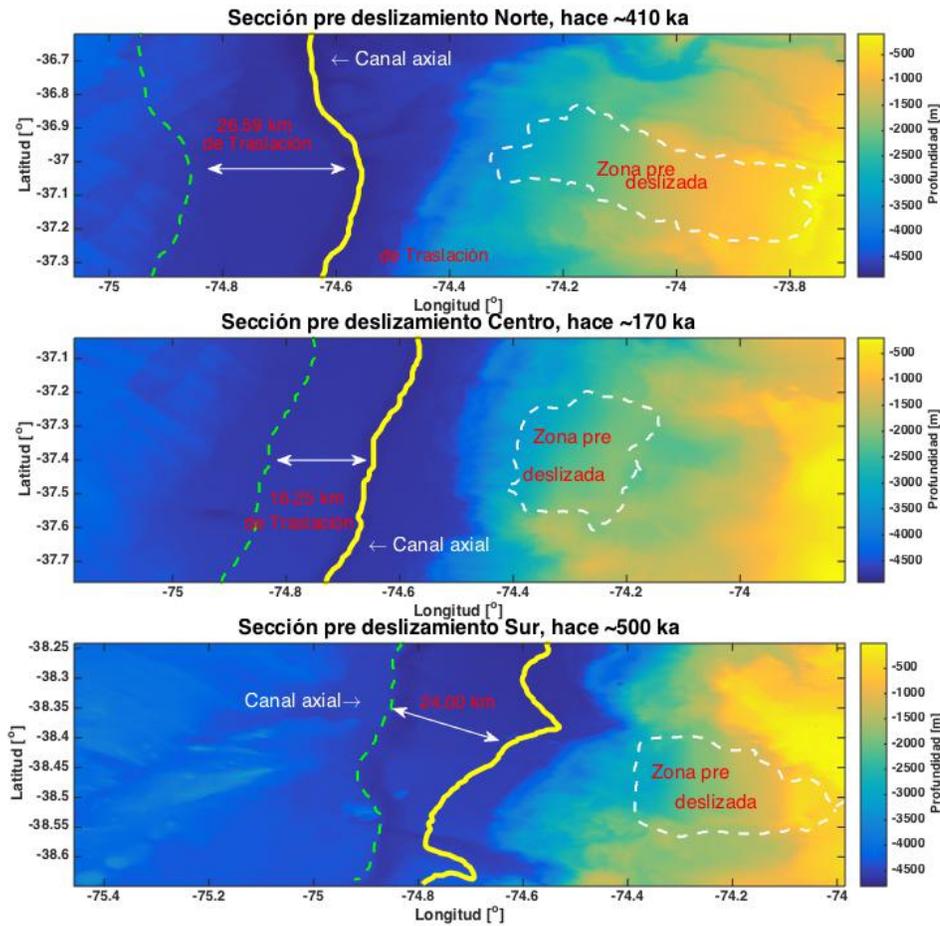


Figura 5.2: Mapas batimétricos que muestran las tres regiones que sufrieron deslizamientos, las líneas amarillas continuas indican donde está el límite inferior al cual pudieron haber llegado los frentes de los depósitos y las líneas punteadas verdes muestran el límite máximo. Para el caso del deslizamiento Norte y Centro, éste corresponde a la distancia que hay entre el canal axial y lo que se ha trasladado la placa oceánica, y para la zona Sur, éste representa 10 *km* al Oeste del límite entre el talud continental y la fosa.

suponer que parte de ellos lograron atravesar el canal axial y la fosa, llegando hasta la placa oceánica, en otras palabras, también es esperable que el run-out de este flujo sea, cuanto menos, mayor que la distancia que hay desde el punto de inicio de la zona de colapso, hasta el canal axial. Ésto implica que la superficie que se encuentra entre el inicio del canal axial (líneas continuas amarillas en Figura 5.2), y la distancia que se ha desplazado la placa oceánica, (líneas punteadas verdes en Figura 5.2), correspondería a todos los posibles run-out que debieron tener los flujos, por lo que todos los eventos modelados para la zona norte, que muestren un descentramiento que esté dentro de esa franja, están dentro del error aceptable.

Por otro lado, para el deslizamiento de la zona Centro y Sur se observa una situación diferente. La Figura 3.4 y la Figura 5.3 muestran que el depósito de escombros dejado por el flujo, representado por la unidad de reflexión caótica, no están en contacto con el basamento oceánico. La razón de ésto puede tener que ver con el run-out alcanzado por dicho flujo, no debió ser lo suficientemente grande como para atravesar por completo la fosa, deteniéndose sobre los sedimentos de ésta. Para la Zona Centro se observa que el frente del depósito está reposando justo por debajo del canal axial, lo que hace suponer que en el momento de su formación, éste debió depositarse en algún punto entre el canal axial y el lado Oeste de la fosa, sin llegar a la región con menos sedimentos sobre la placa oceánica. Por otro lado, si se considera la velocidad de la placa oceánica, se ve que ésta se ha desplazado sólo 16.25 km desde el momento de la formación del depósito y si comparamos esta distancia con la que hay entre el canal axial y el límite Oeste de la fosa, (donde los depósitos de sedimentos tienen un espesor mucho menor a 1 km), vemos que la placa se ha desplazado una distancia menor. Por lo tanto, se usará esta distancia como margen de error para el frente del flujo de los depósitos, se espera que éstos tengan que detenerse entre la línea amarilla (canal axial) y la línea verde (distancia que se ha movido la placa) de la Figura 5.2 que representa el deslizamiento Centro.

En el caso de la zona Sur la Figura 3.4 muestra que el frente del depósito de escombros relacionado con el último deslizamiento está aproximadamente 10 km hacia el Oeste del límite entre la fosa y el talud, además de no estar en contacto con el basamento oceánico. Ésto puede llevar a la suposición que el frente de éste flujo no logró pasar al lado Oeste de la fosa, y probablemente ni siquiera atravesó el canal axial. Así que se puede usar dicho canal como punto de referencia de la distancia máxima a la que pudo llegar el frente del flujo, y por otro lado, se puede considerar que la distancia mínima sean esos 10 km hacia el Oeste del límite entre la fosa y el talud continental, ésto está ilustrado en la Figura 5.2. La región encerrada dentro de las líneas amarillas y verdes es la zona dónde se espera que se haya detenido el frente del flujo.

Por medio de las edades de los depósitos, estimadas por [Geersen et al. \(2011b\)](#), se tiene que el deslizamiento Norte ocurrió hace $\sim 410 ka$, el deslizamiento Centro, tuvo lugar $\sim 250 ka$ y el último evento del deslizamiento Sur ocurrió hace mas o menos $\sim 500 ka$. Ésto implica que la distancia horizontal aproximada, de Oeste a Este, que tuvo que haberse deslizado la Placa de Nazca para cada uno de estos tres casos, fue de 26.6 km para la zona Norte, 16.25 km para la zona Centro y 32.5 km para la zona Sur. Notar que este cálculo fue hecho tomando la proyección de la velocidad de la Placa en la dirección horizontal de Oeste a Este, es decir: $\vec{v}_N \cdot \hat{i}_{E-O} = 6,6 \cos(9,9^\circ) \text{ cms}^{-1}$, \vec{v}_N es la velocidad de la Placa de Nazca y \hat{i}_{E-O} es la dirección horizontal Este-Oeste. Los mapas con las distancias desplazadas

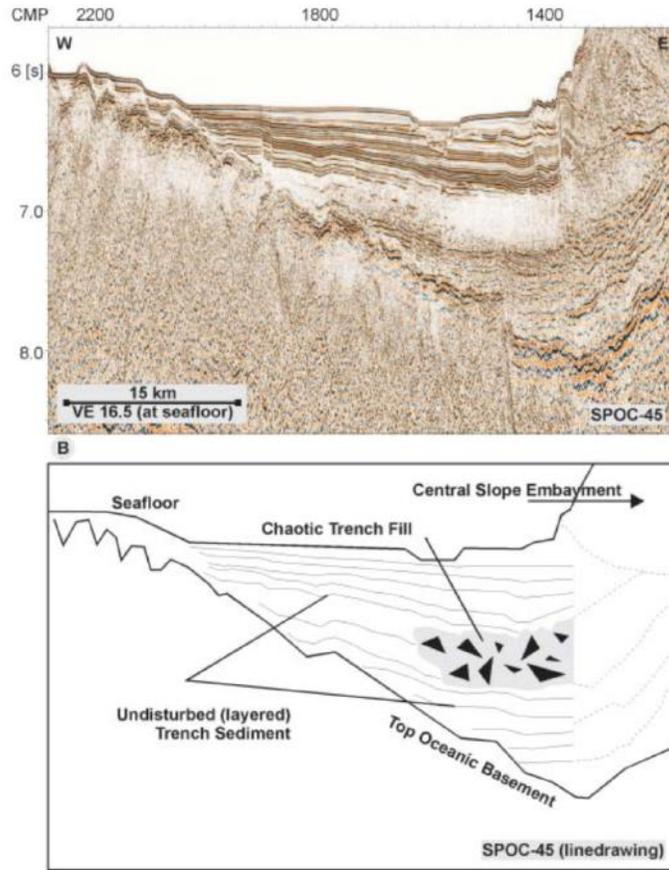


Figura 5.3: (Arriba) Línea sísmica SPOC-45 obtenida del trabajo de [Geersen et al. \(2011b\)](#). Esta imagen representa un corte transversal hecho en la fosa frente a la cuenca dejada por el deslizamiento Centro. (Abajo) Diagrama que muestra de forma esquemática la ubicación de los depósitos enterrados y semi acabalados de la zona norte, puede notarse que estos sedimentos no tocan el basamento oceánico, y cubren una superficie mucho mejor que el deslizamiento Norte.

de la Placa de Nazca para cada caso, pueden resumirse en la Figura 5.2.

Como consecuencia de lo anterior, para el caso Norte y Centro podemos acotar los valores de los parámetros reológicos de la misma forma, considerando que el margen de error para el run-out sólo dependerá del desplazamiento que ha tenido la Placa de Nazca en ese tiempo, más la posición del canal axial. Por lo que se espera que el límite real del frente del flujo tuviese que estar dentro de esa región para los dos casos, es decir entre la curva amarilla y verde de la Figura 5.2. Así que el run-out esperado para el Norte sería de $85,30 \pm 13,29 \text{ km}$ y del Centro, $49,74 \pm 8,12 \text{ km}$.

Para el deslizamiento generado en las zona Sur, se piensa que el máximo descentramiento

posible que pudo tener el flujo, tuvo que ser el canal axial y el mínimo descentramiento, fue 10 km al Oeste del límite entre el talud continental y la fosa, (como se explicó en la Figura 3.4). A diferencia de los otros dos casos anteriores, fue necesario generar tres diferentes batimetrías pre-deslizamiento para esta zona y como cada una tiene diferentes distancias relativas entre su centro de masa y los márgenes anteriormente mencionados, es necesario crear 3 run-out diferentes, uno para cada zona. Las razones de por qué se han simulado tres casos diferentes en la zona Sur están explicadas en la Capítulo 4.

La interpolación generada en la parte baja del talud continental (Bottom) tendría un run-out esperado de $57,98 \pm 11,34$ km, para la interpolación cuya distribución está en el medio del talud continental (Mid), se espera un run-out de $67,56 \pm 11,34$ km, y por último, para la interpolación que considera un flujo generado en la parte superior de la cuenca Sur (Top), se espera un run-out de $71,06 \pm 11,34$ km.

▪ Cálculo de los espesores de los depósitos

La información de reflexión sísmica permitió generar imágenes de tiempo de viaje de las ondas, las cuales pueden interpretarse como diferentes capas de suelo, de esta manera fue posible identificar los depósitos de los flujos de escombros como zonas de reflexión caóticas. Esto último puede verse en Figura 5.1 y Figura 5.3 para el caso del Norte y Centro, respectivamente. Estas imágenes fueron obtenidas del trabajo de (Geersen et al., 2011b), de ellas es posible notar que a diferencia de las capas superiores, las cuales corresponden a turbiditas muy bien estratificadas, los depósitos de estos flujos se ven como zonas difusas que no siguen ningún patrón en especial. Ésto se debe a que los flujos generaron una deposición rápida y desordenada, para estos dos casos es posible notar la presencia del basamento oceánico siendo subductado, llevándose con sígo dichos depósitos. Por otro lado, para el caso de la zona Sur, descrito por Geersen et al. (2013), mostrado en la Figura 3.4, también se observa la presencia del basamento oceánico subductando estas formaciones, pero con la diferencia de que se observan dos depósitos independientes separados por una capa de sedimentos, lo que indica que el deslizamiento tubo dos eventos separados en el tiempo.

El objetivo de esta sección es encontrar una estimación para los espesores de los depósitos, debido a que se tiene una estimación de los tiempos de viaje de las ondas sísmicas, y sabemos que ésto está relacionado a una distancia en la vertical, la distancia que le toma a la onda P cruzar de un lado del depósito de escombros al otro. Pero esta información por si sólo es insuficiente, es necesario complementar estos datos con la velocidad de la onda P al cruzar, lo que implica hacer suposiciones sobre que tipo de material que están constituidos esos depósitos de los flujos de escombros, ya que se sabe que la velocidad de la onda P depende de la composición de la roca y la presión a la que se encuentra.

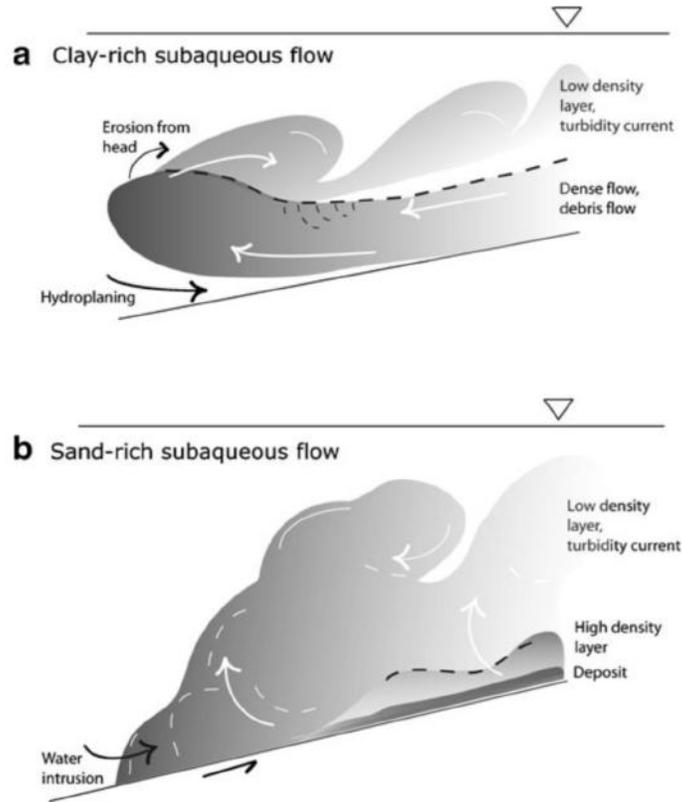


Figura 5.4: Dos tipos de dinámica en los deslizamientos submarinos, (a) flujo rico en arcilla; cómo característica principal son flujos coherentes, es decir mantienen su forma desde el inicio hasta el final. Ésto se debe a la cohesión generada por la arcilla, hay poca erosión frontal aunque dicha sección suele tener filtraciones de agua, lo que aumenta su volumen, formando un bulbo, éste efecto es llamado hidroplaneo. Aunque se generan corrientes turbidíticas, estas capas tienen tamaños pequeños comparados con las capas de alta densidad que están en la base del flujo. (b) Flujo con baja concentración de arcilla, éstos flujos son poco coherentes, se erosionan fácilmente, gracias a que hay una gran cantidad de agua que se filtra por dentro del flujo, lo que facilita la aparición de corrientes turbidíticas de gran tamaño en comparación a las capas de alta densidad. Imagen obtenida de [A. Elverhoi et al. \(2010\)](#).

Extrapolando la información de los sedimentos que hay en superficie y analizando las propiedades de estos flujos de escombros al ser depositados, según el trabajo de [A. Elverhoi et al. \(2010\)](#) existe una clara relación entre la dinámica de los flujos de escombros y el tipo de material del cual están compuestos. Ellos afirman que una concentración de arcilla superior al 25% permite que los deslizamientos submarinos mantengan un movimiento coherente, sin desintegrarse. Esto se debe a que la arcilla aumenta la cohesión entre las partículas, actuando como un pegamento que las mantiene unidas a lo largo de todo el trayecto.

Deposito	Edad [k.a.]	Volumen [km^3]	run-out [km]	Espesor mínimo [m]
Deslizamiento Norte	410	388 ± 38.8	85.30 ± 13.29	490 ± 142.5
Deslizamiento Centro	250	253 ± 25.3	49.74 ± 8.12	392 ± 114.9
Deslizamiento Sur 1 Bottom	< 500	248 ± 24.8	57.98 ± 11.34	–
Deslizamiento Sur 1 Mid	< 500	248 ± 24.8	67.56 ± 11.34	–
Deslizamiento Sur 1 Top	< 500	248 ± 24.8	71.06 ± 11.34	–
Deslizamiento Sur 2	1500 – 1000	224 ± 22.4	104.89 ± 49.5	–

Tabla 5.4: Parámetros relacionados a los depósitos obtenidos a partir de las suposiciones y los métodos indirectos. Se consideraron tres posibles casos para el último deslizamiento ocurrido en la zona Sur: Bottom, Mid, Top, cada uno tiene que considerar un run-out diferente. Los valores de volúmenes y periodos de tiempo fueron sacados de [Geersen et al. \(2011b\)](#) y de [Geersen et al. \(2013\)](#). Debido a la información disponible por este trabajo, la búsqueda de los valores que tomarán los parámetros reológicos será un trabajo hecho a partir de la información de la zona Centro y Norte. Notar que si bien anteriormente se habló del máximo tiempo de viaje que le tomó a la onda P atravesar los medios de reflexión caótica, la razón de por que aquí se está hablando de un espesor mínimo es por que los flujos sufren compresión luego de ser depositados, ya que los escombros tienen tiempo para reacomodarse en posiciones menos inestables y considerando que ahora estos depósitos tienen una carga muy grande de sedimentos sobre ellos mismos, es muy probable que los espesores máximos medidos hayan sido más grandes inicialmente.

Comportamientos de flujos similares a éste han sido identificados en el deslizamiento de Storegga en Noruega y en los depósitos cerca de Bear Island, en el Mar del Norte, ([A. Elverhoi et al., 2010](#)). Por el contrario, cuando un deslizamiento submarino tiene una concentración rica en arena y menor al 25 % en arcilla, los flujos son muy poco coherentes, éstos colapsan sobre si mismos pasando de ser flujos de escombros a corrientes turbidíticas. Ejemplo de esto pudo verse en deslizamiento de Grand Banks en 1929, en Terranova, Canadá. Si se analizan las imágenes de reflexión sísmica anteriormente mostradas, es posible identificar los depósitos de los escombros fácilmente como grandes zonas de reflexión caótica, coherentes y compactas, con bordes muy bien delimitados. Ésto puede verse en el esquema de la Figura 5.4. En el caso que se tratase de depósitos dejados por corrientes turbidíticas (asociadas a una baja concentración de arcilla), estos depósitos tendrían espesores mucho más finos, ya que dichos flujos se caracterizan por tener descentramientos mayores, repartiendo el mismo volumen en una superficie mayor, y por ende, con un espesor menor.

Además las corrientes de turbidez logran mantener sus partículas en suspensión por mucho más tiempo que los flujos de escombros. Estos granos de polvo caerían lentamente, formando estratos, a esta clase de depósitos se les llama turbiditas y en las señales sísmicas se identifican fácilmente como zonas con capas muy bien separadas y ordenadas por densidad, igual que como se observa en las capas inmediatamente superiores a la zona de reflexión caótica en la Figura 5.1, Figura 5.3 y Figura 3.4. Por este motivo, parece muy razonable suponer que estos deslizamientos debieron tener características parecidas a los flujos asociados a una gran concentración de arcilla, ($> 25\%$) lo que permitiría calcular las velocidades de onda P en cada una de estas zonas.

Considerando un caso coherente, con una concentración de arcilla de $40 \pm 15\%$ y otra concen-

tración de arena igual al $60 \pm 15\%$, podríamos estimar la velocidad de la onda P que atraviesa el depósito como un promedio ponderado de la velocidad de la onda P si atravesase un medio de arcilla y otro de arena por separado. La razón de hacer ésto es porque no es posible suponer que dichos depósitos tengan sus concentraciones de arena y arcilla estratificadas y separadas, de hecho lo más probable es que la rápida depositación se haya preocupado de mezclar todo, así que es más correcto suponer que la velocidad de la onda pasando por ese medio debe ser una combinación de las velocidades de onda pasando por dos medios. Según [Sheriff y Geldart \(1995\)](#), la velocidad de la onda P en la arena varía entre $V_{\text{arena}} = 1100 - 4500 \text{ m s}^{-1}$ y la velocidad de la onda P en la arcilla varía entre $V_{\text{arcilla}} = 800 - 2500 \text{ m s}^{-1}$.

De las gamas de velocidades escogidas se consideró que la mejor alternativa sería tomar las menores velocidades posibles ya que se esperaba que todos los depósitos se encuentren por sobre los 3 km de profundidad, lo que se puede considerar como algo bastante somero a esta escala. Por lo que, sin pérdida de generalidad, se tomó una velocidad de onda P de 800 m s^{-1} para la arcilla y una velocidad de onda P de 1100 m s^{-1} para la arena (menores velocidades posibles). Considerando lo coherente que se ve la geometría de los depósitos observados en la Figura 5.1, Figura 5.3 y reparando en que la evidencia indica que éstos no debieron ser flujos transicionales si no que es más probable que hayan sido flujos enteramente coherentes, según lo explicado por [Sheriff y Geldart \(1995\)](#).

Parece razonable suponer que la proporción de arcilla deba ser un poco superior al mínimo posible, antes de que se den las condiciones para generar un flujo turbulento, es por esta razón que se escogió la proporción de $40 \pm 15\%$ arcilla, $60 \pm 15\%$ arena, por lo que si ponderamos las velocidades de onda P con respecto a la proporción de arena y arcilla, tenemos que $\bar{V}_p = 980 \pm 285 \text{ m s}^{-1}$. Con esta información y los tiempos de viaje de las ondas en $sTWT$, es posible calcular los espesores de los depósitos identificados en [Geersen et al. \(2011b\)](#).

La Tabla 5.4 muestra una síntesis de todos los parámetros mencionados en esta sección. Otro factor importante a considerar es la compresión de los depósitos de escombros, el proceso de deposición no finaliza con la detención del flujo, de hecho, una vez que el flujo está en reposo, es muy probable que los escombros que fueron arrastrados por éste, hayan acabado en posiciones muy inestables, por lo que los clastos y rocas más grandes seguirán reacomodándose hasta que lleguen a un punto de equilibrio. Este proceso implica quitar el agua de los huecos que generan la inestabilidad, ocupando ese espacio por sedimentos y escombros, lo que implicará una pérdida del volumen inicial del depósito producto de la compactación. La deposición de nuevos sedimentos transportados desde más arriba, aumenta la carga que tienen que soportar los depósitos iniciales, lo que también genera más compactación. Todo este proceso implica que los espesores observados actualmente, sean menores a los espesores iniciales. Desafortunadamente para este trabajo no se considera una forma de cuantificar esta compactación, por lo que sólo se tomarán

los espesores mostrados en la Tabla 5.4 cómo valores mínimos de referencia.

A pesar de lo anterior, con estos parámetros es posible acotar la búsqueda de las reologías que mejor representan los deslizamientos, por lo que las modelaciones de baja resolución calculadas con diferentes reologías, servirán para comparar la forma de los depósitos generados con los datos de dicha tabla y así saber qué reologías son las que mejor representan los depósitos buscados. Cabe mencionar que todos estos valores tienen un rango de error, por lo que no son datos exactos.

Desafortunadamente los datos actualizados de los tiempos de viaje de la onda P en los depósitos del Sur no estuvieron disponibles para desarrollar este trabajo, por lo que la búsqueda de los parámetros reológicos tendrá que hacerse acotando las características de los depósitos generados por los modelos del Norte y del Centro, Para publicaciones futuras, se usarán datos de las tres regiones.

5.2. Modelos preliminares de baja resolución.

Considerando la información obtenida a partir de la tabla Tabla 5.3, se generaron una serie de modelaciones de baja resolución, combinando los parámetros de viscosidad ν y estrés de retardo τ_0 . La idea fue tener la mayor cantidad de outputs posibles a partir de *VolcFlow v3.6*, para luego comparar la forma de los depósitos generados por el modelo con los parámetros de la Tabla 5.4. De esta manera se pretendió acotar los parámetros reológicos, como ya se explicó anteriormente.

Se usó una grilla del terreno del evento Norte y Centro con una resolución de 1000×1000 m y un paso temporal de $\Delta t = 10$ s. Esta grilla tiene una resolución 10 veces menor a la grilla interpolada en la Capítulo 4. La razón de por qué se decidió trabajar primero con ésta grilla fue para optimizar tiempo y recursos computacionales, ya que se combinaron parámetros reológicos, para los dos eventos, tal que se logró modelar 280 escenarios posibles, 140 para el deslizamiento Norte y 140 para el deslizamiento Centro. A partir de ahora, para hablar de algún de estos modelos en específico, se etiquetarán con un número del 1-140, seguido de una N o C según sea el caso Norte o Centro. La Tabla 5.5 tiene la combinación de parámetros usados para todos estos modelos.

El parámetro ξ no se usó en estas modelaciones "a priori", ya que su principal función, es disminuir la velocidad del flujo [Kelfoun \(2011\)](#), alterando relativamente poco la forma de la deposición, y ahora sólo interesa la forma de éstos. Por simplicidad se consideró que la densidad del flujo se fijaría en $\rho = 2000$ kgm^3 , ya que ésta es una densidad típica usada en diferentes estudios mostrados en la Tabla 5.2. Los volúmenes de los flujos son los generados por la interpolación hecha en la Capítulo 4, tomaron valores de 398 km^3 para el deslizamiento Norte y 271 km^3 para el deslizamiento de la zona Centro. Una vez generadas las 280 modelaciones de baja

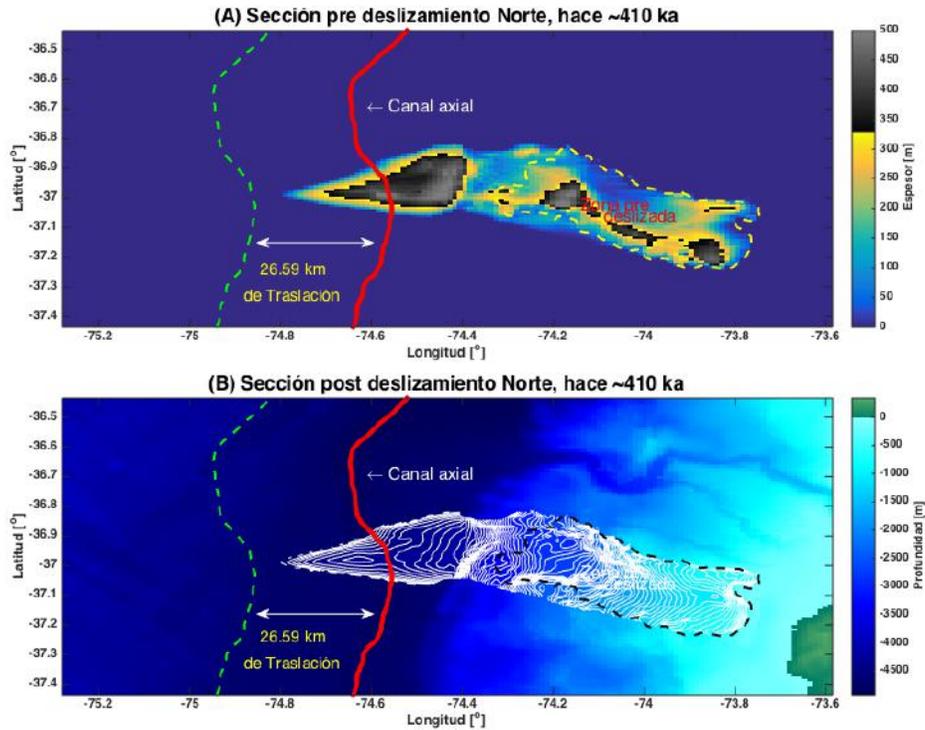


Figura 5.5: Resultados de la prueba 33 N. (A) Muestra los espesores alcanzados por los depósitos de baja resolución, cuyo estrés de retardo fue $\tau_0 = 100 \text{ kPa}$ y su viscosidad cinemática $\nu = 5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. La paleta de colores muestra una zona gris, la que corresponde a los puntos con espesores mayores a los valores calculados en Tabla 5.4. Ésto indica el mínimo valor posible que pudo tener el mayor grosor del depósito, el cual se ha fijado en 347.7 m para el deslizamiento Norte. De no haber píxeles grises en la figura, esa modelación queda descartada. La paleta con tonos desde azul hasta amarillo muestran las variaciones menores al espesor mínimo de referencia, las curvas rojas continua y verde punteada indican el margen de error del run-out y la línea punteada amarilla en (A) y negra en (B) es el contorno del flujo antes del colapso. (B) Mapa batimétrico de baja resolución que muestra la ubicación del depósito (curvas de nivel blancas), con respecto al fondo del mar. Los píxeles color verde indican zonas sobre el nivel del mar y los azules, zonas bajo en nivel del mar. las curvas verdes, rojas y amarillad representan lo mismo que el cuadro (A).

resolución, el paso siguiente fue descartar varias de ellas considerando los rangos de espesores y run-out posibles mostrados en la Tabla 5.4, tanto para los modelos generados en la zona Norte, como para los modelos generados en la zona Centro. La Figura 5.5 muestra un caso en el que la combinación de parámetros reológicos si fue capaz de generar un deslizamiento cuyo espesor y descentramiento estaba dentro del margen de error aceptable, por otro lado, la Figura 5.6

muestra un ejemplo de deslizamiento modelado con baja resolución que fue descartado, ya que no cumplía con ninguno de los parámetros mencionados en la tabla anterior. Usando esta estrategia se logró acotar los valores de τ_0 y de ν , el rango aceptable de todos los parámetros usados

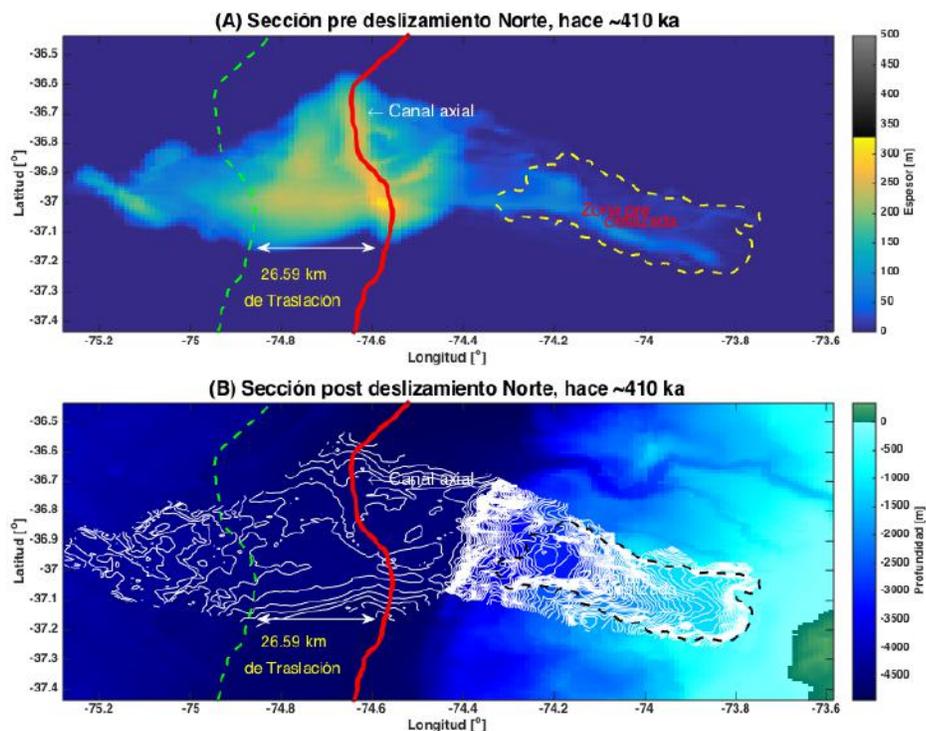


Figura 5.6: Resultados de la prueba 71 N. (A) Muestra los espesores alcanzados por los depósitos de baja resolución, cuyo estrés de retardo fue $\tau_0 = 0 \text{ kPa}$ y su viscosidad cinemática $\nu = 30 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. La paleta de colores muestra una zona gris, pero la figura no tiene ningún pixel que tenga ese color, de hecho, el espesor máximo alcanzado por el depósito en esta modelación fue de 299 m , muy por debajo del valor mínimo esperado en la Tabla 5.4, así que esta modelación quedó descartada. Las curvas rojas continua y verde punteada indican el margen de error del run-out, Notar que además de no contar con el espesor mínimo esperado, éste flujo sobreestima el run-out máximo así que los parámetros reológicos que generaron esta figura, quedaron descartados. (B) Mapa batimétrico de baja resolución que muestra la ubicación del depósito, con respecto al fondo del mar (A).

en las modelaciones están en la Tabla 5.5. Si bien hubieron valores de estos parámetros que cumplieron las condiciones para uno de los dos casos, éstos tampoco fueron considerados, sólo fueron considerados los valores de τ_0 y ν que satisfacían las condiciones en ambos escenarios. Ésto permitió acotar más los parámetros y es consistente con que al ser deslizamientos que pasaron en zonas muy próximas, es bastante probable que la composición de sus depósitos sea básicamente la misma.

La Tabla 5.5 muestra la combinación de todos los parámetros que generaron depósitos de flujos que cumplían con los requisitos exigidos en la Tabla 5.4. A partir de estos experimentos se recuperaron los valores de run-out y espesores modelados y se ordenaron en función de qué combinación de τ_0 y ν admitieron esa composición. Lo que permitió generar cuatro diagramas de dispersión los cuales sintetizan el tipo de comportamiento que dichas variables influyen sobre

Rango	Estres de retardo τ_0 [kPa]	Viscosidad Cinemática ν [m^2s^{-1}]
Valor 1	0	0
Valor 2	10	1
Valor 3	20	5
Valor 4	30	10
Valor 5	40	20
Valor 6	50	30
Valor 7	60	40
Valor 8	70	50
Valor 9	80	60
Valor 10	90	70
Valor 11	100	-
Valor 12	110	-
Valor 13	120	-
Valor 14	130	-

Tabla 5.5: Rango de valores de Estrés de retardo y de Viscosidad Cinemática tomados para generar las modelaciones de baja resolución, todos estos valores deben combinarse entre si. La densidad de los flujos se fijó en 2000 kgm^3 y los volúmenes fueron estimados en 398 km^3 para el deslizamiento Norte y 271 km^3 para el deslizamiento de la zona Centro.

estos depósitos (Figura 5.7). A partir de estos diagramas se ve que un aumento en el estrés de retardo, que es lo mismo a aumentar la magnitud de resistencia a los esfuerzos cortantes, genera una clara disminución de la capacidad de descentramiento del flujo, por lo que éste se detiene cada vez a una menor distancia del punto de origen.

Por el contrario, a medida que los valores de estrés de retardo van disminuyendo, el espesor del flujo se vuelve mayor. Ésto sucede ya que el mismo volumen se encuentra confinado en una menor superficie, por lo que se le obliga a crecer verticalmente. Por último, la viscosidad también tiene un claro efecto en la distribución que tienen los diferentes depósitos, mientras más viscoso es el flujo, menor es el descentramiento, y por lo tanto, mayor será el espesor de éste. Ésto implica que tanto el estrés de retardo como la viscosidad cinemática tienen un efecto directamente proporcional en la forma que tengan los depósitos. Un análisis más exhaustivo de cómo influyen estos parámetros en la dinámica del flujo, permitiría predecir el tipo de comportamiento que tendrán otros fluidos reales, pero esto está fuera del alcance de esta tesis. En su lugar, la siguiente etapa del trabajo tendrá por objetivo tomar algunos de los valores de τ_0 y ν para así combinarlos con diferentes valores de ξ y generar nuevos modelos de deslizamientos submarinos, esta vez con mayor resolución, por lo que se estará listo para comenzar las modelaciones de tsunami generados por dichos flujos de escombros. La razón de por qué no se consideraron valores para ξ fue por que este parámetro tiene poco impacto en el run-out y la forma del depósito. ξ es más importante en el cálculo de la velocidades alcanzará el flujo, lo cual es relativamente fácil de testear (3 a 4 pruebas con diferentes ξ) y como esta sección pretende acotar los parámetros reológicos que tengan relación con la forma del depósito (los cuales son más sensibles), la estimación de ξ se dejará para la siguiente sección.

	ρ [kg/m ³]	ξ	ν [m ² s ⁻¹]	τ_0 [Pa]
1	2000	0	0	140000
2	2000	0	0	130000
3	2000	0	0	120000
16	2000	0	2000	130000
17	2000	0	2000	120000
30	2000	0	10000	130000
31	2000	0	10000	120000
32	2000	0	10000	110000
45	2000	0	20000	120000
46	2000	0	20000	110000
47	2000	0	20000	100000
58	2000	0	40000	130000
59	2000	0	40000	120000
60	2000	0	40000	110000
61	2000	0	40000	100000
62	2000	0	40000	90000
73	2000	0	60000	120000
74	2000	0	60000	110000
75	2000	0	60000	100000
76	2000	0	60000	90000
77	2000	0	60000	80000
86	2000	0	80000	130000
87	2000	0	80000	120000
88	2000	0	80000	110000
89	2000	0	80000	100000
90	2000	0	80000	90000
91	2000	0	80000	80000
92	2000	0	80000	70000
100	2000	0	100000	130000
101	2000	0	100000	120000
102	2000	0	100000	110000
103	2000	0	100000	100000
104	2000	0	100000	90000
105	2000	0	100000	80000
106	2000	0	100000	70000
107	2000	0	100000	60000
115	2000	0	120000	120000
116	2000	0	120000	110000
117	2000	0	120000	100000
118	2000	0	120000	90000
119	2000	0	120000	80000
120	2000	0	120000	70000

Tabla 5.6: Combinación de todos los parámetros reológicos que generaron flujos que satisficieran las condiciones impuestas por la Tabla 5.4. Sólo se consideraron los parámetros que retribuían las restricciones para el depósito Norte y Centro, además la numeración de la 1^o columna es el número del experimento. Ese número es válido tanto para los casos del Norte como para los del Centro. En total fueron 42 las combinaciones de τ_0 y ν que generaron flujos que se comportan según la evidencia disponible.

5.3. Modelaciones definitivas de alta resolución.

A partir de la información anterior se generaron 28 modelaciones de alta resolución, la grilla que se usó fue construida en la Capítulo 4, se trabajó con una resolución de 0.324 minutos, lo que es equivalente a $250 \times 260 \text{ m}^c$, y un paso de tiempo variable, ajustado por el mismo algoritmo de *VolcFlow v3.6*. Los valores que tomaron los parámetros reológicos fueron sacados de la Tabla 5.6. Ahora se incluyó el parámetro ξ dentro de los cálculos, ya que en la mayoría de los casos anteriores los flujos alcanzaban velocidades extremadamente altas, a veces superando los 100 m/s en el centro de masa y casi los 80 ms^{-1} en el frente del flujo, cuando trabajos como los de [A. Elverhoi et al. \(2010\)](#), [Giachetti et al. \(2011\)](#), [Fine et al. \(2005\)](#) y [Lastras, De Blasio, Canals, y Elverhøi \(2005\)](#) muestran que un rango para velocidades medias más realistas están en el orden de los $30 \pm 15 \text{ ms}^{-1}$ en el frente y que en casos extremos podrían llegar hasta los

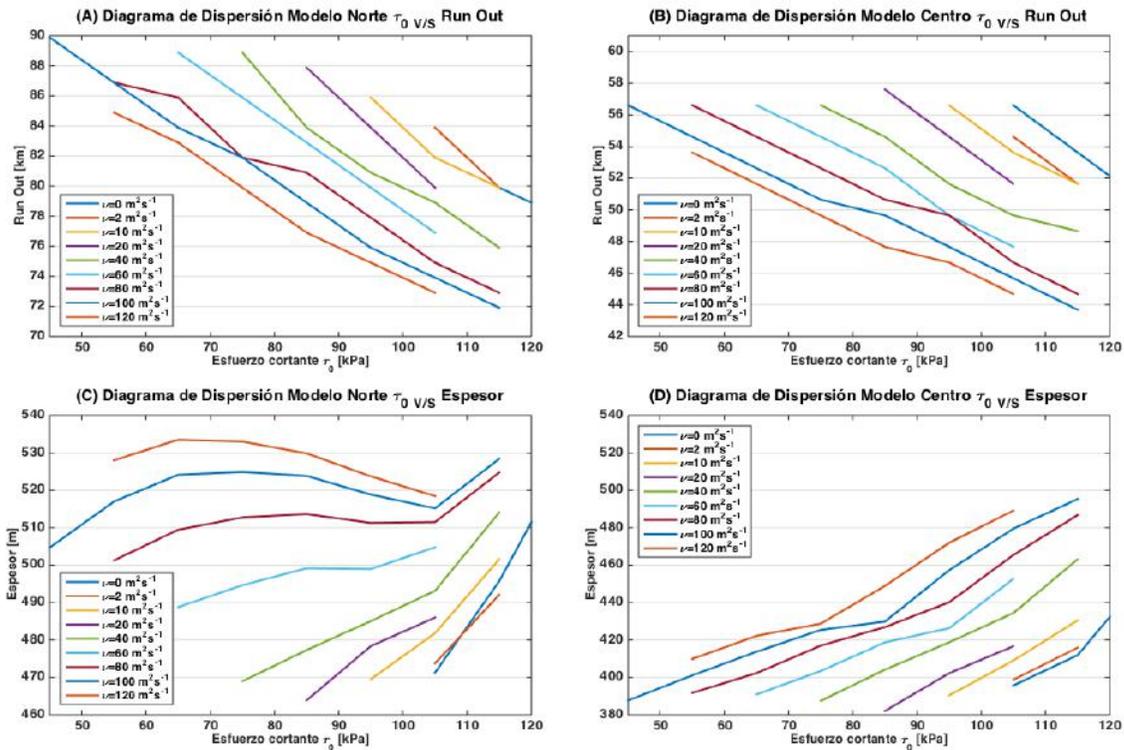


Figura 5.7: Diagramas de dispersión del espesor y el descentramiento de los flujos en función de la viscosidad cinemática ν y el estrés de retardo τ_0 . (A) y (B) Son los diagramas relacionados con la zona Norte y por otro lado (C) y (D) son los diagramas relacionados con la zona Centro. En ambos casos se está trabajando con una densidad $\rho = 2000 \text{ kgm}^3$, y un $\xi = 0$, lo único que está cambiando en las modelaciones Centro y Norte es la forma de la batimetría y el volumen de los flujos.

^cPara efectos de lo que se pretendió estudiar, no fue necesario usar una resolución mayor que ésta.

65 m s^{-1} (Giachetti et al., 2011). Observando los rangos de parámetros usados en Kelfoun (2011), se consideraron valores de ξ entre 0.1 y 0.6 y algunas de las combinaciones de ν y τ_0 mostradas en la Tabla 5.6. Además las variaciones en la forma del flujo, $h(x, y, t)$, fueron guardándose cada 10 s, para así ser usadas como valores de entrada en la modelación del tsunami generado a través de *COMCOTv1.7*.

Todos los parámetros reológicos usados en estas modelaciones, junto con algunos valores de salida del modelo, como la velocidad del centro de masa y del frente, el descentramiento y espesores máximos, se muestran en la Tabla 5.7. A continuación se analizarán los resultados separándolos por zonas.

Experimento	V [km^3]	ρ [kgm^3]	ξ	τ_0 [Pa]	ν [m^2s^{-1}]	run-out [km]	Espesor máximo [m]	$ \vec{v}_{max_{cm}} $ [ms^{-1}]	$ \vec{v}_{max_{fl}} $ [ms^{-1}]
Prueba 1 N	398.09	2000	0	65000	30	91.2	415.46	103.57	57.64
Prueba 2 N	398.09	2000	0.1	65000	30	81.3	497.81	48.47	18.02
Prueba 3 N	398.09	2000	0.1	50000	30	83.3	483.98	51.00	15.70
Prueba 4 N	398.09	2000	0.3	60000	10	81.9	492.58	27.17	8.16
Prueba 5 N	398.09	2000	0.6	60000	10	81.9	491.28	18.56	5.93
Prueba 1 C	271.64	2000	0	65000	30	63.4	356.45	75.62	79.34
Prueba 2 C	271.64	2000	0.1	65000	30	49.3	421.42	31.76	26.73
Prueba 3 C	271.64	2000	0.1	50000	30	51.0	416.04	33.12	28.67
Prueba 4 C	271.64	2000	0.6	60000	10	49.4	424.7	18.22	7.60
Prueba 1 S Mid	248.20	2000	0	65000	30	80.2	530.53	67.37	65.68
Prueba 2 S Mid	248.20	2000	0.1	65000	30	68.2	531.79	32.57	15.29
Prueba 3 S Mid	248.20	2000	0.1	50000	30	70.1	486.90	33.42	15.95
Prueba 4 S Mid	248.20	2000	0.3	60000	10	69.4	504.64	24.45	8.05
Prueba 5 S Mid	248.20	2000	0.6	60000	10	69.7	497.08	19.41	6.39
Prueba 1 S Bottom	253.83	2000	0	65000	30	63.0	501.16	32.19	41.58
Prueba 2 S Bottom	253.83	2000	0.1	65000	30	55.2	851.14	20.35	14.29
Prueba 3 S Bottom	253.83	2000	0.1	50000	30	59.3	481.13	21.98	16.02
Prueba 4 S Bottom	253.83	2000	0.3	60000	10	57.3	525.59	15.42	9.69
Prueba 5 S Bottom	253.83	2000	0.6	60000	10	55.8	547.15	11.64	5.83
Prueba 1 S Top	240.64	2000	0	65000	30	89.1	411.90	77.66	70.97
Prueba 2 S Top	240.64	2000	0.1	65000	30	69.4	540.10	40.48	22.01
Prueba 3 S Top	240.64	2000	0.1	50000	30	72.4	474.56	41.28	22.13
Prueba 4 S Top	240.64	2000	0.3	60000	10	72.4	694.13	28.70	11.93
Prueba 5 S Top	240.64	2000	0.6	60000	10	70.1	524.62	22.74	7.13
Prueba 6 S Top	240.64	2000	0.6	30000	5	75.9	395.80	23.25	7.39
Prueba 7 S Top	240.64	2000	0.6	20000	2	79.8	336.18	23.35	7.02
Prueba 8 S Top	240.64	2000	0.6	2000	2	93.6	279.36	23.66	8.18

Tabla 5.7: Datos de entrada que incluyen los parámetros reológicos usados en los modelos de alta resolución y los datos de salida modelo. Todas estas pruebas debiesen cumplir con los requisitos mostrados en la Tabla 5.4; run-out. Espesor y velocidades. Estas pruebas fueron enumeradas y etiquetadas por un código; N es de zona Norte, C es de zona Centro, S Bottom, S Mid y S Top son los experimentos generados en la zona Sur, con una interpolación del flujo inicial puesta en la parte baja del talud continental, parte media y parte superior, respectivamente. V es el volumen del flujo, ρ es la densidad del flujo, ξ es el parámetro u^2 , τ_0 es el estrés de retardo, ν es la viscosidad cinemática, $|\vec{v}_{max_{cm}}|$ y $|\vec{v}_{max_{fl}}|$ son las velocidades máximas alcanzadas en el centro de masa y en frente del flujo, respectivamente.

- Modelaciones de alta resolución en la zona Norte

Todos los deslizamientos de la zona Norte mostraron valores de descentramiento y espesores máximos dentro del margen de error esperado. En contraste con ésto, la prueba 1N, que contaba con un $\xi = 0$, mostró que sus velocidades medias del frente de flujo y del centro de masa fueron de 32.72 y 17.08 m s^{-1} respectivamente, a pesar de que dichas velocidades están dentro del margen de error mostrado [Giachetti et al. \(2011\)](#), no se puede pasar por alto el hecho de que la velocidad máxima del centro de masa llegó a ser de 103.57 m s^{-1} . Esta es una velocidad irreal para un flujo de escombros bajo el agua, es por ésto que este tipo de modelación tendrá que ser descartada.

Por otro lado, el resto de pruebas de esta zona, las cuales usaron un $\xi > 0$, si muestran rangos de velocidades mucho más realistas, (ver Tabla 5.7), y además tienen valores de run-out y de espesores máximos que están dentro del margen de error esperado, por lo que dichas pruebas respaldan la evidencia mostrada.

Retomando la información observada en las líneas de reflexión sísmica, la Figura 5.1 muestra la posición actual del depósito de la zona Norte en términos de tiempo de viaje *sTWT*. A partir de esta figura se puede observar que el depósito de escombros real está en contacto directo con el basamento oceánico. Ésto podría explicarse si suponemos que inicialmente el depósito debió atravesar el canal axial y luego fueron incorporándose de a poco a la subducción, acercándose al canal axial desde el Oeste, siendo movido directamente por el

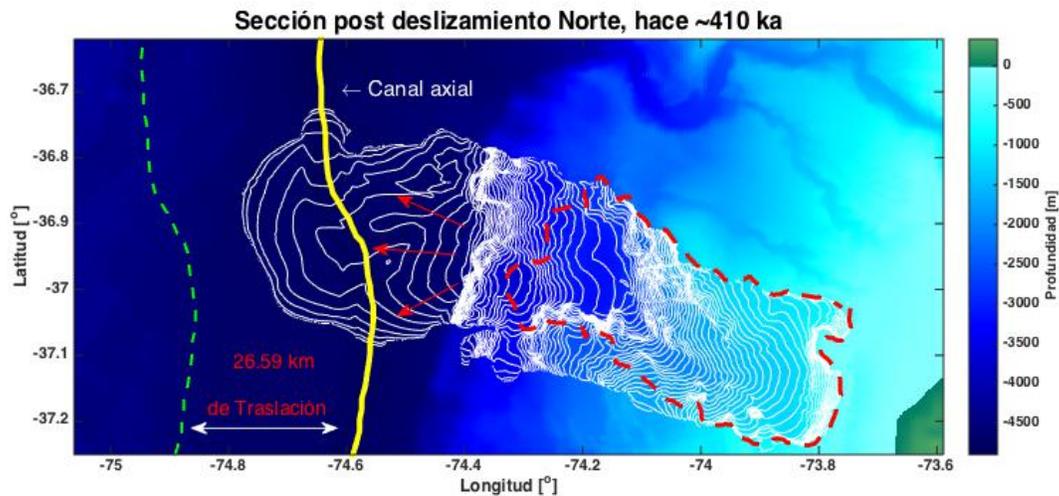


Figura 5.8: Modelo del depósito generado con la modelación de alta resolución de la zona Norte, representado con curvas de nivel. Este ejemplo corresponde a la prueba 2 N, la cual fue generada con un $\tau_o = 65 \text{ kPa}$, un $\xi = 0,1$ y un $\nu = 30 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Este flujo cumple los requisitos pedidos que respaldan la evidencia mostrada anteriormente.

basamento oceánico el cual debió actuar como una cinta transportadora. De esta manera es posible explicar por qué el depósito de escombros Norte está justo por sobre el basamento oceánico en la imagen de reflexión sísmica.

Todos estas modelaciones logran atravesar el canal axial o bien pasar por sobre él, por lo que podemos concluir que las pruebas Norte, de la 2-4 respetan la evidencia existente y concuerdan con las suposiciones tomadas, por lo que serán usadas para la modelación de tsunami. La Figura 5.9 muestra las diferentes velocidades que fueron observadas para el frente del flujo y el centro de masa, en la zona Norte. Una observación que puede hacerse a partir de este gráfico es que la inclusión del parámetro ξ genera una gran desaceleración

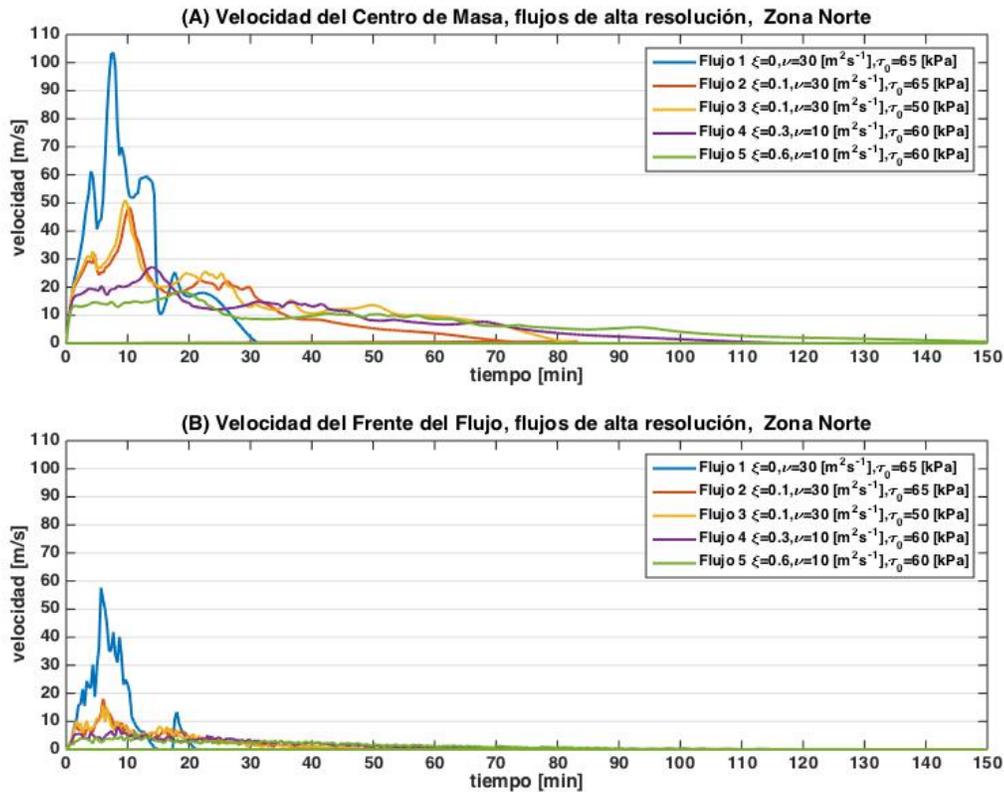


Figura 5.9: Diagramas de velocidades de flujo de escombros para la zona Norte, considerando diferentes ξ . (A) Son las velocidades del centro de masa del flujo, se observa que cuanto mayor sea el valor de ξ , más lento viajará el flujo y por lo tanto, más durará el evento. El deslizamiento que más tiempo tardó en desarrollarse fue el que contó con un $\xi = 0.6$, el cual duró más de 2.5 h. (B) Son las velocidades del frente de flujo para diferentes valores de ξ , aunque la tendencia general del frente del flujo se comporta de forma muy similar a la del centro de masa, en promedio, las velocidades son mucho más lentas y hay presencia de oscilaciones de alta frecuencia producto de la fricción.

del flujo, aumentando hasta 4 veces casos que tenían iguales valores de τ_0 y ν , pero con $\xi = 0$. Pero afortunadamente el flujo no se frenaba lo suficiente como para salir del margen mínimo esperable, este patrón se fue repitiendo para todas las modelaciones.

La Figura 5.8 muestra un depósito generado para el deslizamiento Norte, el cual cumple con la evidencia explicada anteriormente.

■ Experimentos de alta resolución en la zona Centro

Para las pruebas realizadas en la zona Centro las soluciones no variaron mucho con respecto a las de la zona Norte en este caso, la Prueba 1 C, que tiene un $\xi = 0$ también mostró valores de velocidad máxima que sobreestiman las velocidades de los deslizamientos en este tipo de ambientes, por lo que se optó por descartarla.

Analizando nuevamente las líneas de reflexión sísmicas mostradas en la Figura 5.3, se ve que a diferencia del caso del deslizamiento Norte, los depósitos representados por las zonas de reflexión caótica, no están en contacto directo con el basamento oceánico. La opción que se baraja aquí es que, si bien es posible que este deslizamiento haya pasado por sobre el canal axial, no pudo haber atravesado toda la zona de sedimentos que hay en la fosa.

Como se explicó en el Punto 5.1.4. en el cálculo de descentramiento, el frente del flujo tuvo que haberse depositado dentro de la fosa, sin llegar al basamento oceánico.

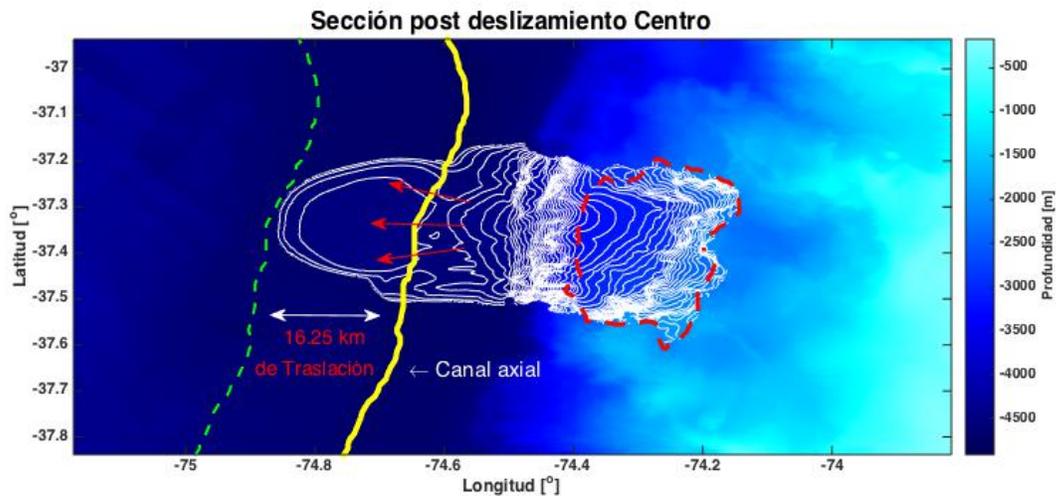


Figura 5.10: Modelo del depósito generado con la modelación de alta resolución de la zona Centro. Este ejemplo corresponde a la prueba 2 N, la cual fue generada con un $\tau_o = 65 \text{ kPa}$, un $\xi = 0,1$ y un $\nu = 30 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Este flujo también cumple los requisitos pedidos que respaldan la evidencia mostrada anteriormente.

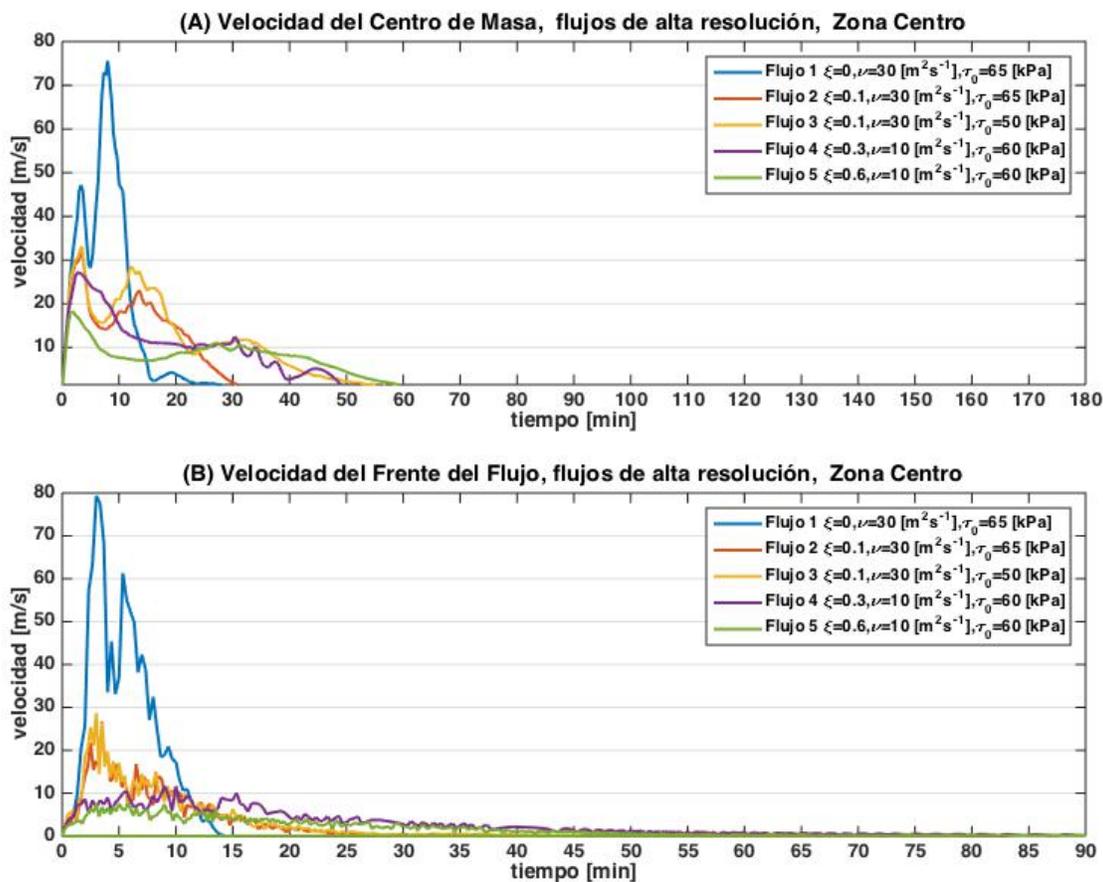


Figura 5.11: Diagrama de velocidades para el deslizamiento de la zona Centro, con diferentes valores de ξ . (A) Velocidades del centro de masa del flujo para diferentes valores de ξ . (B) Velocidades del frente de flujo para diferentes valores de ξ .

Las Pruebas 2-4 C logran posicionar sus resultados dentro de los márgenes de error estimados en la Tabla 5.7, por lo que todas ellas son buenas candidatas para ser usadas en la generación de tsunamis del siguiente capítulo.

La Figura 5.11 muestra un diagrama de las velocidades del centro de masa y del frente de flujo para este deslizamiento. Notar que la velocidad máxima que alcanza el centro de masa es mucho menor a la que se logró con el deslizamiento Norte. Ésto pudo suceder porque el deslizamiento Centro logró mover un menor volumen de flujo, así que es esperable que la energía cinética alcanzada sea menor que para el caso Norte.

Contrario a la velocidad del centro de masa, las velocidades del frente de flujo de la zona Centro son mayores que las velocidades del frente de flujo para la zona Norte. Una teoría que se tiene de por qué pudo suceder ésto es que si bien la superficie por la cual se deslizó el flujo de la zona Centro es menor al de la zona Norte, esto se debe a que la pendiente de la zona Norte tiene un ángulo medio de 3.1° , mientras que la de la pendiente de la zona Centro tiene un ángulo promedio de 3.8° , la zona Centro tiene menores variaciones en la topografía, ya que inicialmente este depósito se encontraba en una superficie que comprendía sólo la mitad inferior del talud continental, en cambio, la cuenca Norte, cubre una superficie que afectó a todo el talud continental, así que es más esperable que en este último caso hayan habido muchas más variaciones en la pendiente. La Figura 5.10 muestra uno de los depósitos generados por las modelaciones de alta resolución de la zona Centro, la cual cumple con los parámetros exigidos anteriormente.

■ Experimentos de alta resolución en la zona Sur

La modelación del deslizamiento generado en la zona Sur estuvo sujeta a bastantes más dificultades que las dos anteriores. La razón de ésto se debe a la falta de datos para poder acotar sus parámetros reológicos y la falta de evidencia de la forma inicial del deslizamiento. Como ya se explicó en la Capítulo 4, no se sabe cual fue la forma inicial que tuvo la batimetría antes de generar el último desprendimiento de los 2 eventos diferentes, separados más de 500 mil años entre si, los cuales dieron forma a la cuenca observada

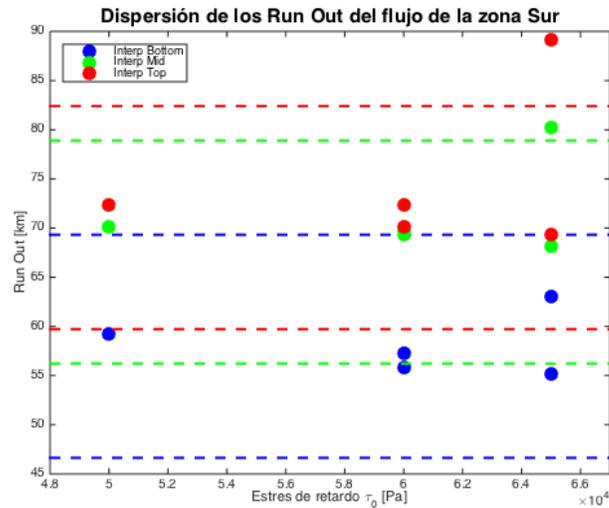


Figura 5.12: Diagrama de dispersión de los descentramientos de cada flujo, considerando los escenarios Bottom, Mid y Top. Las líneas de color rojo, azul y verde son los límites esperados superiores e inferiores de cada uno de los casos, Los puntos que comparten un mismo τ_0 y el mismo color, tienen diferente ν y ξ . Con este diagrama se puede ver que para las mismas reologías, el escenario que parece ser más probable es el del caso Bottom, ya que sus resultados se ajustan mejor a la evidencia geológica que los otros dos anteriores.

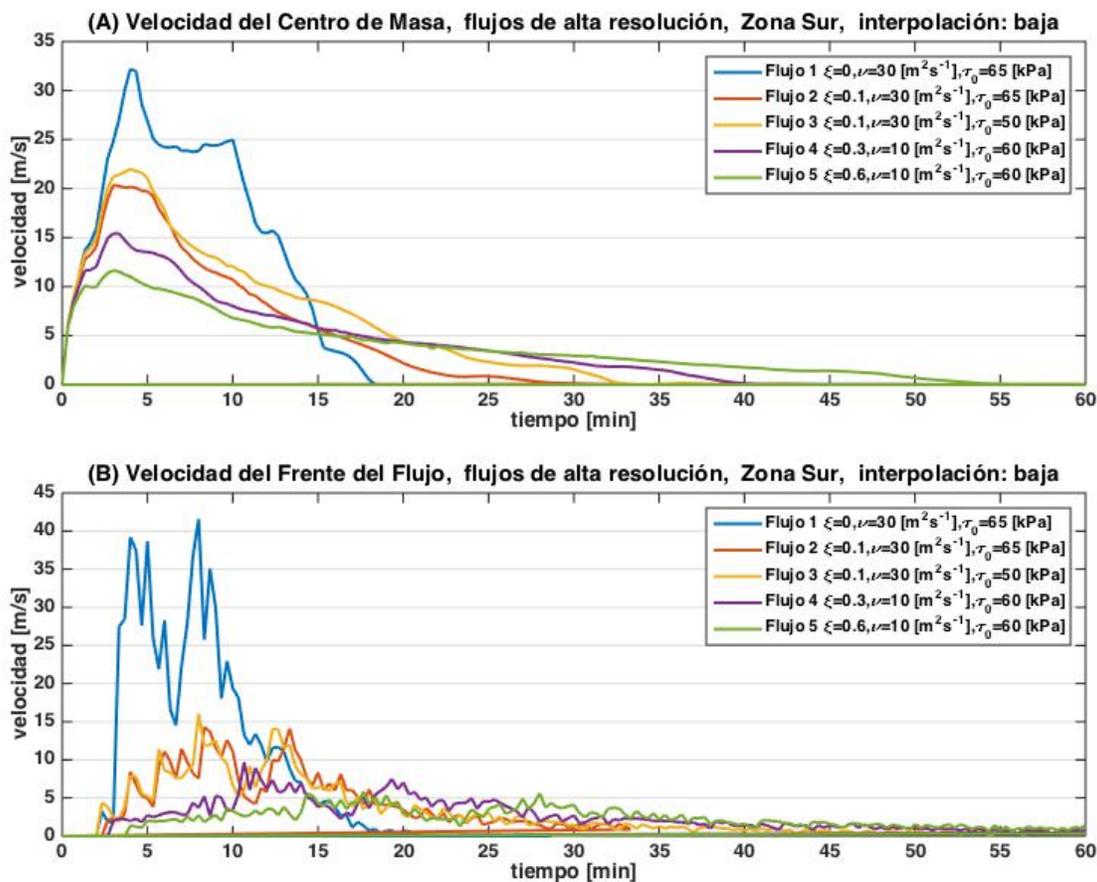


Figura 5.13: Diagrama de velocidades para el deslizamiento de la zona Sur en el caso Bottom, se usan diferentes valores de ξ . (A) Velocidades del centro de masa del flujo para diferentes valores de ξ . (B) Velocidades del frente de flujo para diferentes valores de ξ .

actualmente, (Geersen et al., 2011b) y (Geersen et al., 2013). Por lo que, a diferencia de los casos anteriores, no está claro que forma tenía la superficie que contuvo al material deslizante antes de colapsar en cada evento. Como forma de acotar el problema, sólo se enfocará en el último deslizamiento, ya que la batimetría que se observa hoy en día es lo que quedo de ese último flujo. Se generaron 5 modelaciones diferentes para cada escenario, cada una con diferente reología (Tabla 5.7). A raíz de lo anterior nace la pregunta sobre cuál de los tres escenarios es el más probable en el deslizamiento Sur. La intuición llevó a la hipótesis de que el caso más prometedor sería el caso Top, ya que al formar un deslizamiento que partiese de la cima del talud continental, éste tendría una mayor energía potencial inicial que los otros dos anteriores, lo que le ayudaría a alcanzar una mayor velocidad y por lo tanto, tener mas inercia para llegar más lejos y tener un mayor run-out. Pero, lejos de ésto, lo observado nos mostró que si bien el caso Top fue el que generó los deslizamientos con el mayor run-out, no todos ellos se ajustaron bien a las exigencias mostradas en la

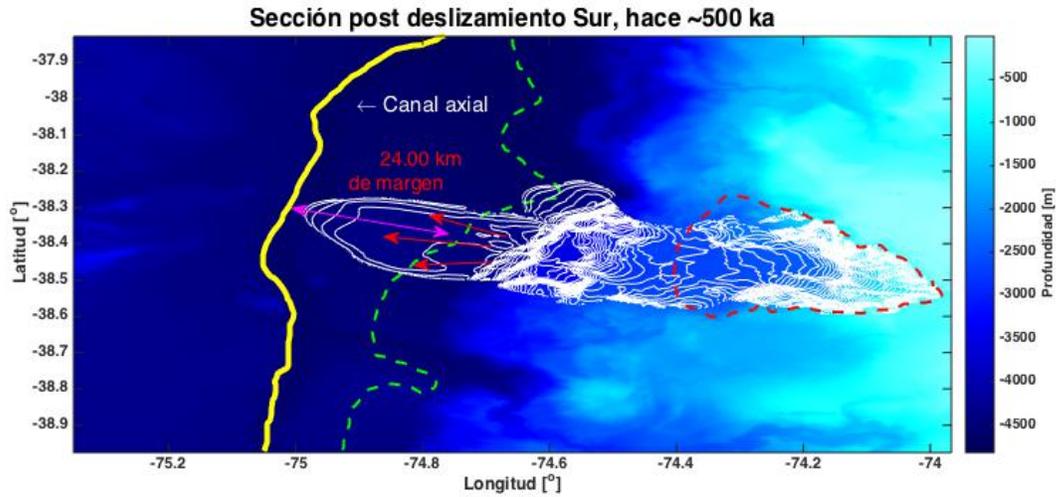


Figura 5.14: Depósito generado en la zona Sur para el escenario Top, Prueba 1S Top. Este flujo muestra un descentramiento y un espesor dentro del rango aceptable según la Tabla 5.7. fue modelado con un $\xi = 0$, $\tau_0 = 65 \text{ kPa}$ y una $\nu = 30 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$.

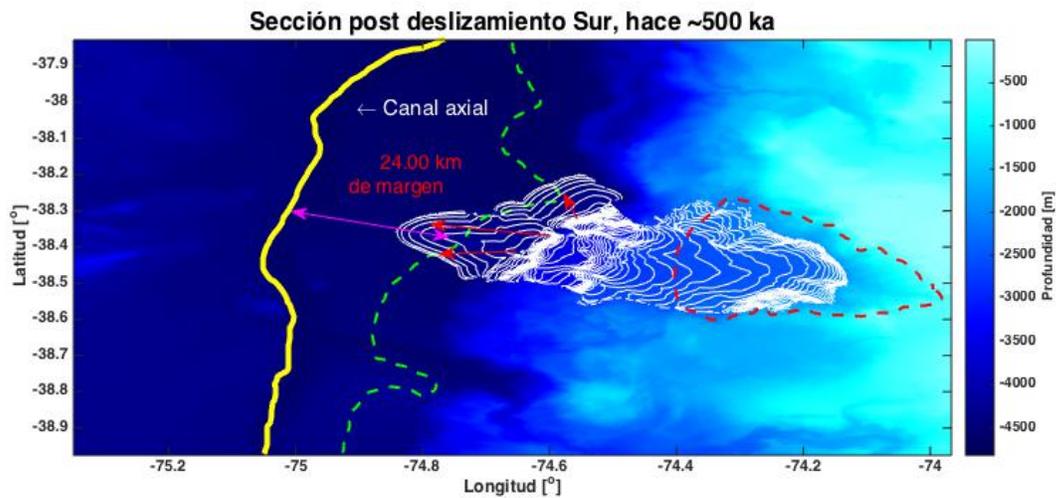


Figura 5.15: Depósito generado en la zona Sur para el escenario Bottom, Prueba 1S Bottom. Este flujo muestra un descentramiento y un espesor dentro del rango aceptable según la Tabla 5.7. fue modelado con un $\xi = 0$, $\tau_0 = 65 \text{ kPa}$ y una $\nu = 30 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$.

Tabla 5.7, ya que hubo casos dónde el run-out fue sobrestimado. Por otro lado, el escenario Bottom mostró que usando esas mismas reología, los flujos pudieron ajustarse al margen de error en un 100% de los casos, lo que nos lleva a pensar que éste es el escenario más probable, dada la información sobre la que se trabajó. La Figura 5.12 muestra un diagrama de dispersión de los run-out de todos los deslizamientos modelados para el caso sur, con

respecto al esfuerzo de corte usado, se considera el margen de error del que se ha hablado anteriormente. Esta figura muestra que el caso Top y Mid tiene datos off layer, es decir, que se salen del margen de error, mientras que el caso Bottom se comporta mejor. A pesar de esto, el caso Top y Mid están dentro del margen de error un 80 % de las veces, por lo que tampoco son malas aproximaciones.

El comportamiento de las velocidades del flujo también muestra variaciones interesantes, para comenzar el caso Bottom tiene los flujos más lentos de todas las modelaciones hechas, esto puede tener que ver con que al generarse a una baja profundidad, estos flujos no tienen mucha energía potencial inicial, por lo que el trayecto no les da el impulso suficiente como para acelerarse a grandes velocidades como las vistas en la zona Norte. Incluso usando un $\xi = 0$ las velocidades de los flujos están dentro de valores aceptables según la literatura, por lo que quizás en este caso haya que considerar también la profundidad inicial como otro factor importante para determinar que tan factible es la dinámica de estos modelos, y así acotar más el problema. La Figura 5.13 muestra las velocidades de los flujos modelados en el caso Bottom usando diferentes reologías y la Figura 5.14 y Figura 5.15, muestran la forma de dos de los depósitos generados en el caso Top y Bottom cuyas características están dentro del rango aceptable según la Tabla 5.7.

Notar que en todos los casos de la Figura 5.13, el centro de masa es acelerado desde mucho antes que el frente del flujo, la razón de esto se debe a que todos los modelos mostraron una bifurcación del flujo, lo que generó dos secciones frontales que se movieron de forma separada. El algoritmo que identifica el frente de flujo solo pudo decidir por un solo caso y lo que se muestra en la Figura 5.13 es justamente el frente que está más hacia el Sur, ya que es el que alcanzó un mayor run-out.

Se considera la necesidad de generar más modelaciones comparando mayor cantidad de parámetros reológicos para así tener una mayor gama de datos que sea capaz de mostrar la realidad con una base más sólida que usando sólo 5 modelaciones.

Capítulo 6

Modelación Numérica de Tsunami Producidos por Flujos de Escombros Submarinos en el Centro Sur de Chile

No sólo los terremotos pueden ser los gatillantes de la generación de un tsunami, como ya se ha hablado en capítulos anteriores, los deslizamientos de tierra también pueden ser una fuente tsunamigénica y aunque son mucho menos frecuentes que los tsunami generados por terremotos, existe evidencia de que los flujos de escombros pueden generar olas con amplitudes mucho mayores en el campo cercano.

El objetivo de esta parte del trabajo consiste en mostrar las simulaciones de tsunami generados por los diferentes escenarios de deslizamientos de tierra submarinos, modelados a partir de *VolcFlow v3.6*. Estas simulaciones serán ejecutadas por medio del modelo *COMCOTv1.7*, lo que permitirá analizar diferentes características dinámicas de la propagación del tsunami; como las amplitudes de las ondas, efectos de reflexión y refracción, interacción con la costa y la evolución del campo de velocidades.

6.1. Pre-modelación

6.1.1. Modelo de aguas someras implementado en *COMCOTv1.7*

COMCOTv1.7 es un modelo numérico desarrollado para la simulación de tsunami generados a partir de diferentes tipos de fuentes. Trabaja por medio de la resolución de las ecuaciones del modelo de aguas someras con profundidad promediada, tanto en sus versiones lineales como no lineales, ya que para el caso de un tsunami, siempre se considera que la longitud de onda es mucho mayor a la profundidad del agua, así que se espera que toda la columna de agua sea

perturbada por el tsunami.

Se ha decidido trabajar con este modelo por que es uno de los pocos que permite generar tsunami provocados por deslizamientos de tierra submarinos, además de ser un software libre y estable computacionalmente.

Considerando que interesa ver la interacción entre los deslizamientos de tierra y el agua, a una escala de algunos pocos cientos de km , se trabajará con el modelo de aguas someras, escrito en coordenadas esféricas. Y como por ahora, no nos interesa estudiar en detalle la interacción del tsunami con la costa, en estas simulaciones se harán usando sólo la teoría lineal del modelo de aguas someras. A continuación se muestran las ecuaciones usadas por *COMCOTv1.7* para este efecto.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left(\frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right) = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad (6.1)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ = 0 \quad (6.2)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} - fP = 0 \quad (6.3)$$

donde la Ecuación 6.1 corresponde al balance de masa y la Ecuación 6.2 y Ecuación 6.3 son los balances de momemntum. El término η es la elevación superficial del agua; (P, Q) denota el flujo de volumen en dirección φ (latitudinal) y ψ (longitudinal), respectivamente; R es el radio de la Tierra; g es la aceleración de gravedad; h es la profundidad del agua en cada punto y el término $\frac{\partial h}{\partial t}$ contiene el efecto del cambio del fondo marino, ésto es muy importante en la modelación de tsunami generados por deslizamientos de tierra submarinos. f representa el efecto de la fuerza de Coriolis generado por la rotación de la tierra, donde

$$f = \Omega \sin \varphi \quad (6.4)$$

con Ω la tasa de rotación de la Tierra. Este modelo contiene un sistema de referencia que apunta hacia abajo, ubicado en el nivel del mar, por lo tanto, aquí $\vec{g} = g\hat{j}$, con $g > 0$. En este programa las ecuaciones del modelo de aguas someras son resueltas por medio del método de diferencias finitas, tanto para sus formas lineales como no lineales.

Parámetro	Descripción
$h(\varphi, \psi, t_0)$	Condición de borde estática de fondo (hay que especificar los límites del dominio de cálculo).
$h(\varphi, \psi, t)$	Condición inicial transiente (hay que especificar los límites del alcance del deslizamiento).
$\eta(\varphi, \psi, t)$	Condición de borde en superficie libre
t_{max}	Tiempo máximo de cálculo.
$\Delta\varphi, \Delta\psi$ y Δt	Diferencias espaciales y temporales.
F_φ, F_ψ	Coficiente de Manning, para considerar la rugosidad del fondo del mar y la costa, este se usa en caso de que se desee trabajando con el modelo no lineal.

Tabla 6.1: Parámetros usados en *COMCOTv1.7*.

6.1.2. Parámetros de entrada de *COMCOTv1.7*

El paso siguiente en este estudio consiste en definir bien cada uno de los parámetros usados para generar la simulación de los tsunamis. Al igual que *VolcFlow v3.6*, *COMCOTv1.7* considera el promedio de las variaciones verticales, por lo que las ecuaciones son resueltas en un dominio 2-dimensional. Ésto implica que todas las funciones serán escritas como: $\eta = \eta(\varphi, \psi, t)$, $h = h(\varphi, \psi, t)$, $u = u(\varphi, \psi, t)$, etc. Con respecto a las condiciones de borde, existen dos condiciones de borde importantes, la primera es la condición de borde de fondo, $h(\varphi, \psi, t)$ la cual contiene la forma de la batimetría y en este caso, considera también sus variaciones temporales, producto del flujo de escombros que modifica la forma de dicha batimetría. La segunda condición de borde está en la superficie, se define una superficie libre y deformable producto de los gradientes de presión que se generarán en la perturbación inicial.

Con respecto a las condiciones iniciales, se trabaja con una condición inicial transiente, ya que inicialmente tanto el agua como el fondo del mar están en reposo, luego se genera el deslizamiento, lo que irá cambiando la forma del fondo del mar en cada paso de tiempo, que a su vez generará perturbaciones en la forma del agua en superficie. La Tabla 6.1 contiene el resumen de todos los parámetros de entrada que es necesario definir antes de generar la modelación.

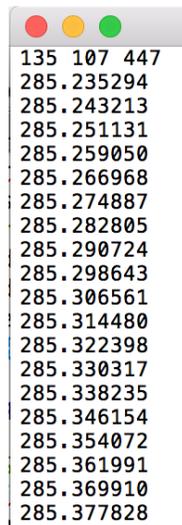
Con respecto a las batimetrías, se optó por trabajar con las mismas batimetrías usadas en *VolcFlow v3.6*, aunque para efectos de este trabajo, se decidió quitarle resolución a los datos, por lo que se trabajó con una resolución de $\Delta\varphi = \Delta\psi = 0.3240'$, lo cual es ~ 500 m. Ya que estos datos tienen que estar escritos en formato `.xyz` donde los datos tienen que ser guardados de Oeste a Este y de Sur a Norte, con 3 columnas, una para la longitud, φ ; otra para la latitud ψ ; y otra para los valores de la profundidad del mar en cada punto, h .

Por otro lado, las variaciones en la forma de la batimetría, generadas por los deslizamientos de tierra y representadas por $h(\varphi, \psi, t)$ en la modelación de *VolcFlow v3.6*, serán usadas como datos de entrada en *COMCOTv1.7*. como las variaciones verticales de la batimetría en cada paso de tiempo. En este caso, eso es representado por:

$$\Delta h_{i,j}^k = h_{i,j}^k - h_{i,j}^0 \quad (6.5)$$

Donde $h_{i,j}^0$ es la batimetría en el tiempo inicial; $h_{i,j}^k$ es la batimetría en el instante k y por último i, j son nodos espaciales. El formato de los datos de los deslizamientos de tierra es del tipo `.xyt`, ésto quiere decir que en la parte superior del archivo, tiene que indicarse la cantidad de nodos en φ , seguido por la cantidad de nodos en ψ y la cantidad de pasos de tiempo usados, cómo se ve en la Figura 6.1. Luego en una sólo columna tienen que introducirse todos los nodos de longitud, seguidos por los de latitud, seguidos por los instantes de tiempo en los que se guarda cada etapa del deslizamiento y por último, los valores de $\Delta h_{i,j}^k$, ordenados de Oeste a Este y de Sur a Norte^a. Los datos del deslizamiento de tierra no tienen por que tener la misma resolución que los datos de la batimetría, ya que *COMCOTv1.7* los puede interpolar entre el resto de nodos existentes. En este caso la resolución del deslizamiento se dejó en $0.4751'$ ^b.

Tanto el formato de los archivos como el detalle de cómo deben ser llamados por *COMCOTv1.7* está explicados con mas detalle en el manual de Wang (2009). Otro parámetro a considerar es el paso de tiempo de cálculo en *COMCOTv1.7*. Es importante que el valor de Δt cumpla con la condición de Courant-Friedrich-Levy (CFL), mostrada en la Ecuación 6.6.



```

135 107 447
285.235294
285.243213
285.251131
285.259050
285.266968
285.274887
285.282805
285.290724
285.298643
285.306561
285.314480
285.322398
285.330317
285.338235
285.346154
285.354072
285.361991
285.369910
285.377828

```

Figura 6.1: Ejemplo de un archivo de datos de deslizamiento en formato `.xyt`.

^aYa que para efectos de Este trabajo no es de especial interés explicar todo el detalle de cómo se ingresan los datos a *COMCOTv1.7*, se sugiere revisar el manual de Wang (2009).

^bLos datos de los deslizamientos de tierra con alta resolución serán ocupados en próximos trabajos, pero para efecto de Esta tesis, no se necesita una mayor resolución que los $0.4751'$.

$$\Delta t < \frac{\Delta x}{\sqrt{gh_{max}}} \quad (6.6)$$

Esta condición indica como tienen que relacionarse los Δ espaciales con los temporales, para que la solución del modelo tenga sentido físico. En este caso, se consideró un $\Delta t = 1.0$ s.

Opcionalmente *COMCOTv1.7* permite generar mareógrafos virtuales, es decir, permite escoger puntos arbitrarios en el dominio, en donde se pueda ver cómo son las variaciones del nivel del mar para cada instante de tiempo modelado. Estos datos tienen que estar en un archivo `.dat` y se ordenan en dos columnas de datos, una con todas las φ y otra con todas las ψ . La siguiente sección profundizará más en este punto.

6.2. Descripción de los resultados

En esta sección se pretende hacer una descripción visual del comportamiento mostrado por todos los tsunamis generados a partir de los deslizamientos de tierra ocurridos en las zonas Norte, Centro y Sur. Ésto será hecho considerando sólo 4 diferentes reologías, las cuales fueron escogidas en la Capítulo 5, y son etiquetadas como "prueba 2-5".

La siguiente descripción de los resultados será hecha considerando las variaciones verticales del nivel del mar, vistas a través de mareógrafos y mapas 2D de la superficie del nivel del mar. También se analizará el movimiento horizontal del agua considerando campos de velocidades 2D y por último, la forma inicial de la perturbación en la superficie del agua y su relación con la transformación de la energía potencial en cinética. Se espera que tanto los mareógrafos, el campo de velocidades y los mapas de altura del nivel del mar en 2D sirvan para complementar las observaciones.

6.2.1. Zona Norte

En realidad existen muchas semejanzas en el comportamiento de las ondas del tsunami, tanto para los casos Norte, Centro y Sur; en los tres casos se observa que el patrón de radiación en el tsunami tiene una polaridad negativa que se propaga hacia el Este y una polaridad positiva apuntando en dirección Oeste, y que luego, dicha polaridad positiva comienza a migrar al Norte y Sur. También se observa una propagación radial de la energía, la cual muestra una rápida disipación, que se puede interpretar de la caída de las amplitudes del tsunami en las costas más lejanas de la fuente, observadas a través de los mareógrafos.

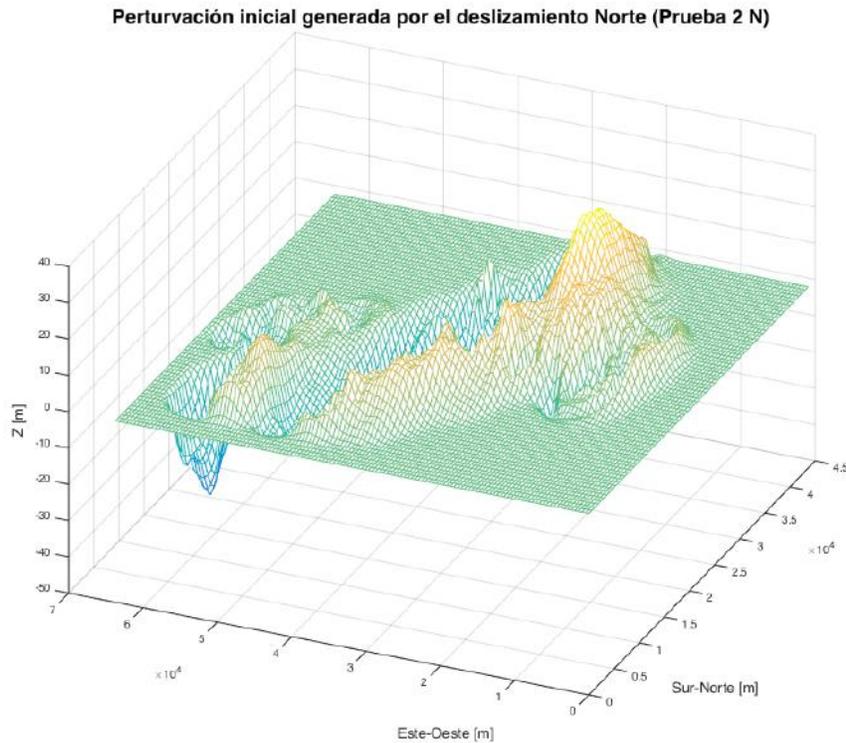


Figura 6.2: Forma de la superficie libre del dominio del modelo (superficie del mar), que muestra la perturbación generada por el deslizamiento, a 15 segundos de haber comenzado.

Otra similitud es la presencia de una divergencia justo sobre la zona del movimiento del fondo del mar, seguido de una reflexión del primer frente de ondas en tierra que se propaga hacia el Oeste. También se observa la formación de un dipolo, con un giro anti-horario hacia el Oeste y horario hacia el Este.

Todas estas similitudes son atribuidas a la cercanía geográfica que tienen los tres eventos, lo que claramente influye en el comportamiento de las ondas al propagarse. A continuación se describirán algunos fenómenos sólo observados en la zona Norte, o bien, amplificados o atenuados en el caso Centro. Por simplicidad, la descripción de la propagación del tsunami será hecha considerando los resultados generados por la prueba 2N, ya que las observaciones muestran que las mayores diferencias entre las pruebas de deslizamiento son apreciables viendo las amplitudes de las ondas y el desfase generado por las diferentes velocidades de propagación. Pero en términos generales, el comportamiento de las ondas es casi el mismo.

- **Propagación de las ondas e interacción con la costa observada como variaciones en el nivel del mar.**

Todos los frentes de deslizamientos modelados en la zona Norte, (prueba 2-5), lograron alcanzar una velocidad máxima de entre 11 y 18 m s^{-1} en el frente del flujo, (ver Figura 5.9),

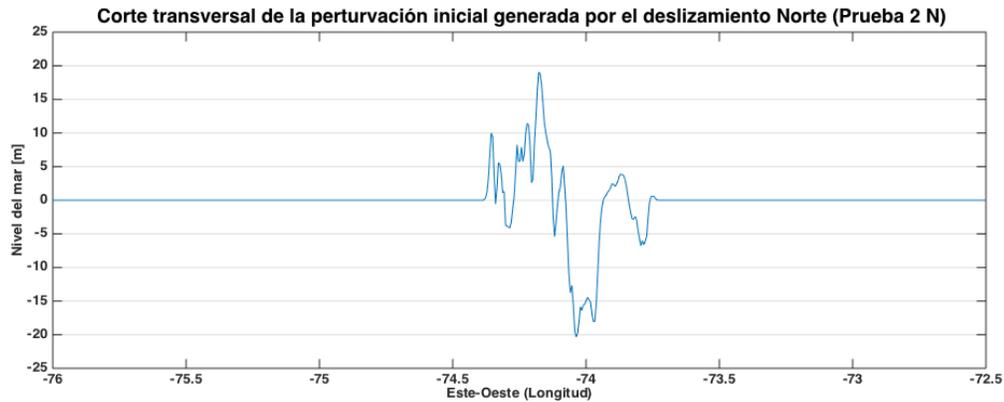


Figura 6.3: Corte transversal en la latitud 37° S de la perturbación inicial (30 segundos después del inicio del deslizamiento), generada en la superficie del mar para la zona Norte (prueba 2N). Se observan amplitudes iniciales de ± 19 m. Se decidió mostrar este eje ya que es el eje de máxima energía en la propagación del tsunami.

las cuales se obtuvieron en un tiempo de entre 3 a 8 minutos iniciado el deslizamiento.

El programa *COMCOTv1.7* recibe esta información de los cambios que se daban en la altura de la batimetría cada 20 segundos, en forma de instantáneas o snapshots, lo que permitió calcular las perturbaciones en la superficie libre que se fueron dando a lo largo del tiempo que duró el deslizamiento. La Figura 6.3 muestra la perturbación inicial generada por el deslizamiento, se observan grandes amplitudes (± 19 m, para la prueba 2N), producto del rápido aumento de la velocidad del flujo. Dichas amplitudes están polarizadas, ya que la mayor concentración de amplitudes positivas están apuntando hacia el Oeste, mientras que la mayor parte de las amplitudes negativas apuntan hacia el Este, lo cual tiene sentido considerando que la pendiente del talud está bajando en dirección Oeste.

Es interesante notar que la perturbación inicial es una proyección de la forma del flujo desplazado en el fondo del mar. En este caso la cuenca de la zona Norte toma la forma de un canal orientado hacia el Noroeste, pero como la pendiente del talud continental está en la Figura 6.2 y la Figura 6.4, siguiendo la pendiente de mínima energía. Ésto provoca una polarización en la perturbación inicial, donde la polaridad negativa, (zona en la que baja el nivel del mar), comienza a propagarse hacia el Este, y la polaridad positiva, (o zona en la que sube el nivel del mar), se propaga mayoritariamente hacia el Oeste. Ésto también puede verse en la Figura 6.5.

Esta distribución de la polaridad de las ondas provocará que toda la costa frente al Golfo de Arauco sienta primero una baja en el nivel del mar, seguido por una elevación cuya

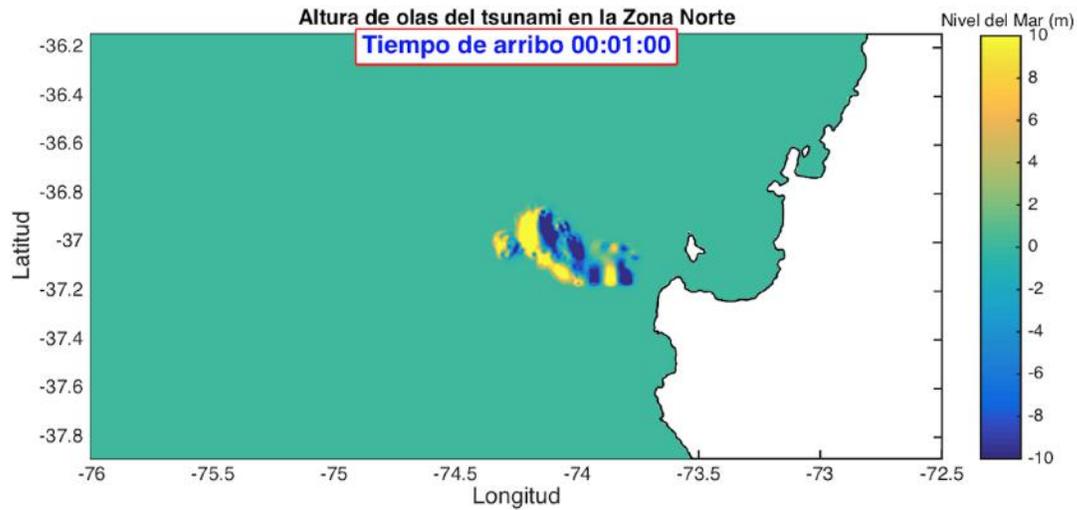


Figura 6.4: Perturbación inicial generada por el deslizamiento de la zona Norte, (prueba 2N), la variación en la forma de la batimetría producto del deslizamiento comienza 30 segundos después que parta el cálculo de *COMCOTv1.7*.

amplitud dependerá de la profundidad en la batimetría de la zona específica y su orientación con respecto al deslizamiento. Notar que la dirección en la que se propaga la energía del deslizamiento, (de Este a Oeste), es la misma en la que se tiene que propagar la energía de las ondas del tsunami, por lo que se puede considerar que dicha energía está concentrada en ese eje, cosa que puede ser estudiada gracias a los mareógrafos virtuales mostrados en la Figura 6.8 (la siguiente sección abordará este tema con más detalle).

Mientras las ondas se propagan, se puede observar que la polarización positiva del tsunami comienza a migrar desde el Oeste, hacia el Sur y Norte; Figura 6.5, por otro lado la polaridad negativa se propaga a una velocidad más lenta. Ésto sucede principalmente porque, según el modelo de aguas someras, las ondas con gran longitud de onda tienen una velocidad de fase que depende de la profundidad; $c = \sqrt{gh}$, y cómo la profundidad aumenta hacia el Oeste, ya que se está acercando en dirección a la fosa, tiene sentido que las ondas con polaridad positiva se propaguen más rápido que las que están hacia el Este.

A pesar de que la polaridad positiva de las ondas migra hacia el Norte y Sur, un poco más adelante en el tiempo, la Figura 6.6 muestra que las mayores amplitudes están concentradas en el Suroeste. Se tiene la hipótesis de que esto puede deberse a la dirección en la que se transporta el momentum del deslizamiento, con respecto a la forma de la cuenca. Ya se

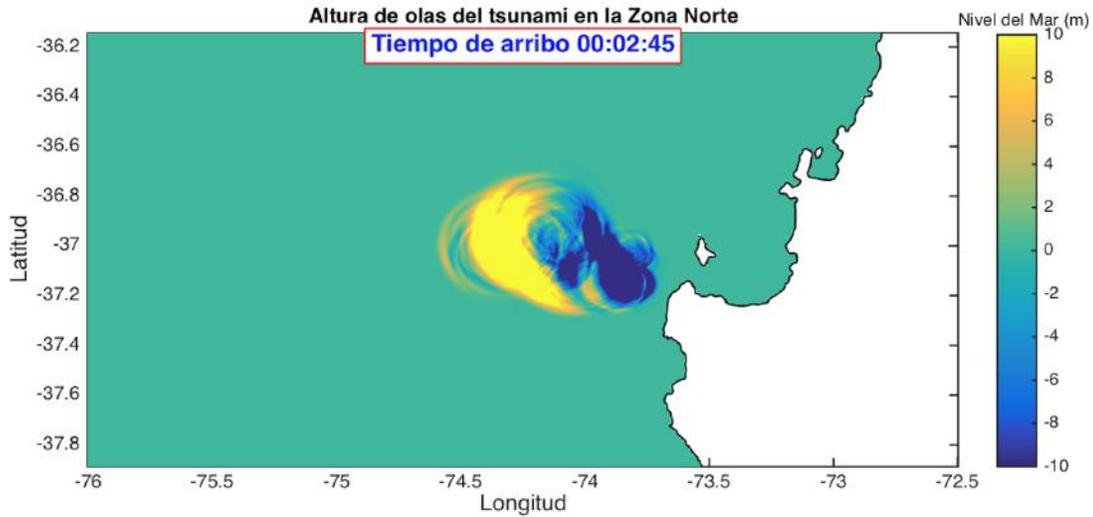


Figura 6.5: Propagación del tsunami generado por la prueba 2N, en el minuto 00:02:45. Puede observarse una clara predominancia de la polaridad negativa (zona azul) propagándose hacia el Este y la polaridad positiva (zona amarilla), propagándose hacia el Oeste.

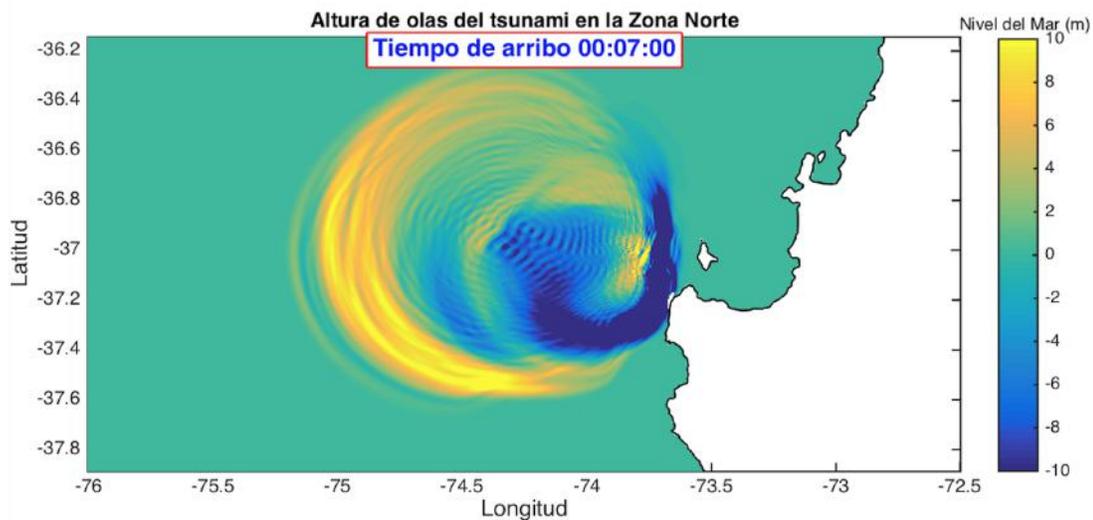


Figura 6.6: Propagación del tsunami generado por la prueba 2N a las 00:07:00 horas. Puede observarse que las mayores amplitudes positivas están siendo propagadas en dirección Suroeste. La energía de éste tipo de deslizamiento se disipa de forma radial. También se observa la excitación generada por el deslizamiento moviéndose bajo el agua, justo en el centro del círculo formado por los primeros frentes de onda.

comentó que la cuenca generada por este deslizamiento tiene la forma de un canal orientado hacia el Noroeste, pero cómo la pendiente aumenta en dirección Oeste, el flujo tiende a moverse en esa dirección, lo que genera un torque que provoca que cuando se transfiera energía desde el fondo del mar hasta la superficie, ésta se distribuya más en dirección

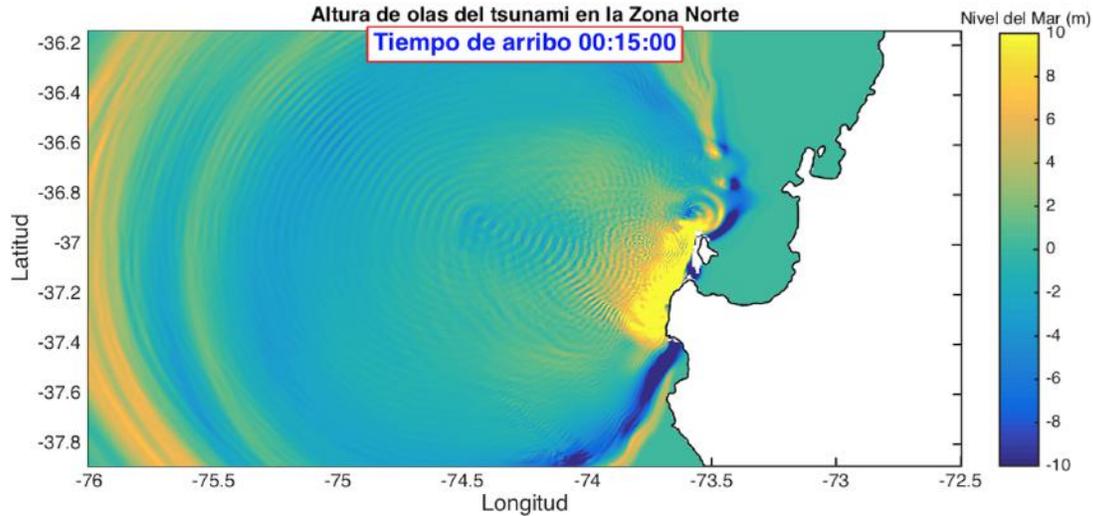


Figura 6.7: Propagación del tsunami generado por la prueba 2N, en el minuto 00:02:45. Se muestra el primer arribo del tsunami en la Península de Arauco.

Suroeste. Los mareógrafos virtuales serán usados para mostrar más evidencia que concuerde con esta teoría.

Al observar la Figura 6.6 se puede distinguir una clara separación entre el frente de ondas, el cual propaga la energía de forma radial, y la zona interna de dicho frente, en esta superficie interna, se observan frecuencias mayores a las del primer frente, las cuales son excitadas por la fuente del deslizamiento (el que seguirá moviéndose entre 1.5 hasta 2.5 horas iniciado el colapso, dependiendo de que prueba reológica se trate), esta excitación puede verse en el centro de la perturbación generada por las ondas en la Figura 6.6. A los 7 minutos puede verse claramente que el patrón de radiación de la energía de las ondas del tsunami se convierte en una circunferencia. Ésto provoca que la energía sea disipada de forma radial. Dicho patrón será alterado cuando las ondas se acerquen a aguas más someras.

La primera costa en la que el tsunami logra arribar, está en el borde de la Península de Arauco seguido por la Isla Santa María. El arribo del tsunami es a los 6 minutos iniciado el deslizamiento y en un principio llega la polaridad negativa de las ondas, luego a los 12 minutos llegan las fases positivas. La Figura 6.7 muestra la forma en que llegaron las ondas de polaridad positiva a la Península de Arauco, a los 15 minutos. Puede verse como es que amplitudes superiores a los 10 *m* rodean la península y la Isla Santa María con longitudes de onda de decenas de *km*.

También puede observarse las perturbaciones generada por el deslizamiento, en el centro del patrón de radiación de las ondas del tsunami. La costa representada por el dominio de cálculo en las figuras anteriores, es perturbada completamente a los 46 minutos. Para concluir, es interesante notar que la Figura 6.7 muestra una zona en la perturbación del nivel del mar, la cual es de color blanco, la razón de ésto es por que la disminución del nivel del mar en esos puntos fue mayor a la profundidad de la batimetría, por lo que, según el modelo, el lecho marino habría quedado al descubierto en esos puntos.

▪ Mareógrafos Virtuales.

Los mareógrafos virtuales no son más que puntos estáticos del dominio de cálculo, en donde se guardan los valores de $\eta(x_0, y_0, t)$ con (x_0, y_0) fijos, es decir, las perturbaciones del nivel del mar en un mismo punto. Dichos mareógrafos fueron ubicados usando los ejes principales en los que se distribuye la energía del tsunami, es decir el eje Este-Oeste que está sobre el deslizamiento Norte, el cual sería la línea en donde se espera que se distribuya la máxima energía y el eje Sur-Norte que está pasando sobre el deslizamiento, el cual es un eje de baja energía. Además se ubicaron distintos mareógrafos en la costa para saber las alturas a las que se elevaba el nivel del mar en cada caso. Las posiciones de los mareógrafos pueden ser vistas en la Figura 6.8, dichas posiciones fueron elegidas considerando los ejes de máxima y mínima energía de la propagación del tsunami, además de otros mareógrafos que muestran la interacción del agua con la costa. En todos los casos se pusieron dos mareógrafos en cada cuadrante de los ejes, esto se hizo con el objetivo de entender mejor como fue la propagación de las olas en cada cuadrante, comparando y correlando los datos desde dos puntos de observación.

Al analizar el eje de máxima energía, representada en la Figura 6.9, se puede observar que los puntos que están al Oeste del deslizamiento, es decir $M8$ y $M9$, reciben primero un aumento del nivel del mar de entre 18-14 m para $M8$ y 7-12 m para $M9$, dependiendo de la prueba reológica usada, en donde las mayores amplitudes fueron alcanzadas por la prueba 2N. Estos valores de las amplitudes son producto de la cercanía de la fuente y la polaridad inicial de la perturbación en superficie al Oeste del deslizamiento, seguido de grandes oscilaciones que comienzan a estabilizarse aproximadamente después de los 20 minutos. El mareógrafo $M7$ representa las variaciones del nivel del mar directamente sobre el deslizamiento, éste muestra una disminución máxima del nivel del mar de entre 15- 20 m (según la prueba reológica usada), seguido por otras oscilaciones más pequeñas que comienzan a estabilizarse después de los 40 minutos. Es interesante notar que éstos tres mareógrafos están ubicados en mar profundo, el fondo del mar está como mínimo a ~ 1000 m bajo dichos puntos, por lo que las amplitudes de las ondas deben ser relativamente pequeñas comparadas con las amplitudes de aguas más someras, y las frecuencias deben

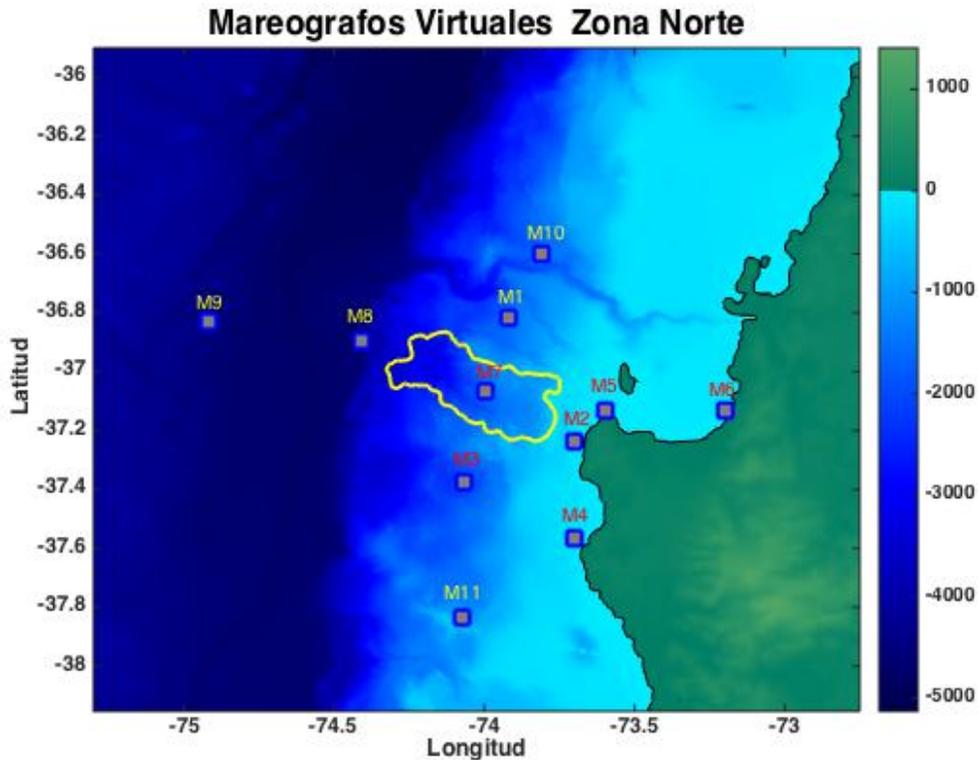


Figura 6.8: Distribución de los mareógrafos virtuales en la zona del deslizamiento Norte. Notar que los mareógrafos fueron distribuidos en los ejes de máxima y mínima energía de la propagación del tsunami. También se pusieron mareógrafos en la costa para analizar amplitudes de las ondas a baja profundidad y sobre el deslizamiento para ver las amplitudes iniciales del tsunami.

ser mayores.

Otra observación que puede hacerse en los mareógrafos *M7*, *M8* y *M9* es que hay dos frentes de onda dominantes de largo periodo (>5 minutos), seguidas por una serie de oscilaciones de muy alta frecuencia y baja amplitud. Al observar la Figura 6.9, llama la atención que los mareógrafos *M2* y *M7* muestran un bajo inicial, seguido por otra amplitud positiva, a la que le sigue un segundo bajo, lo que genera una forma de *W* registrada por dichos mareógrafos. La razón de la existencia de dicha forma de *W* se debe a que la perturbación inicial muestra dos zonas con polaridades + y - cada una (ver Figura 6.4). Estas dos perturbaciones iniciales se propagan generando interferencia entre ellas, ya que las dos tienen una parte positiva y otra negativa, las cuales están desfasadas entre sí. Además al ver la Figura 6.6, es posible ver el gran frente de ondas inicial propagándose hacia el Oeste y un pequeño frente con menores amplitudes y menores longitudes de onda, que le sigue por detrás, más hacia el Este. Esas son las dos ondas a las que se hace referencia aquí.

El mareógrafo *M2* muestra un punto cerca de la Península de Arauco, donde el fondo

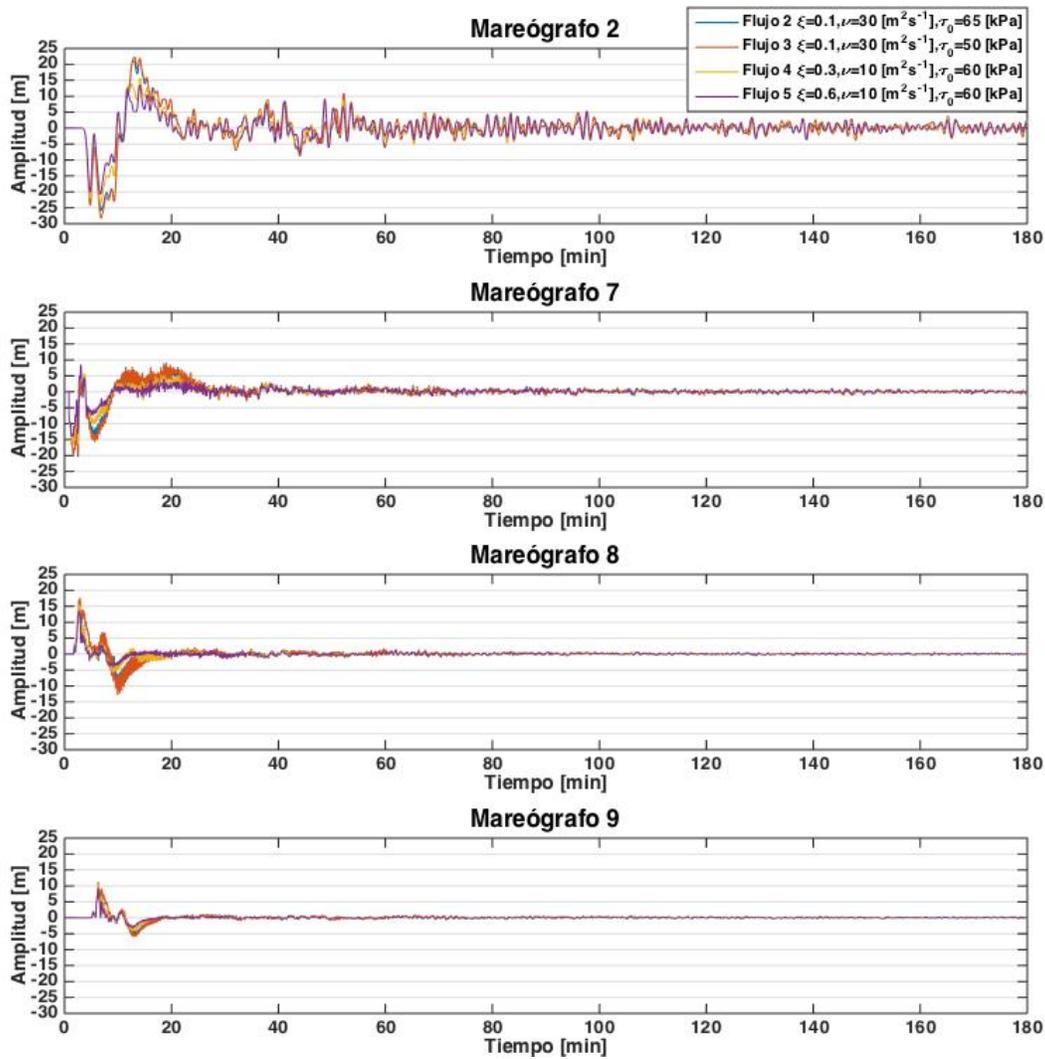


Figura 6.9: Mareógrafos virtuales de la zona Norte, distribuidos en el eje de máxima energía del deslizamiento (distribución Este-Oeste).

oceánico está a una profundidad de 30 *m*. En este punto se observa una disminución del nivel del mar, de entre 20 y 28 *m*, seguido de una subida del nivel del mar de hasta los 23 *m*. Lo que se puede explicar ya que la polaridad negativa de la perturbación inicial es la primera en propagarse hacia el Este. También es interesante notar que en estas aguas más someras comienzan a dominar frecuencias asociadas a mayores longitudes de onda, mostrando un dominio de las oscilaciones cuyos periodos son mucho mayores a los observados en mar abierto.

La Figura 6.9, Figura 6.10 y Figura 6.11 muestran las variaciones del nivel del mar considerando las 4 reologías de deslizamiento con las que se está trabajando, es decir; flujos;

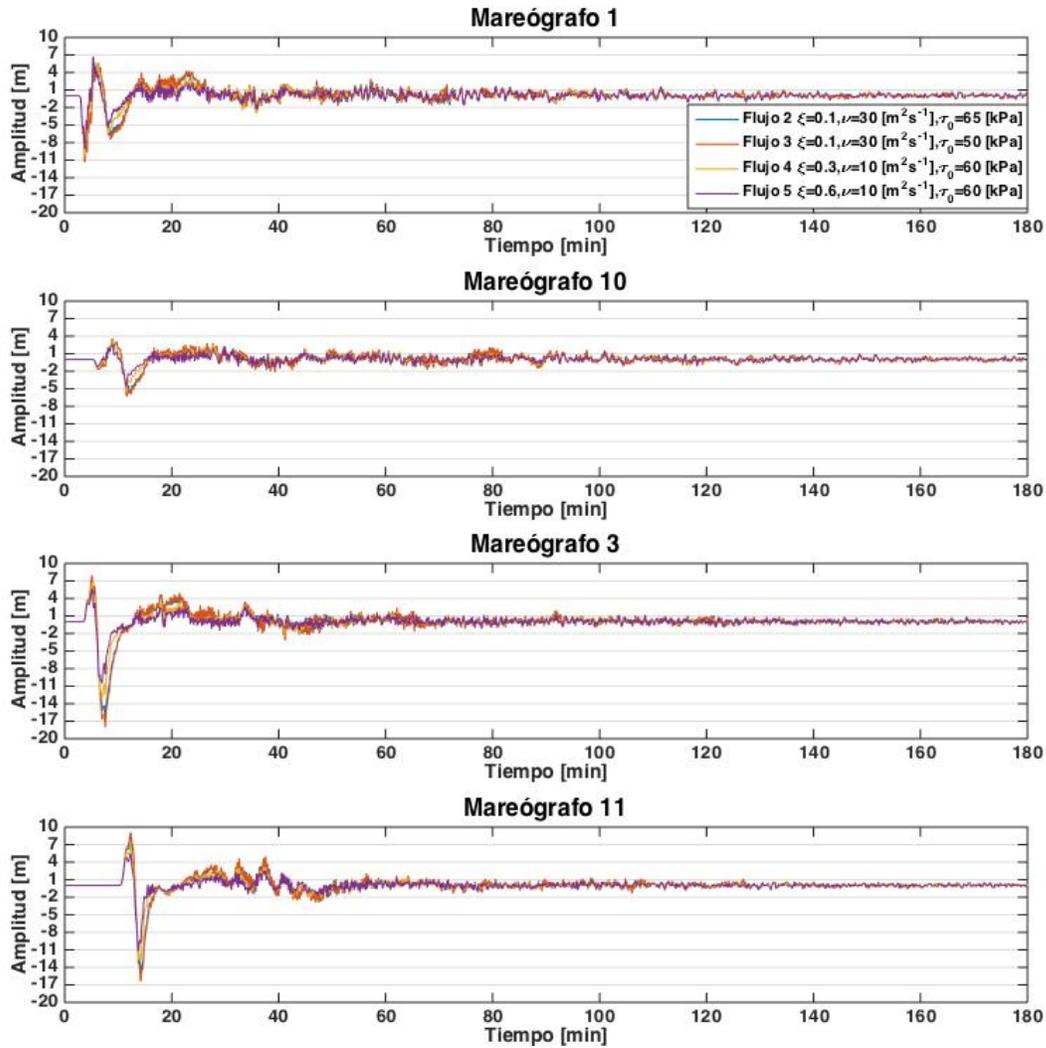


Figura 6.10: Mareógrafos virtuales ubicados en el eje de mínima energía del deslizamiento (distribución Norte-Sur).

del 2 al 5. Como ya se explicó anteriormente, estas pruebas generan deslizamientos que se mueven a distintas velocidades, dichas velocidades son el factor más importante que altera las amplitudes de las ondas. La variación más grande del nivel del mar puede observarse entre el flujo 2 y el 5, donde se observan diferencias de hasta 10 m en la altura del nivel del mar ($M2$).

La Figura 6.10 muestra los mareógrafos que están sobre el eje de mínima energía, con $M3$ y $M11$ orientados al Sur y los $M1$ y $M10$ orientados al norte del deslizamiento. Tal como se mencionó en la sección anterior, las amplitudes positivas migran hacia el Sur más rápido de lo que lo hacen hacia el Norte. La dinámica de estos dos tipos de deslizamientos puede

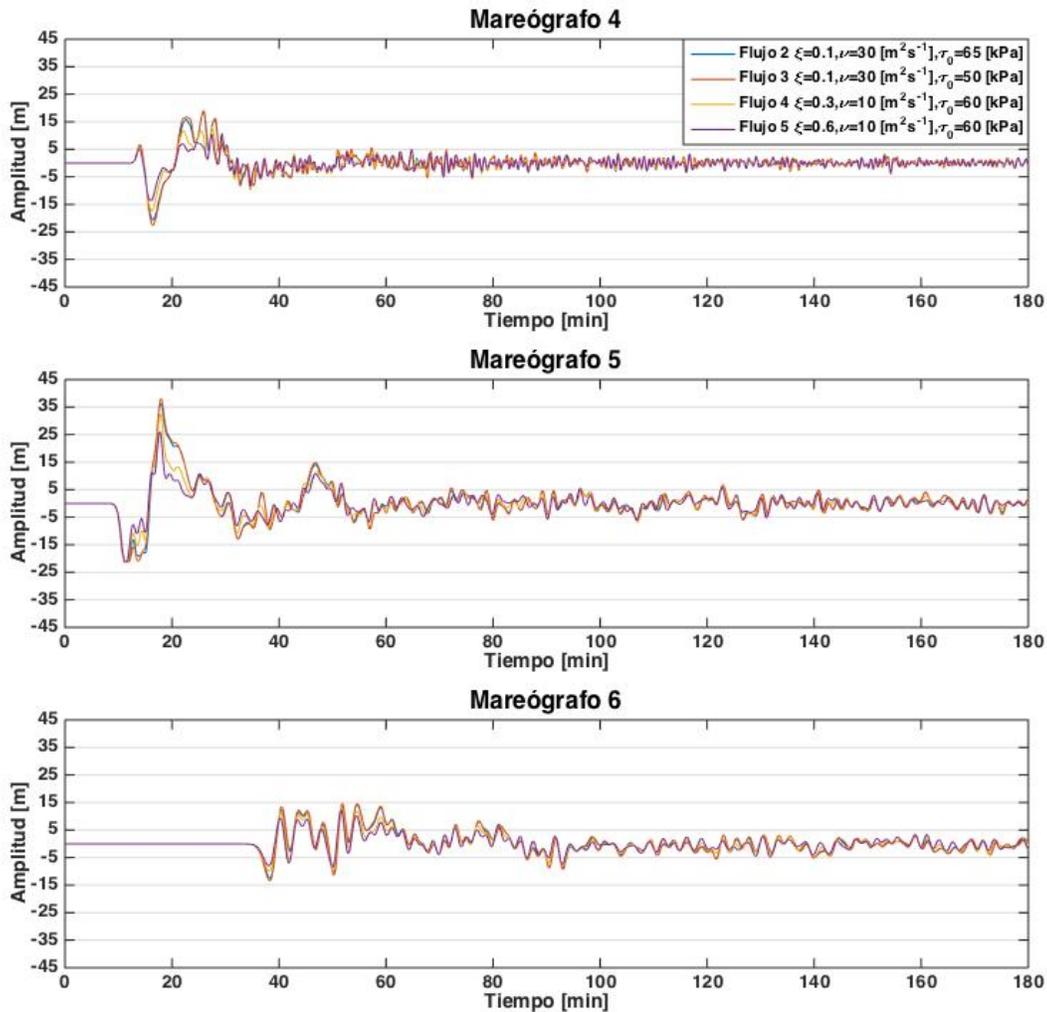


Figura 6.11: Mareógrafos virtuales para el deslizamiento de la zona Norte, ubicados en la costa.

verse ya que las amplitudes máximas en $M3$ y $M11$ son de entre 8 y 9 m, mientras que en los mareógrafos que están situados al Norte del deslizamiento ($M1$ y $M10$), las amplitudes máximas varían entre los 4 y 7 m, dependiendo del flujo usado. Esto se debe a que el momentum transferido desde el deslizamiento hacia el agua fue en la dirección Suroeste, cosa que puede verse en las figuras 2-D de la variación del nivel del mar, las amplitudes del tsunami en la Figura 6.5 y Figura 6.6 tienen un máximo en la parte Suroeste del frente principal, el cual se propaga en la dirección de $M3$ y $M11$.

La razón de por qué, a pesar de que el mareógrafo $M4$ está en la costa, es el único que muestra una subida en el nivel del mar, antes de bajar, es por que la polaridad positiva del primer frente de ondas, la cual está migrando hacia el sur, alcanza a rodear la costa, antes que llegue la polaridad negativa a la zona en donde está $M4$. A pesar de ellos, dicho

frente no llega de forma perpendicular al mareógrafo, si no que lo hace con un ángulo, lo que explica por qué *M4* percibió una subida inicial del nivel del mar con un periodo tan corto, a pesar de que ese frente tuviese una longitud de onda de decenas de km. Al igual que en la Figura 6.9, la llegada del primer frente de ondas se observa cómo un grupo de ondas de alto periodo y grandes amplitudes, seguidas de amplitudes menores y mayores frecuencias, lo que tiene sentido considerando que la energía se distribuye de forma radial y el primer frente de ondas es el de mayor amplitud.

Notar que en el eje de mínima energía sólo se percibe un único gran bajo inicial, a diferencia de lo que se ve en el eje de alta energía. La razón de esto es por la existencia de esa segunda onda asociada a una segunda zona polarizada, de la que ya se habló anteriormente. Esta onda, la cual viaja con un desfase con respecto a la primera, logra generar interferencia con el primer frente de ondas justo cuando está pasando cerca de los mareógrafos del eje de baja energía (Figura 6.6).

Por último la Figura 6.11 muestra los mareógrafos que están ubicados en la costa, notar que el mareógrafo que está en el límite entre la Península de Arauco y el Golfo, *M5*, llega a amplitudes de hasta 37 m en un punto con una profundidad menor de 20 m en condiciones normales, al igual que en el mareógrafo *M2*, todas las series de tiempo de la Figura 6.11 muestran que las frecuencias bajas son las dominantes al llegar a aguas más someras.

Notar que en todos los mareógrafos virtuales puede verse que hay dos grupos de series de tiempo que son muy semejantes entre sí, en el caso del flujo 2 y 3, se está trabajando con flujos con el mismo ξ , por lo que se espera que los campos de velocidades de esos deslizamientos sean similares, cosa que tiene un impacto directo en las amplitudes alcanzadas por los tsunamis. Por otro lado, los flujos 4 y 5 parecen correlacionarse bastante entre ellos, aunque al mirar los mareógrafos (en especial Figura 6.10), puede verse que hay más diferencia entre sus amplitudes que en los casos anteriores. Las diferencias entre ellos se deben a que son flujos con diferentes ξ .

- **Campo de velocidades.**

En esta sección se describe el proceso de propagación del tsunami generado por el deslizamiento Norte (prueba 2), considerando el campo de velocidades de las corrientes. En realidad para efectos de este trabajo, entender la dirección en la que apuntan las velocidades es más importante que observar la magnitud de dichas velocidades en cada punto, ya que existen grandes variaciones en cuanto a la norma de la velocidad en aguas someras y profundas. Por lo que a continuación se mostrará sólo el campo de velocidades unitarias $\left(\hat{v} = \frac{\vec{v}}{|\vec{v}|}\right)$.

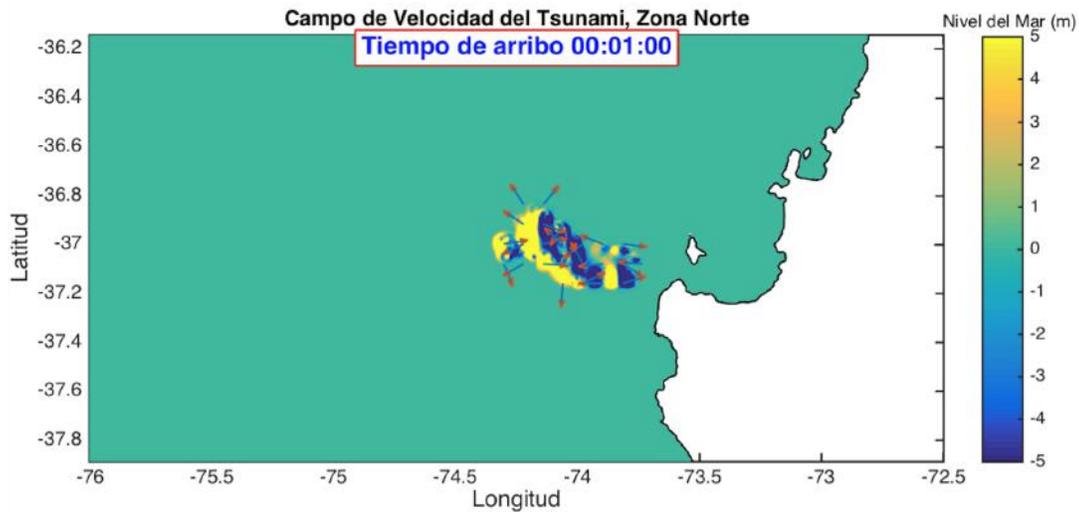


Figura 6.12: Dirección y sentido de la velocidad del flujo en el momento de la perturbación inicial, se está trabajando sólo con los vectores unitarios.

Siguiendo un desarrollo cronológico del fenómeno, la perturbación inicial se observa 60 segundos después de que comenzase el tiempo de cálculo, (Figura 6.12). Al igual que en las observaciones hechas en la sección anterior, la perturbación inicial es una clara proyección de las variaciones en la batimetría generadas por el deslizamiento, sólo que aquí puede verse que sobre las zonas de polaridad positiva, las líneas de campo son divergentes. Mientras que en las zonas con polaridad negativa, las líneas de campo son convergentes. Ésto puede explicarse gracias al principio de conservación de la masa. Las perturbaciones generadas por el deslizamiento en la batimetría, implican una remoción de la columna de agua, la cual genera zonas de surgencia del agua (polaridad positiva), y zonas que succionan el agua, (polaridad negativa). Algo parecido ocurre en el caso de los tsunami sismogénicos, con la diferencia de que en esos casos, la propagación de la energía es perpendicular a la propagación de la fractura. 5 minutos después de que el deslizamiento se genera, la propagación de la onda comienza a tomar una forma circular, con la polaridad positiva propagándose en forma de C apuntando hacia el Suroeste, con las líneas de campo apuntando radialmente hacia afuera de la fuente. Por otro lado, la zona con polaridad negativa, la que se propaga más lento producto de que se mueve a aguas más someras hacia el Este, muestra que la mayor parte de las líneas de campo apuntan radialmente hacia dentro. Ésto puede verse en la Figura 6.13.

A los 15.5 minutos de cálculo, casi todo el frente de ondas inicial ha salido del dominio, excepto en la zona con aguas más someras. Puede observarse el cambio de sentido en las

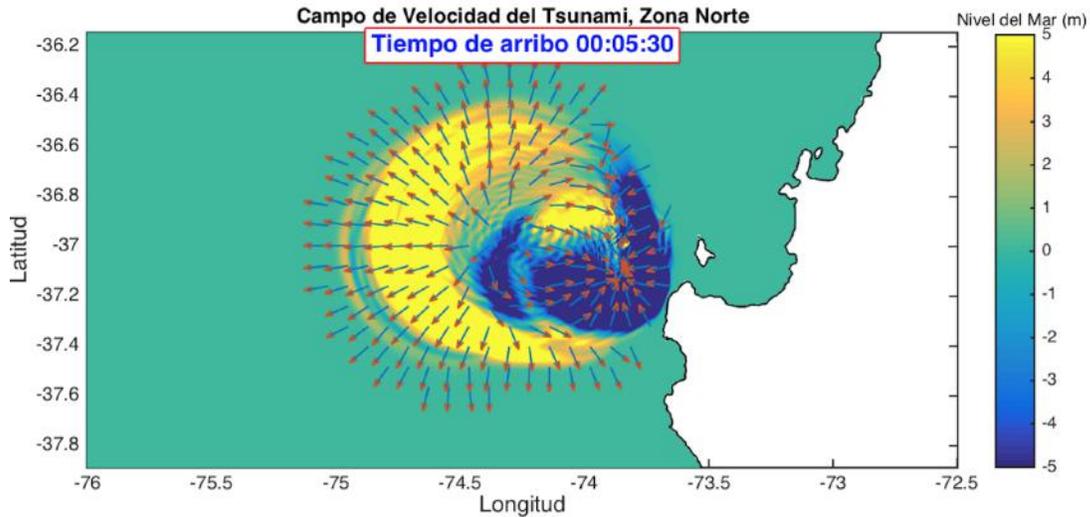


Figura 6.13: Campo de la dirección de las velocidades de las ondas generadas por el deslizamiento, a los 5.5 minutos de haberse iniciado. Destaca la dirección radial hacia afuera que tiene el movimiento del agua, en las zonas con polaridad positiva.

líneas de campo luego de que pasase el frente de ondas inicial, ahora casi todas las flechas apuntan radialmente hacia adentro. Otro fenómeno que también llama la atención es la presencia de una divergencia de agua, justo sobre la posición en la que se encuentra el frente del flujo. Una hipótesis planteada aquí sobre esto, tiene que ver con que la zona del frente del flujo es el punto donde existen mayores variaciones en la batimetría, lo que puede conllevar a que sea la zona donde el desplazamiento vertical del agua sea el mayor, lo que generaría esa divergencia.

En este punto el frente del flujo se mueve a una velocidad de 4.5 ms^{-1} (ver Figura 5.9), además hay que destacar que en este instante, el frente del flujo está moviéndose a una profundidad de $\sim 5000 \text{ m}$, por lo que hay que notar que la magnitud de estos vectores no reflejan la magnitud con la que dicha agua está emergiendo, sólo se está describiendo la direccionalidad.

Siguiendo con la descripción, a los 27.5 minutos de cálculo puede observarse que la dirección divergente del campo de velocidades se ha propagado por la superficie, generando que nuevamente la dirección del movimiento del agua sea radial hacia afuera. Ver Figura 6.15. Esta zona de divergencia ha pasado por la reflexión del primer frente de ondas, la cual puede verse como un segundo frente que se propaga hacia el Oeste, permitiendo que las líneas de campo divergentes cubran una mayor superficie, esto vuelve a provocar el cambio en el sentido de los vectores por los que va pasando dicho frente.

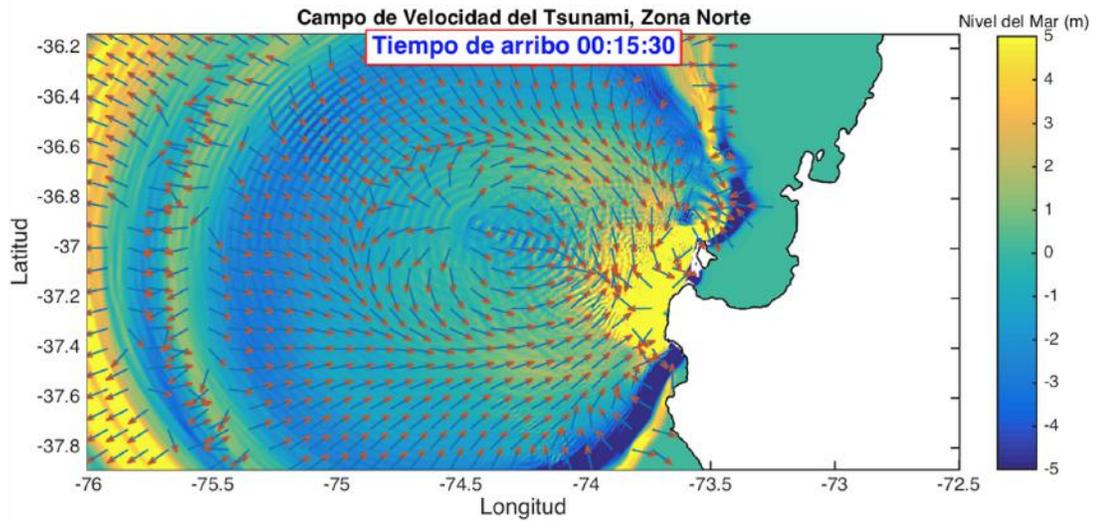


Figura 6.14: Campo de la dirección de las velocidades de las ondas generadas por el deslizamiento, a los 15.5 minutos. En este punto destaca la presencia de una divergencia producto del movimiento del frente del deslizamiento bajo el agua.

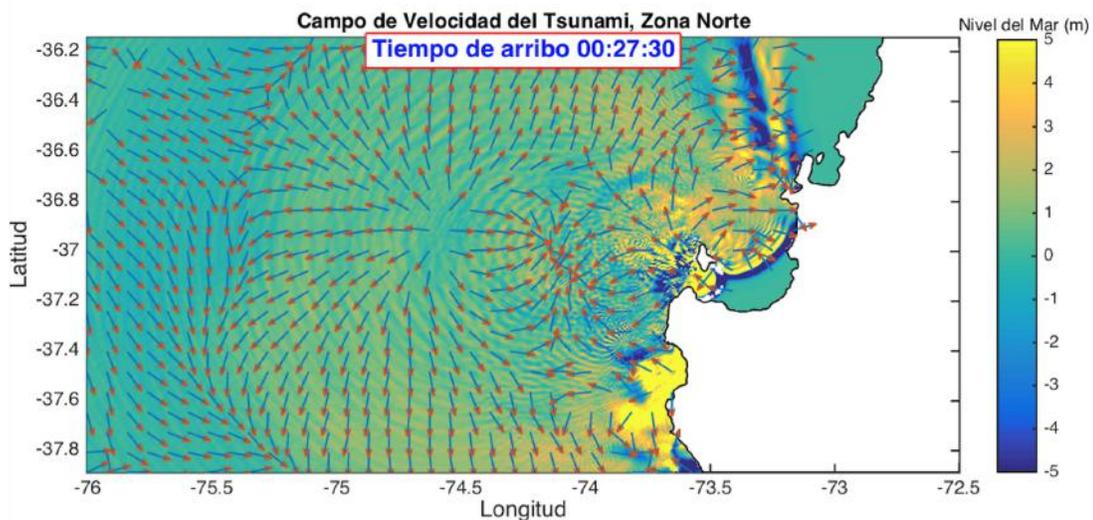


Figura 6.15: Campo de la dirección de las velocidades de las ondas generadas por el deslizamiento, a los 27.5 minutos. En este instante destaca la expansión de la zona de divergencia y un nuevo frente de ondas que se propaga hacia el Oeste. Dicho frente es el resultado de una reflexión del primer frente de ondas al llegar a tierra.

Finalmente, la Figura 6.16 muestra el campo de velocidades después de 1 hora y 50 minutos, ésto es casi 40 minutos después de que el frente del flujo de escombros se detuviese por completo. En superficie puede observarse la presencia de dos remolinos que giran en sentido opuesto, formando

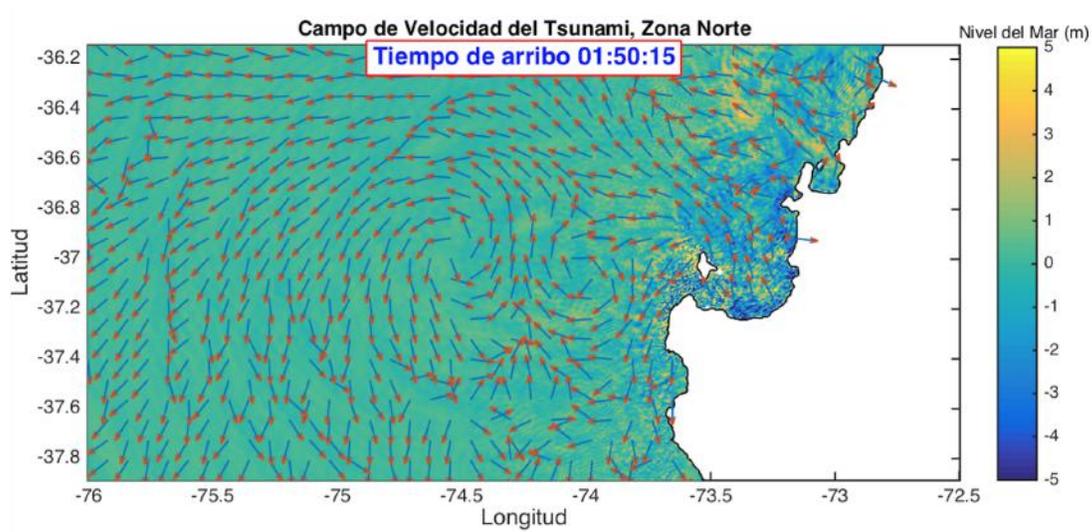


Figura 6.16: Campo de la dirección de las velocidades de las ondas generadas por el deslizamiento, después de 1 hora y 50 minutos. En este momento toda la costa del campo cercano mostrado en la figura se ha visto afectada por el tsunami, las amplitudes comienzan a disminuir y sobre la zona del deslizamiento, las líneas de campo muestran la forma de un dipolo formado por dos remolinos que giran en sentidos opuestos, donde el mayor de ellos es el que se encuentra hacia el Oeste.

un dipolo, justo sobre la zona que inicialmente estaba el flujo de escombros, con el remolino del Oeste girando en sentido anti-horario y el remolino del Este girando en sentido horario. Notar que la amplitud de las ondas en el mar es casi imperceptible, por lo que este dipolo representa solo una circulación de agua.

6.2.2. Zona Centro

- **Propagación de las ondas e interacción con la costa observada como variaciones en el nivel del mar.**

Al igual que en el caso Norte, en esta sección se explicará la propagación de la prueba 2C (misma reología que la prueba 2N) ya que no hay grandes diferencias entre ellas. Para este caso, la perturbación inicial también guarda relación con las variaciones en la batimetría generadas por el deslizamiento, sólo que en este caso, el flujo se inicia en la base del talud continental, a una profundidad mayor que 1500 m. A pesar de esto las Figura 6.17 y Figura 6.18 muestran variaciones en el nivel del mar de ± 50 m, cosa que se puede deber al gran cambio de pendiente en la batimetría en la zona en la que se generó el deslizamiento. Por otro lado, la relación entre la variación de la profundidad en donde ocurre el deslizamiento y la velocidad de éste, es un asunto que quedará en discusión para después, ya que la modelación no muestra una relación intuitiva entre esas variables.

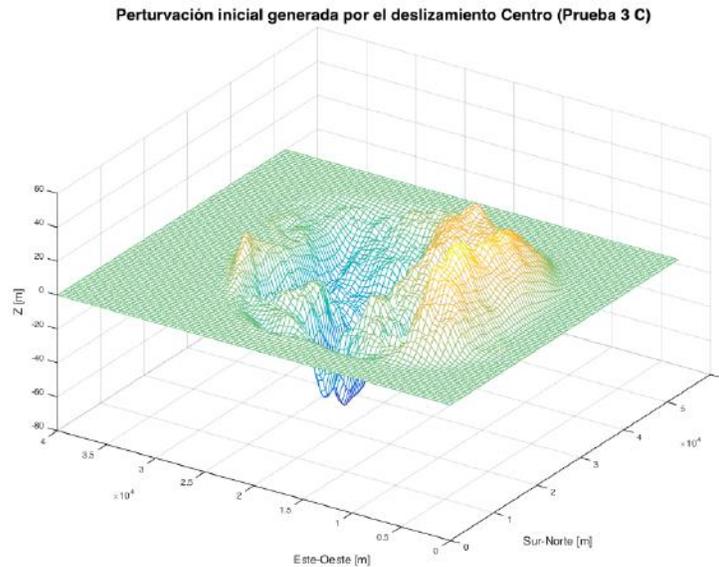


Figura 6.17: Forma de la superficie libre del dominio de *COMCOTv1.7*, que muestra la perturbación generada por el deslizamiento Centro, a 15 segundos de haber comenzado.

La Figura 6.19 muestra las variaciones iniciales del nivel del mar en un mapa 2D. Se puede observar que al igual que el caso Norte, el deslizamiento Centro también muestra una polarización en la perturbación del nivel del mar, donde la polaridad positiva está orientada hacia el Oeste y la negativa hacia el Este, aunque se ven dos diferencias fundamentales con respecto al caso Norte. Primero, el deslizamiento centro genera una cuenca con dimensiones similares tanto latitudinal como longitudinalmente, es decir, no se parece a un canal. Dicha cuenca tiene su pendiente de mínima energía que guarda relación con la forma de la cuenca, esto facilita el transporte del material deslizante y evita la formación de grandes torques como en el caso anterior. La Figura 6.19 también muestra que en el lado Sureste de la perturbación inicial hay una pequeña zona con polaridad positiva, la cual puede deberse a la forma de la batimetría, ya que en la interpolación de la zona Centro hay un cambio de pendiente que podría haber generado que parte del flujo se moviese inicialmente hacia el Este, esto se debe a la forma de la batimetría y la interpolación usada. La presencia de esta zona con polaridad positiva en el Este generará perturbaciones iniciales con fases positivas que serán registradas por los mareógrafos cercanos.

Por otro lado, se puede apreciar que la zona con polaridad positiva está apuntando en dirección Noroeste, mientras que la zona con polaridad negativa apunta hacia el Sur-Este.

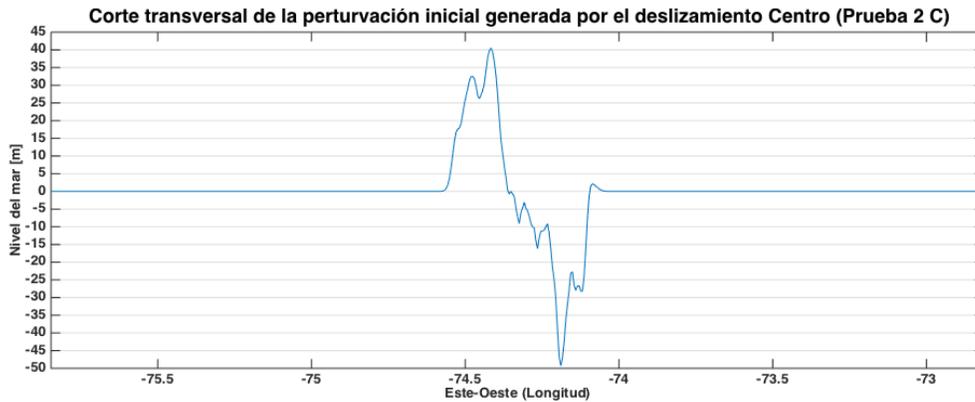


Figura 6.18: Corte transversal en la latitud -37.38° de la perturbación inicial (30 segundos después del inicio del deslizamiento), generada en la superficie del mar para la zona Centro (prueba 2C). Se observan amplitudes iniciales de ± 50 m.

Mientras avanza el tiempo (Figura 6.20), puede verse como, al igual que en el caso anterior, la zona con polaridad positiva, que inicialmente se habría generado en el Oeste, comienza a migrar hacia el Sur y el Norte, sólo que ahora se ve que las mayores amplitudes están al norte en vez que al Sur. Lo anterior puede explicarse considerando la condición inicial, ya que a pesar que la profundidad del mar no varía mucho en esas zonas como para generar grandes cambios en la velocidad de fase de las ondas, el deslizamiento logró trasladar una mayor energía al Noroeste.

También se puede apreciar que la energía de las ondas es disipada de forma radial al origen y que los frentes de ondas tienen longitudes de onda menores que en el caso Norte. Se tiene la hipótesis de que esto puede deberse a la superficie del deslizamiento, ya que en el caso Norte, se contaba con un desplazamiento de una superficie mucho mayor, alrededor de 1286 km^2 , mientras que el deslizamiento Centro sólo perturbó una superficie de 924 km^2 , (Geersen et al., 2011b). Se piensa que como el deslizamiento Centro fue cubierto por una menor superficie, las longitudes de onda del frente principal fueron menores que las del deslizamiento Norte. La Figura 6.20 también muestra que dentro de la zona encerrada por los frentes de onda iniciales, hay una superficie con ondas de λ menores, excitadas por el movimiento del deslizamiento.

Notar que en la Figura 6.20 ya no está la pequeña perturbación positiva que se había visto antes en el Este, la razón de esto es por que cuando esta perturbación comenzó a propagarse hacia tierra, su velocidad disminuyó, lo que provocó que el tren de ondas, de polaridad negativa, que se encontraba detrás, comenzó a alcanzarlo, lo que generó una interferencia destructiva y que al final acabó cancelando las amplitudes positivas, ya que

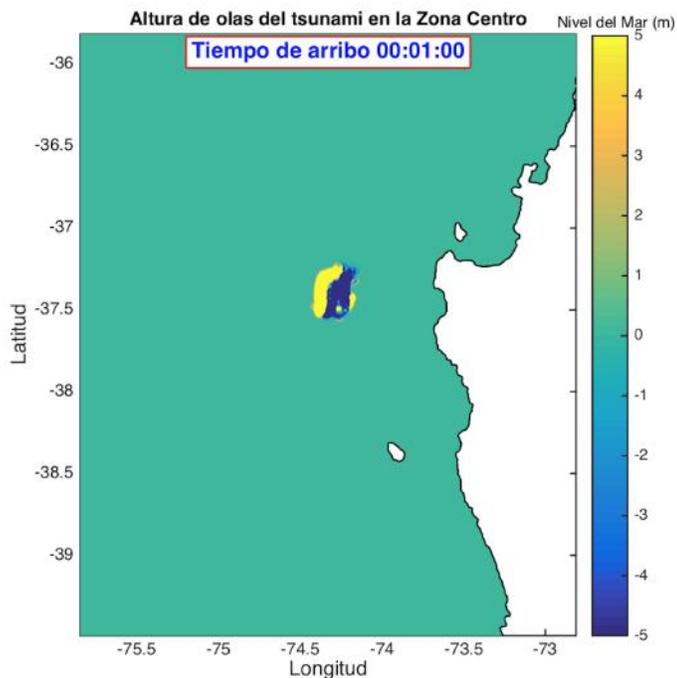


Figura 6.19: Perturbación inicial generada por el deslizamiento de la zona Centro, (prueba 2C). En este caso la polaridad positiva domina el Noroeste, mientras que la negativa, el Sur-Este.

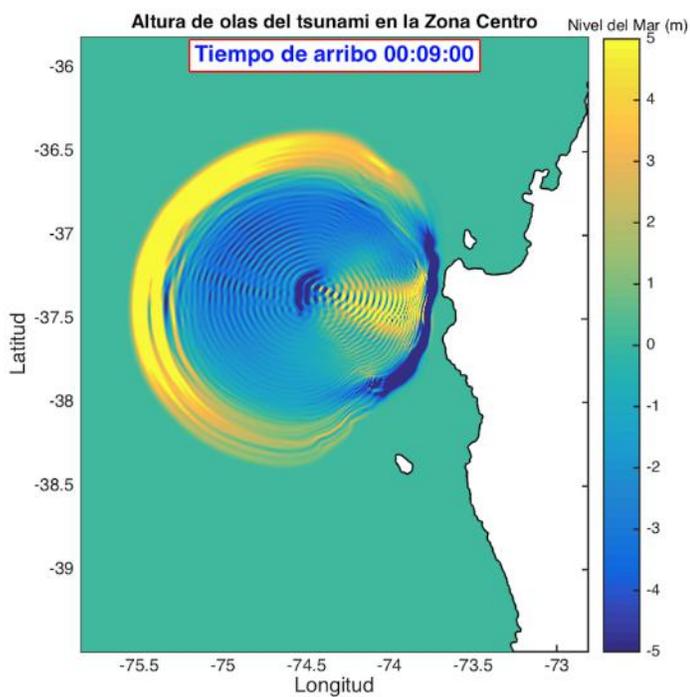


Figura 6.20: Propagación radial de las ondas del tsunami, se observan los frentes de onda iniciales asociadas a las mayores λ , y la zona encerrada por dicho frente, que contiene ondas con menores λ y es excitada continuamente por la fuente.

las negativas eran mayores en magnitud. El frente del flujo del deslizamiento está justo por debajo de la zona de excitación.

Por último, también se puede apreciar que el frente de ondas que contiene la superficie con polaridad negativa, se mueve mucho más lento que el resto, ya que es el que está más cerca de tierra. El frente de ondas de polaridad negativa es el primero en tocar tierra, esto sucede 10 minutos después que comenzase el deslizamiento y la primera zona afectada por la baja en el nivel del mar, vuelve a ser la Península de Arauco. La subida en el nivel del mar llega sólo 3 minutos después. En la Figura 6.21 puede verse como los frentes de onda con polaridad positiva envuelven toda la perturbación generada por el tsunami, ya que lograron propagarse mucho más rápido que lo que lo hizo el frente con polaridad negativa. La Isla Mocha recibirá una disminución en el nivel del mar en el Norte de la isla, mientras que la zona Sur, recibirá un aumento, ya que el frente positivo se mueve lo suficientemente rápido como para alcanzar a rodear la Isla Mocha desde el Sur.

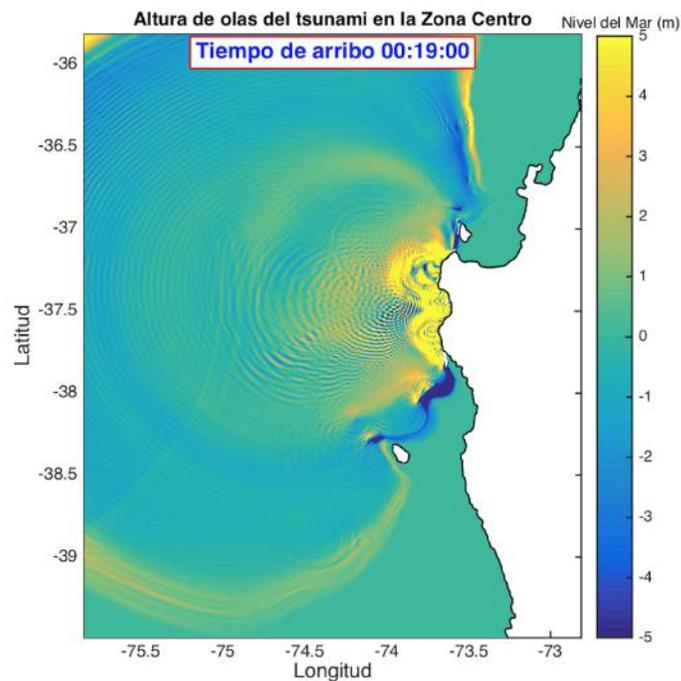


Figura 6.21: Propagación de las ondas del tsunami, 19 minutos comenzado el cálculo (18 minutos comenzado el deslizamiento). Se observa cómo el frente de ondas con polaridad positiva logra envolver toda la perturbación generada por el tsunami, de Norte a Sur, gracias a que se desplazó en aguas profundas, lo que le dio una mayor velocidad que en el caso de la zona negativa.

Como último factor importante a considerar es la geometría del deslizamiento. La forma inicial de la batimetría deslizada es parecida a la de un trapecoide, (ver condición inicial en Figura 6.19). Al comparar estos tsunami con los de la zona Norte se observa que el frente de ondas es curvado en forma de C más rápido en el caso Centro que en el caso Norte, para todas las reologías usadas. Por lo que se llega a la hipótesis de que la geometría inicial del deslizamiento tiene influencia sobre la velocidad en la que el frente de ondas del tsunami se curvará en forma de C .

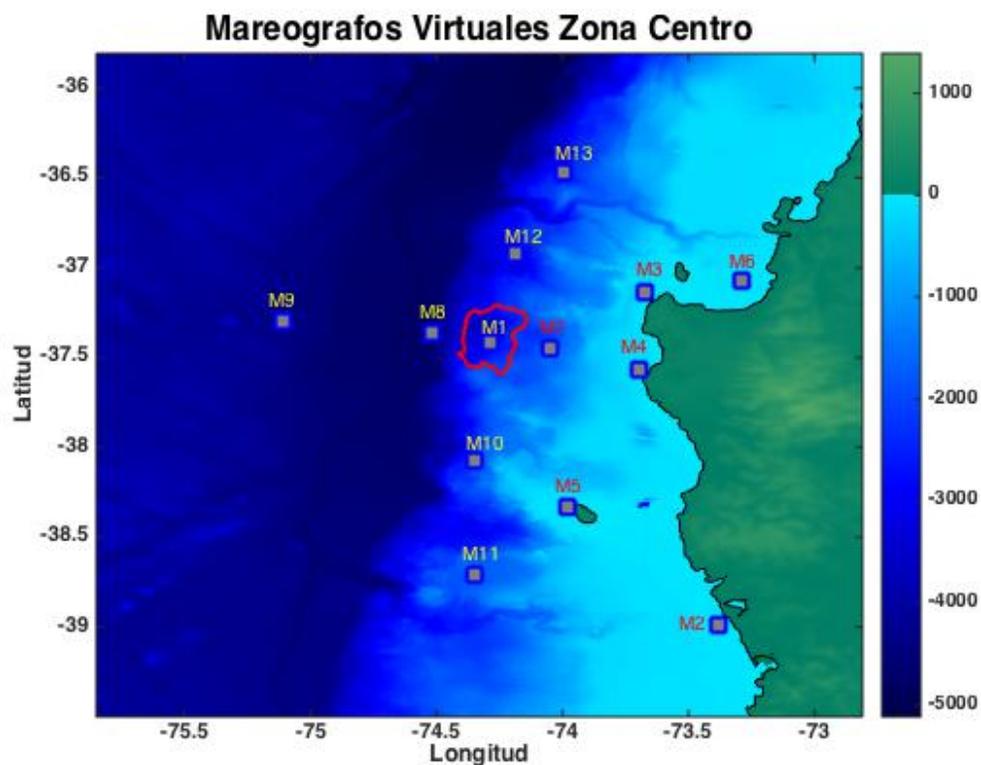


Figura 6.22: Distribución de los mareógrafos virtuales en la zona del deslizamiento Centro. Al igual que en el caso Norte, los mareógrafos fueron distribuidos en los ejes de máxima y mínima energía de la propagación del tsunami. También se pusieron mareógrafos en la costa, para analizar las amplitudes de las ondas y sobre el deslizamiento, para ver las amplitudes iniciales del tsunami.

■ Mareógrafos Virtuales.

Existen muchas similitudes de la información recolectada por los mareógrafos virtuales en el deslizamiento Centro, con respecto a las observaciones del Norte. Al igual que en el caso anterior, los mareógrafos fueron distribuidos considerando los ejes de mayor y menor propagación de la energía, también se consideraron 4 mareógrafos ubicados cerca de la costa, para medir las amplitudes de las ondas y compararlas con los casos del Norte.

En este caso también se muestran las mediciones que resultaron de generar tsunami con las 4 reologías escogidas en la Capítulo 5. Las cuales están representadas como flujo 2-5. La Figura 6.23 muestra los mareógrafos ubicados en el eje más energético. Tal como se puede esperar por la orientación de la pendiente del talud continental, los mareógrafos *M8* y *M9*, ubicados al Oeste del deslizamiento, inicialmente reciben el frente positivo, ya que el deslizamiento propaga su energía en esa dirección, y lo que da como resultado una polaridad positiva del frente en ese eje. Por otro lado, el mareógrafo *M1*, el cual está justo sobre el deslizamiento, recibe primero una disminución del nivel del mar, que varía entre los -30 y -40 *m* dependiendo de que reología esté siendo usada, seguido de muchas oscilaciones de menor frecuencia. En contra de lo esperado, el mareógrafo *M7*, el cual se encuentra al Este del deslizamiento, inicialmente detecta un aumento del nivel del mar asociada con un muy corto periodo, seguido de una gran valle en el nivel del mar, el cual es asociado con un largo periodo. Esta última onda corresponde al frente de ondas con polaridad negativa, y la razón de por qué la primera llegada fue un aumento del nivel del mar, fue explicada en la sección anterior.

Notar que el mareógrafo *M8* muestra dos tipos frentes de onda iniciales; ambos comienzan con un aumento en el nivel del mar de entre 25-30 *m*, la disminución del nivel del mar que sigue después del frente inicial, sigue dos tipos de comportamientos: el flujo 4 y 5 generan disminuciones del nivel del mar mucho mayores que los flujos 2 y 3. Se piensa que esa diferencia en amplitudes está relacionada con la velocidad a la que se mueven los depósitos, ya que las velocidades de los deslizamientos mostradas en Figura 5.11, muestran una correlación con las amplitudes de los flujos.

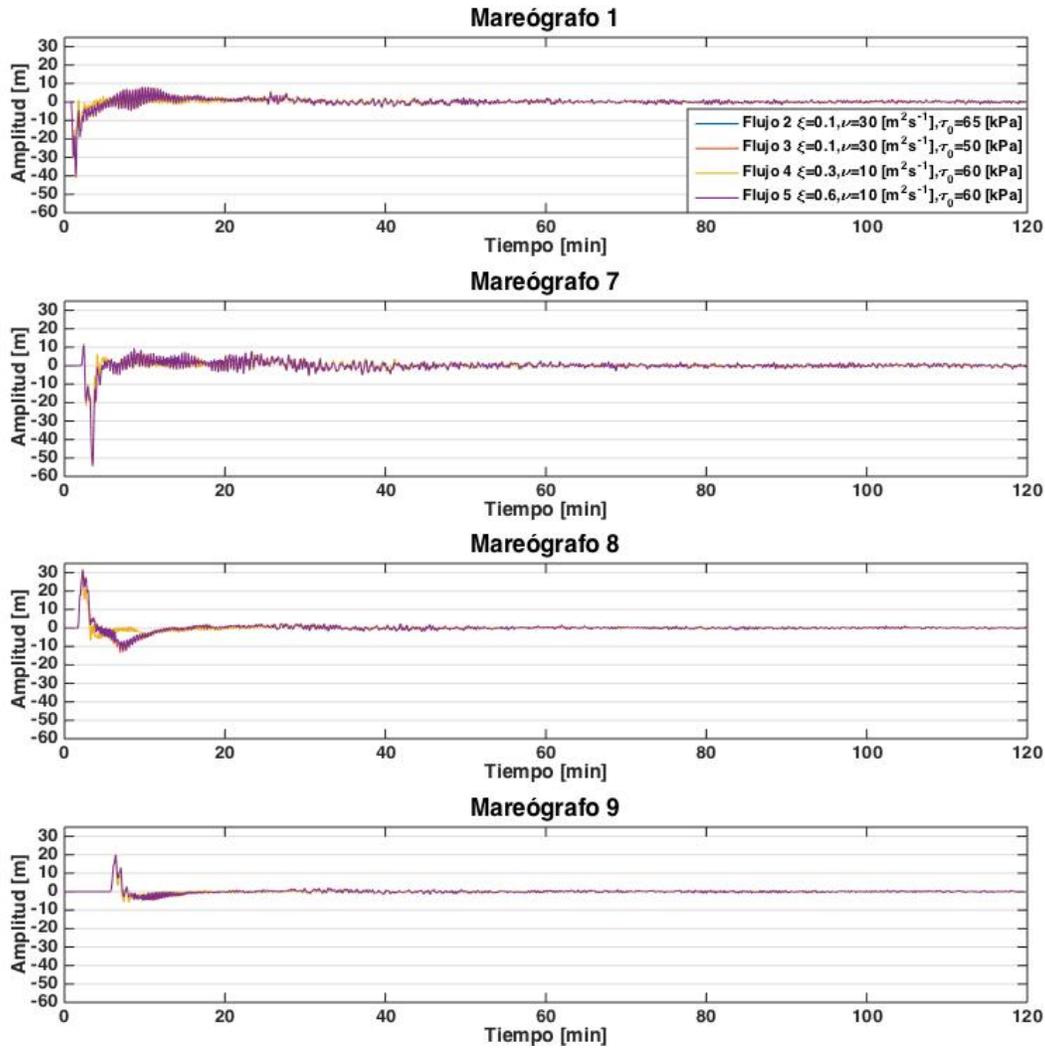


Figura 6.23: Mareógrafos asociados con el eje de máxima energía en el tsunami generado por el deslizamiento Centro. Se modelan las 4 reológicas escogidas en la Capítulo 5.

Como era esperable, todos los mareógrafos ubicados en el eje de baja energía (Figura 6.24) muestran amplitudes mucho menores a las vistas en la Figura 6.23. Al contrario que en el caso del deslizamiento Norte, aquí se observa que las mayores amplitudes están registradas por los mareógrafos que están al Norte del deslizamiento, lo cual tiene correlación con las figuras 2D de la propagación del tsunami vistas en la sección anterior.

Se puede observar muy claramente el paso del primer frente de ondas, el cual tuvo grandes amplitudes y grandes λ , seguido por oscilaciones de alta frecuencia y menores amplitudes. La Figura 6.25 muestra los 3 mareógrafos ubicados en la costa que están al norte de los 37.5° de latitud, es decir, entre la península y el Golfo de Arauco. Llama la atención

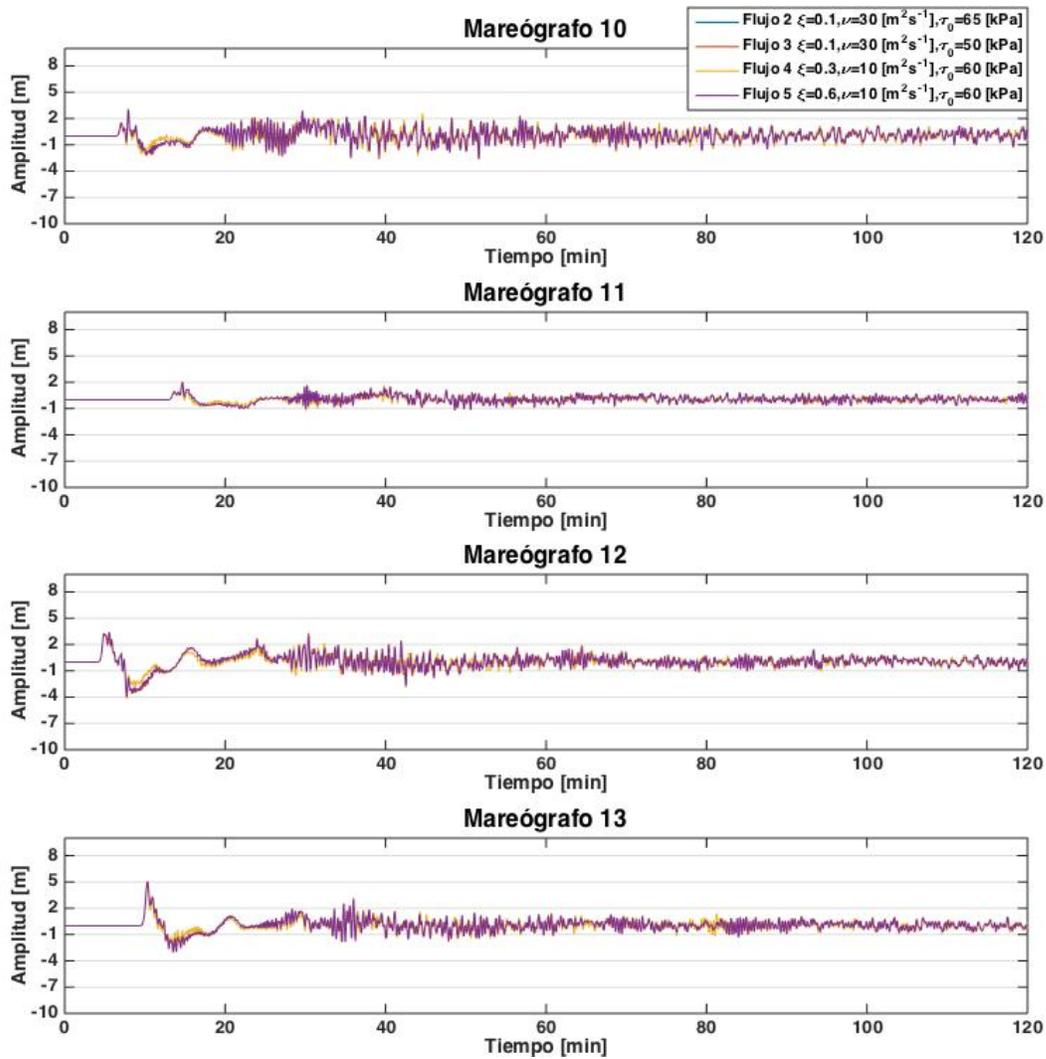


Figura 6.24: Mareógrafos asociados al eje de mínima energía del deslizamiento, $M10$ y $M11$ son los mareógrafos colocados al Sur del deslizamiento, mientras que $M12$ y $M13$ son los mareógrafos colocados al Norte.

las grandes diferencias entre las amplitudes registradas. En primer lugar, $M4$ registra amplitudes enormes, con variaciones que van de entre los -50 m hasta los 25 m sobre el nivel del mar. Mientras que los mareógrafos $M3$ y $M6$ muestran oscilaciones mucho menores, ya que $M3$ registró variaciones de entre $-17 \pm 5\text{ m}$ a $+9 \pm 4\text{ m}$, y $M6$ mostró variaciones de $-3 \pm 0.5\text{ m}$ a $3.2 \pm 0.5\text{ m}$.

Es posible diferenciar un claro cambio de frecuencias en los mareógrafos de la Figura 6.24. Las primeras fases contienen ondas con bajas frecuencias y grandes amplitudes, seguidas por otra segunda fase de muy alta frecuencia pero muy bajas amplitudes, lo que muestra el claro cambio del paso del primer frente de ondas. Esto es explicado con mayor detalle

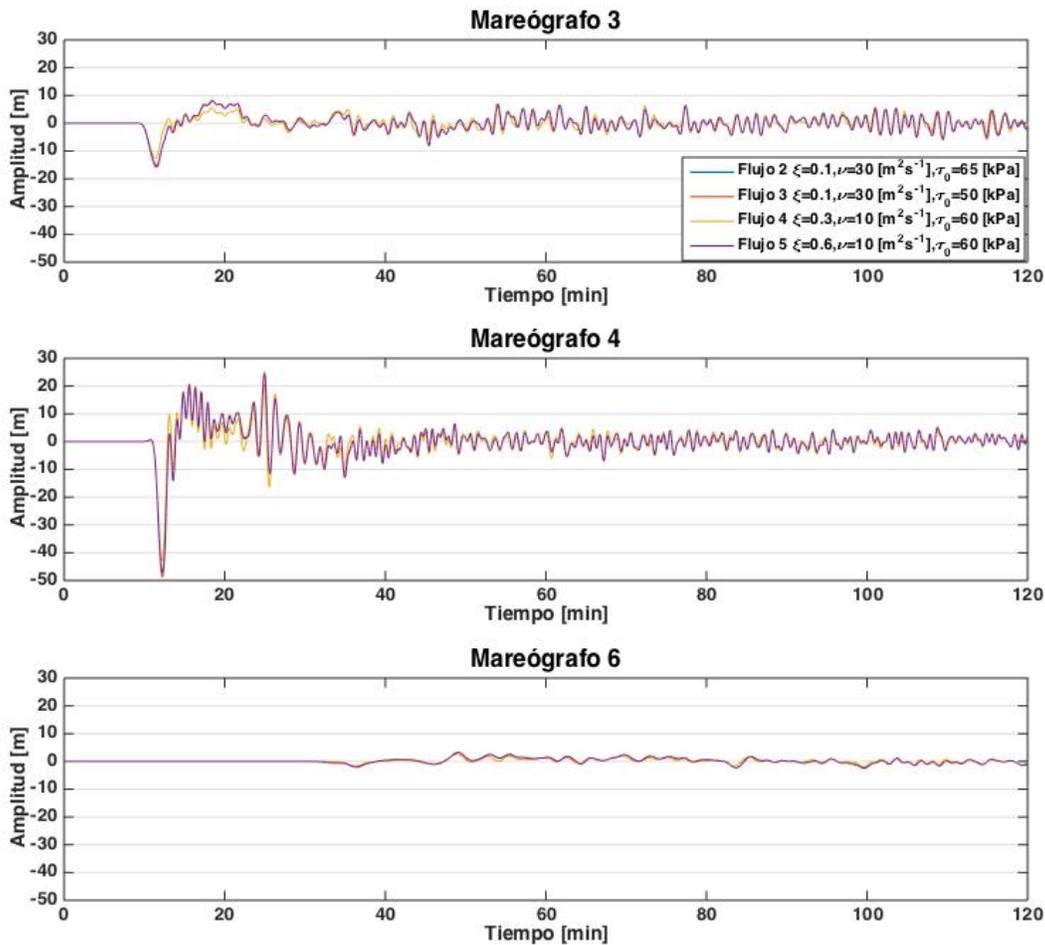


Figura 6.25: Mareógrafos ubicados en la costa, a latitudes mayores que 37.5° dos de ellos están en la Península de Arauco ($M3$ y $M4$) y el último está sobre el Golfo de Arauco ($M6$).

en la discusión, al final de este capítulo.

La explicación de esto puede tener que ver con lo visto en la Figura 6.20. En esta figura se observa que $M4$ está justo en la trayectoria del frente de ondas de polaridad negativa. La propagación del tsunami muestra que la polaridad positiva con forma de C no alcanza a llegar al Golfo de Arauco, ya que esta zona fue cubierta sólo por las ondas de polaridad negativa, en vez de eso, estos frentes positivos migraron más hacia el Norte y el Sur. Por lo que la cercanía que tenía la Península de Arauco con respecto al deslizamiento, más la forma de la batimetría, sirvieron de barrera para que $M3$ no recibiera ondas con amplitudes tan altas. Por otro lado, $M4$ estaba ubicado justo sobre el eje de alta energía del deslizamiento, por lo que tiene más sentido que las amplitudes recibidas por este punto fuesen mayores. El mareógrafo $M6$ estaba dentro del Golfo de Arauco. Para que el tsunami

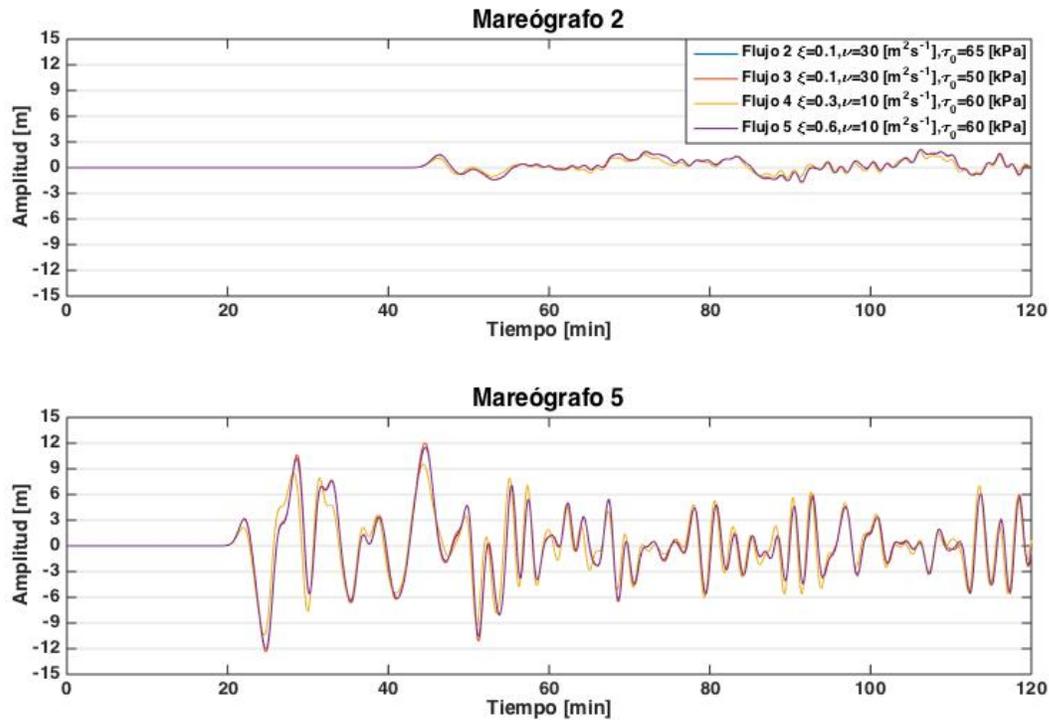


Figura 6.26: Mareógrafos ubicados en las costas al Sur del deslizamiento, $M2$ está al Norte de Valdivia y $M5$ se encuentra en la costa cercana a Isla Mocha.

llegase hacia el, primero tenía que pasar por la Isla Santa María, por lo que la isla tuvo que ser rodeada por el tsunami, como se ve en la Figura 6.21, éste efecto actuó como una barrera que impidió que ondas con mayor energía, (mayores amplitudes), llegasen hasta $M6$.

Finalmente, la Figura 6.26 muestra los mareógrafos costeros que están al Sur del deslizamiento, $M2$ está al Norte de Valdivia y $M5$ se encuentra en la costa cercano a la Isla Mocha. Es interesante notar que la Isla Mocha recibió variaciones de ± 12 m en el nivel del mar, las cuales se mantuvieron por más de 1.5 horas, mientras que $M2$ recibió variaciones del nivel del mar que no llegaron a ser mayores que ± 2 m. La razón de esto es que, al igual que la Isla Santa María, la Isla Mocha actuó como un escudo que impidió la llegada de las grandes amplitudes a la costa cercana a Valdivia, en vez de esto, las ondas asociadas con grandes amplitudes fueron reflectadas por la isla.

- **Campo de velocidades.**

Desde el momento de la perturbación inicial, el campo de velocidades muestra zonas de convergencia y divergencia, las cuales dependen de la polaridad de la perturbación en ese momento. la Figura 6.27 muestra claramente como la región con polaridad positiva desplaza las partículas del agua hacia el Noroeste, mientras que en la región con polaridad negativa, el agua es arrastrada hacia dentro de esta zona.

El patrón de radiación del tsunami de la zona Centro, guarda mucha relación con lo que pasa en la zona Norte. la Figura 6.28 muestra la configuración que tienen las ondas 9.5 minutos después que comenzasen los cálculos (es decir, 8.5 minutos después que iniciase la perturbación).

Se puede observar una clara diferencia en la dirección del campo de velocidades que está sobre el primer frente de ondas, con la superficie rodeada por dicho frente. Para comenzar, las líneas de campo del frente de ondas apuntan radialmente hacia afuera, dicho frente parte en dirección Noroeste y es curvado envolviendo toda la región, de Norte a Sur con la forma de una C (con mayores amplitudes hacia el Norte). Y por otro lado, las líneas de campo que están al interior del frente, apuntan en dirección Este.

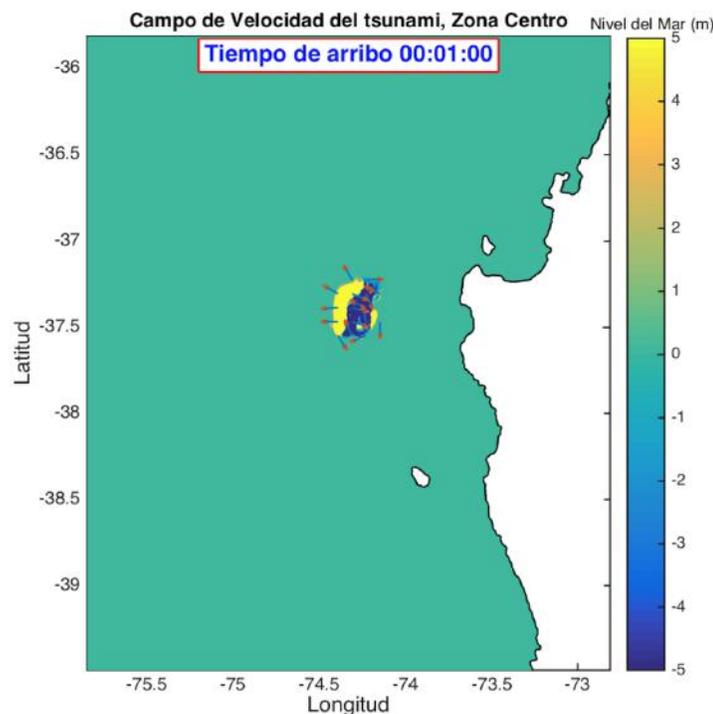


Figura 6.27: Condición inicial en la perturbación superficial del mar para el deslizamiento generado en la zona Centro.

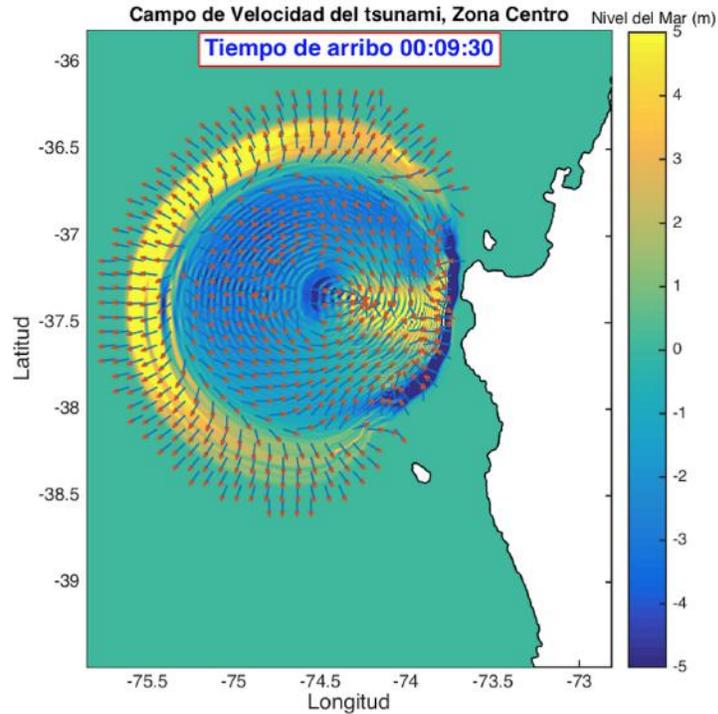


Figura 6.28: Propagación radial del tsunami. Notar que el frente de ondas inicial es el que contiene las mayores amplitudes, en comparación con el resto de perturbaciones encerradas por dicho frente.

Donde se puede observar una región con un aumento en el nivel del mar (sección oscilante al Este de la perturbación inicial en la Figura 6.28). Dichas líneas de campo están rodeando el centro de la C, este punto corresponde a la zona que está justo sobre el frente del deslizamiento. El frente de ondas con polaridad negativa viaja hacia el Este, en dirección hacia la Península de Arauco, la llegada de la onda a aguas más someras genera una disminución en la velocidad y las líneas de campo apuntan en dirección Oeste, en contra del sentido del movimiento de la onda.

A los 19.5 minutos el tsunami ya arribó a tierra, llegando a la Península de Arauco. En la Figura 6.29 se puede ver cómo es que el frente de ondas con polaridad positiva comienza a rodear la costa, con todos sus vectores apuntando radialmente hacia fuera, en la dirección de la propagación. También se puede observar la primera reflexión generada por el frente de ondas que tocó tierra en la Península de Arauco, y la interacción con el tsunami y la Isla Mocha.

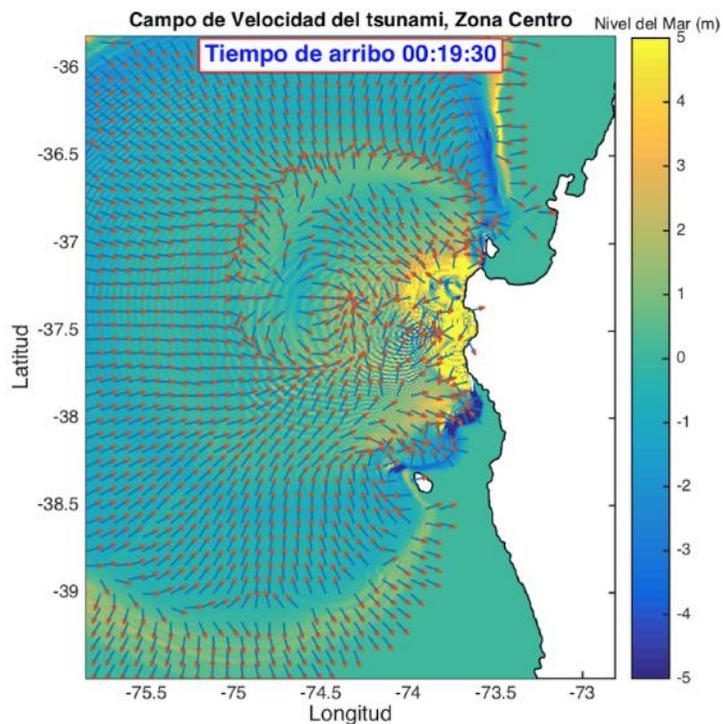


Figura 6.29: Campo de velocidades que muestra la propagación del tsunami 19.5 minutos después de iniciado el cálculo (18.5 minutos después de iniciado el deslizamiento). Se observa la presencia de la zona de divergencia, que está justo sobre el frente del deslizamiento. También se puede ver la reflexión del primer frente de ondas, moviéndose hacia el Noroeste.

Notar que a diferencia de los tsunamis generados por fuentes sísmicas, en este caso se observa que las mayores amplitudes, (asociadas al paquete de ondas más energético) están en el primer frente de ondas. Cosa que está completamente relacionado con la interacción que existe entre el deslizamiento y el agua. Ya que las mayores variaciones en la topografía y el mayor cambio de velocidad, se dan en los primeros 3 a 5 minutos que inició el colapso del frente deslizante (ver Figura 5.11). Y por lo visto, esta relación está correlacionada con la forma de los frentes de onda del tsunami.

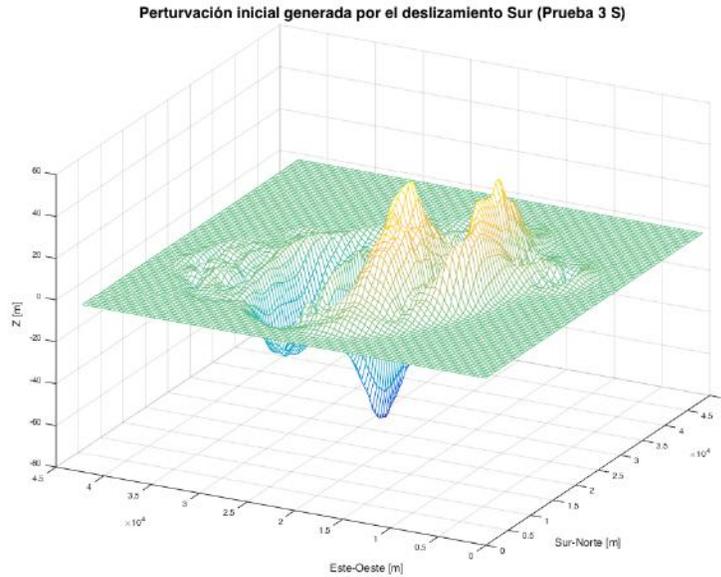


Figura 6.30: Forma de la superficie del mar que muestra la perturbación generada por el deslizamiento Sur, a 15 segundos de haber comenzado.

6.2.3. Zona Sur

En la zona Sur se observaron algunas diferencias en las amplitudes de las ondas, tanto en la perturbación inicial como en la propagación de éstas. Ésto puede ser visto en la Figura 6.30 y Figura 6.31. Las figuras muestran amplitudes iniciales que varían entre -50 y $+45$ m (ver corte transversal mostrado en Figura 6.31), las cuales son las mayores amplitudes observadas hasta ahora en la condición inicial.

Ésto puede explicarse considerando las variaciones en la profundidad que se generan en la batimetría, luego de la remoción de la masa deslizante. La máxima variación en la batimetría fue de 1400 m , tomando en cuenta la interpolación usada (ver interpolación "Bottom" en la Capítulo 4). Aunque no es una variación instantánea, grandes cambios en el fondo del mar pueden explicar las amplitudes iniciales observadas en los modelos de la zona Sur.

- **Propagación de las ondas e interacción con la costa observada como variaciones en el nivel del mar.**

Al igual que en los casos anteriores, la perturbación inicial es una proyección de las variaciones de la batimetría observadas en superficie. La Figura 6.32 muestra que las mayores amplitudes positivas están distribuidas hacia el Suroeste.

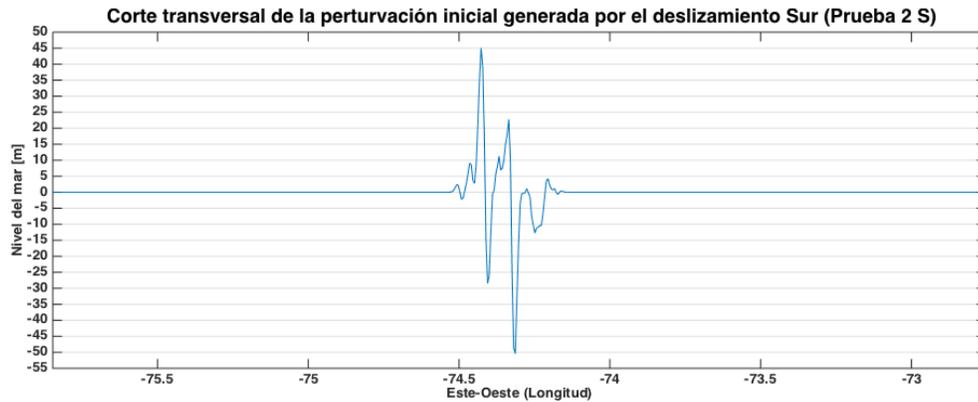


Figura 6.31: Corte transversal en la latitud -38.5° de la perturbación inicial, a 30 segundos después del inicio del deslizamiento. Esta perturbación fue generada en la superficie del mar para la zona Centro (prueba 2S). Se observan amplitudes iniciales de de -50 y $+45$ m.

7 minutos después de que comience el deslizamiento, Figura 6.33, se pueden observar los mismos patrones de radiación vistos en los casos Norte y Centro; la presencia de un frente de ondas inicial que contiene las mayores amplitudes, las cuales están asociadas al paquete de ondas más energético, seguido por una zona central perturbada, que consta de amplitudes mucho menores y frecuencias mayores. Se observa que el paquete de ondas con las mayores amplitudes está apuntando hacia el Sur Oeste. También se puede ver una reflexión generada por la interacción entre la Isla Mocha y el frente de ondas que viaja hacia el Este. 20 minutos después del deslizamiento, el tsunami ya llegó a la Isla Mocha y comienzo a rodearla. La presencia de dicha isla parece actuar como una barrera natural que relentece la llegada del primer frente de ondas, ya que éste es obligado a rodearla por el Norte y por el Sur. Además que en esta zona el fondo del mar ya que es mucho más somero (menor a 100 m).

Las observaciones en los mapas 2D y los mareógrafos muestran que en este caso las olas tardan más tiempo en llegar a la costa, la razón de esto es justamente por la presencia de la Isla Mocha en el camino del tsunami para llegar al continente. La presencia de dicha isla provoca que el tsunami se realentezca poco tiempo después de haberse formado.

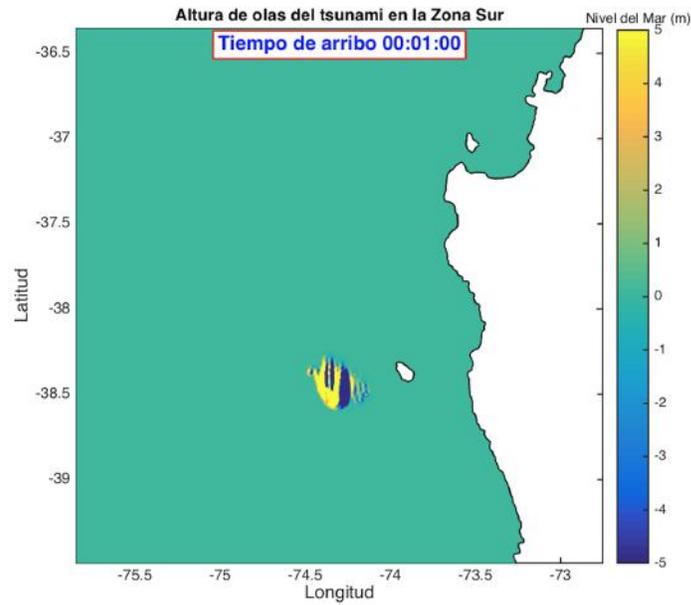


Figura 6.32: Perturbación inicial generada por el deslizamiento en la zona Sur. Se observa que la polaridad positiva de las ondas está distribuida con una mayor tendencia apuntando hacia el Sur Oeste.

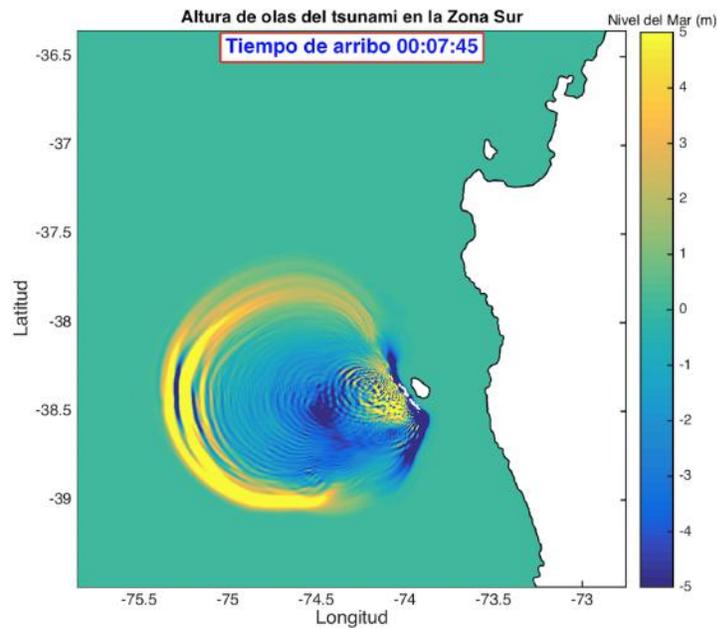


Figura 6.33: Propagación del tsunami generado por el deslizamiento de la zona Sur. Las mayores amplitudes están concentradas en el primer frente de ondas. También se observa la interacción entre el tsunami y la Isla Mocha, la cual genera reflexiones y actúa como una barrera para el continente.

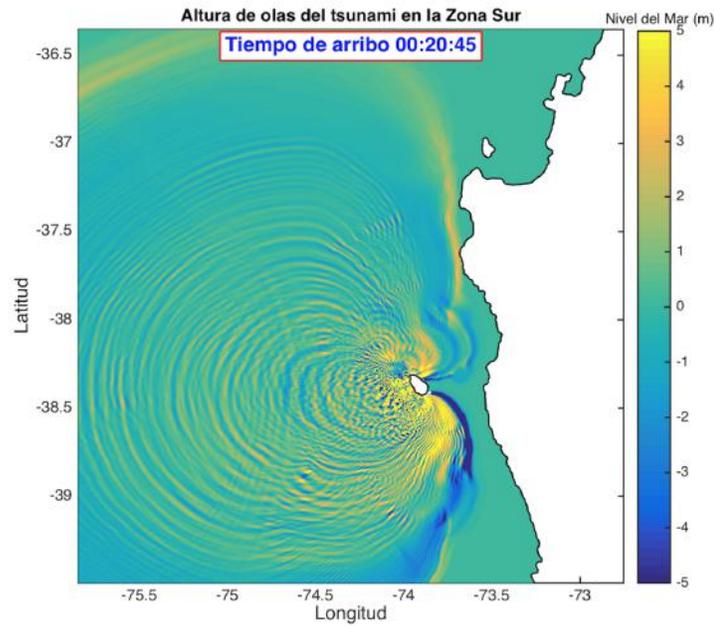


Figura 6.34: Se observa como la Isla Mocha actúa como una barrera natural que evita la llegada de grandes amplitudes a tierra, en el eje de máxima energía del tsunami.

■ Mareógrafos Virtuales.

Se consideraron 13 mareógrafos virtuales que permiten analizar las variaciones en el nivel del mar, para el deslizamiento generado en la zona Sur. Al igual que en los casos anteriores, se consideró colocar dichos mareógrafos distribuidos en ejes perpendiculares que representen las variaciones de máxima y mínima energía.

También se ubicaron 5 mareógrafos frente a las costas de mayor interés. Esta distribución permitirá estudiar la interacción existente entre los deslizamientos de tierra y las perturbaciones que generan, además de mostrar que tipo de ondas son las que llegan a la costa. La distribución de los mareógrafos puede verse en la Figura 6.35. La línea de máxima energía está siendo representada por los mareógrafos ubicados en la Figura 6.36. Estos mareógrafos fueron distribuidos considerando enormes variaciones en sus posiciones con respecto al fondo del mar, las que varían de entre los 15 *m* hasta los 4000 *m* desde la superficie hasta el fondo oceánico. Es muy claro que el paquete de ondas más energético es el frente de ondas inicial. En cada una de las series de tiempo se puede ver que las mayores amplitudes se concentran en los frentes de onda iniciales, luego de esto, sólo se propagan

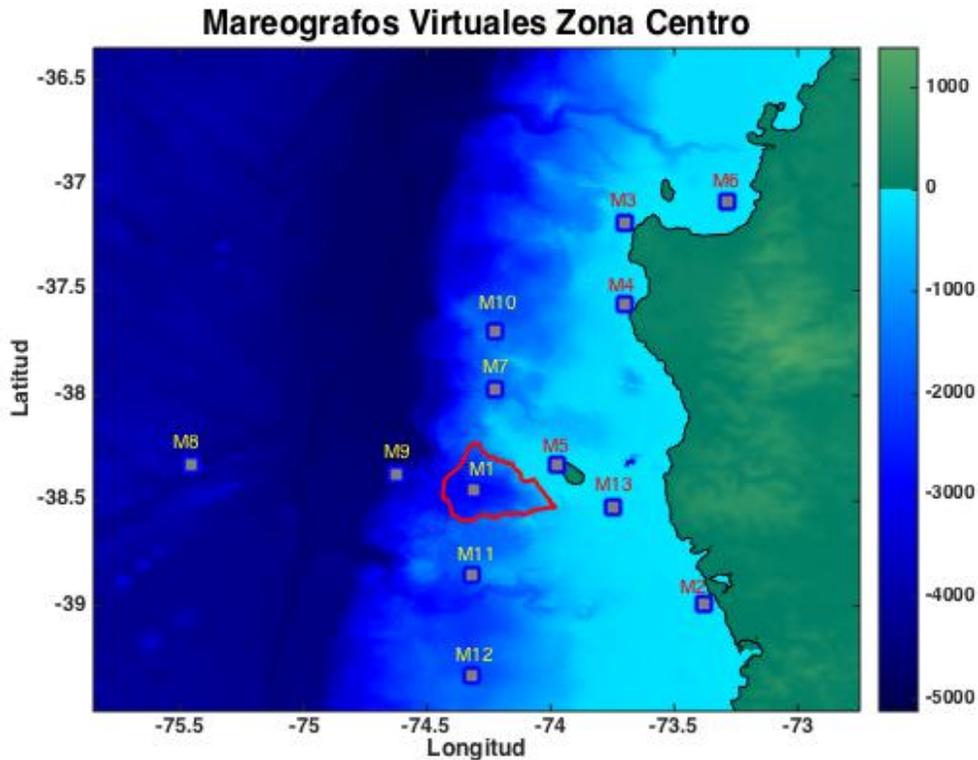


Figura 6.35: Distribución de los mareógrafos virtuales en la zona del deslizamiento Sur. Al igual que en el caso Norte y Centro, los mareógrafos fueron distribuidos en los ejes de máxima y mínima energía de la propagación del tsunami. También se pusieron mareógrafos en la costa, para analizar las amplitudes de las ondas en aguas someras. Y por último, un mareógrafo sobre el deslizamiento, para ver las amplitudes iniciales del tsunami.

ondas de baja amplitud y alta frecuencia.

M5 muestra la llegada del tsunami al lado Oeste de la Isla Mocha. Inicialmente el nivel del mar logra disminuir dejando al descubierto el basamento oceánico (que está a 15 m de profundidad), seguido por tres ondas con amplitudes de hasta 50 m, donde la más alta es la onda inicial. Los mareógrafos ubicados mar adentro muestran el mismo comportamiento observado en este eje de energía para los flujos Centro y Norte.

Las amplitudes de las ondas medidas por los mareógrafos virtuales en la Figura 6.37, fluctúan entre valores mucho menores a lo visto en el caso anterior, lo cual tiene sentido ya que éstos son los mareógrafos ubicados en el eje de mínima energía. Una observación interesante es que en varios de estos casos, las amplitudes máximas no fueron registradas por el frente de ondas inicial. Lo que quiere decir que la energía concentrada en el primer

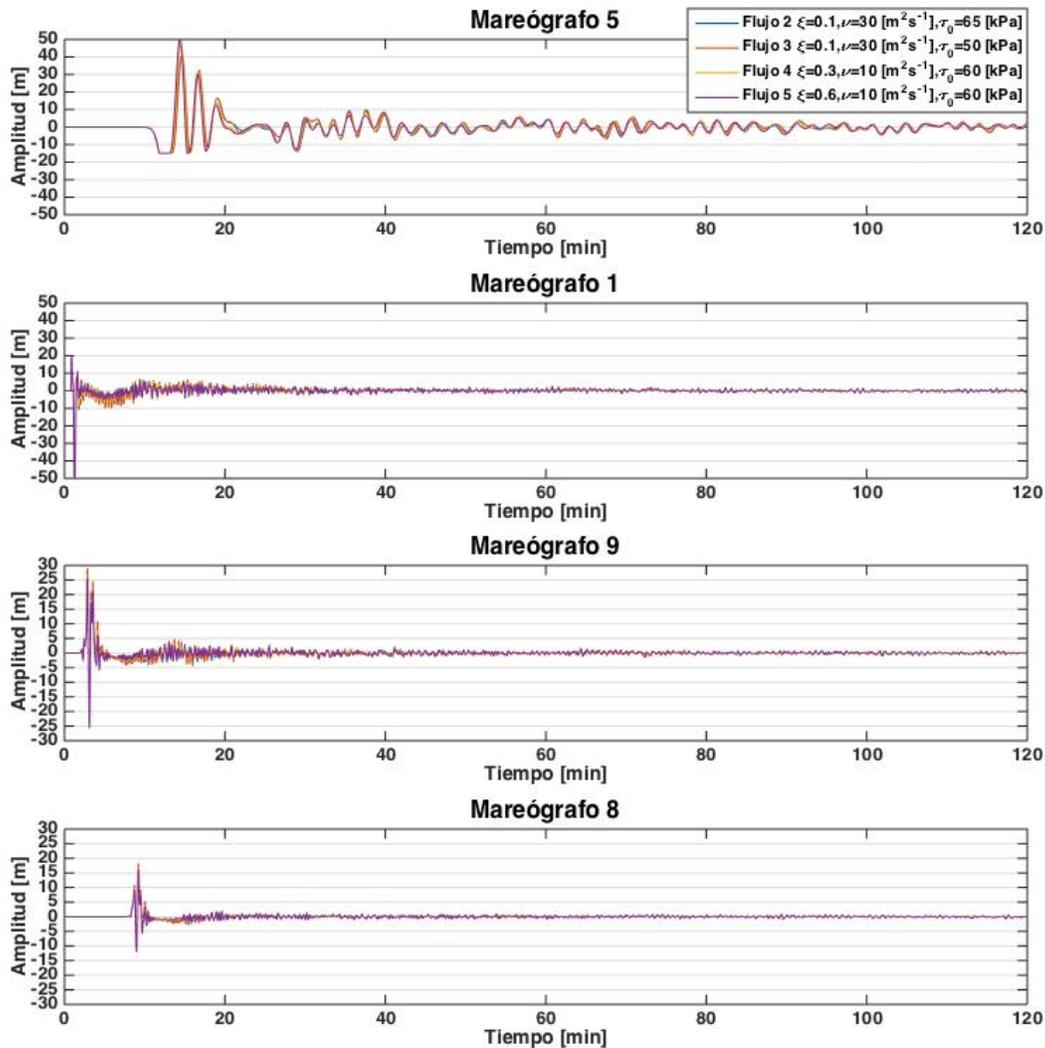


Figura 6.36: Mareógrafos virtuales que muestran las variaciones del nivel del mar propagadas por el tsunami generado producto del deslizamiento de la zona Sur. Estos mareógrafos están distribuidos en el eje de máxima energía del deslizamiento. Además se muestran las olas generadas por los deslizamientos reconstruidos a partir de 4 relojas diferentes, mostradas en la leyenda.

frente de ondas, no fue mayor a los paquetes de ondas que llegaron después. Una explicación para esto puede ser que, exceptuando el mareógrafo *M12*, todos los demás mareógrafos recibieron el frente de ondas positivo de forma oblicua (justo cuando la zona positiva comenzó a migrar hacia el Norte y Sur, cómo puede verse en Figura 6.33.). Lo que significa que inicialmente estos mareógrafos no recibieron toda la energía de este paquete de ondas de forma frontal, así que las mayores amplitudes se desfasaron y llegaron después de la primera perturbación. La Figura 6.38 y Figura 6.39 muestran los mareógrafos distribuidos en la costa, en aguas con profundidades menores a 20 m. De estas regiones, las mayores amplitudes fueron registradas cerca de Niebla (*M13*), las cuales variaron entre -20 m y

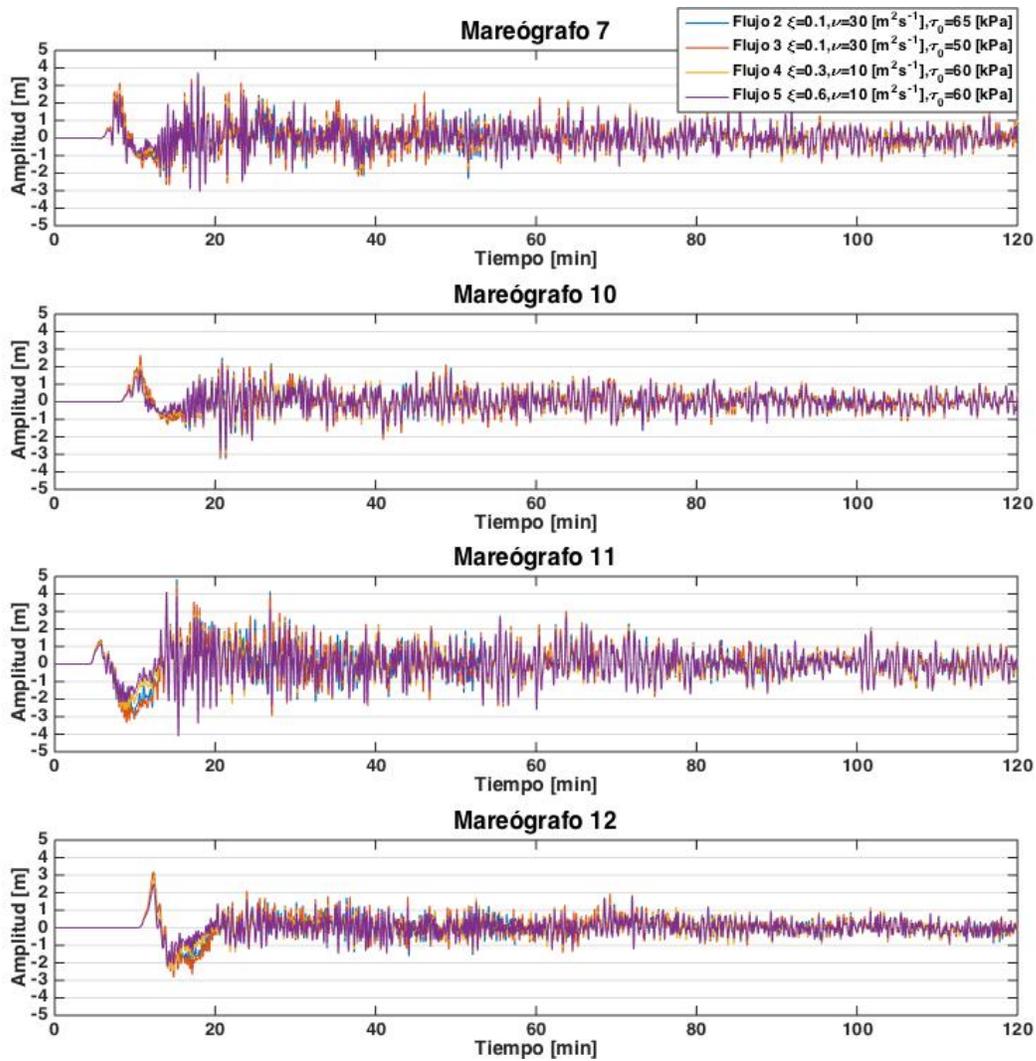


Figura 6.37: Mareógrafos virtuales ubicados en el eje de mínima energía para el tsunami de la zona Sur. Se muestran las variaciones del nivel del mar generadas a partir de las 4 reologías encontradas anteriormente.

+10 m.

Es interesante destacar que las islas Mocha y Santa María actuaron como una barrera que reflejó las ondas con mayores amplitudes, haciendo que se propaguen hacia el Oeste, lo que se puede ver comparando las diferentes amplitudes que hay entre $M5$ y $M13$ (Isla Mocha, mostrada en Figura 6.36 y Figura 6.38), con respecto a $M2$ (Niebla). Este efecto también se observa en el Golfo de Arauco, las amplitudes recibidas por $M6$ son mucho menores a las que llegaron a $M4$ y $M3$, lo cual puede ser visto en la Figura 6.38.

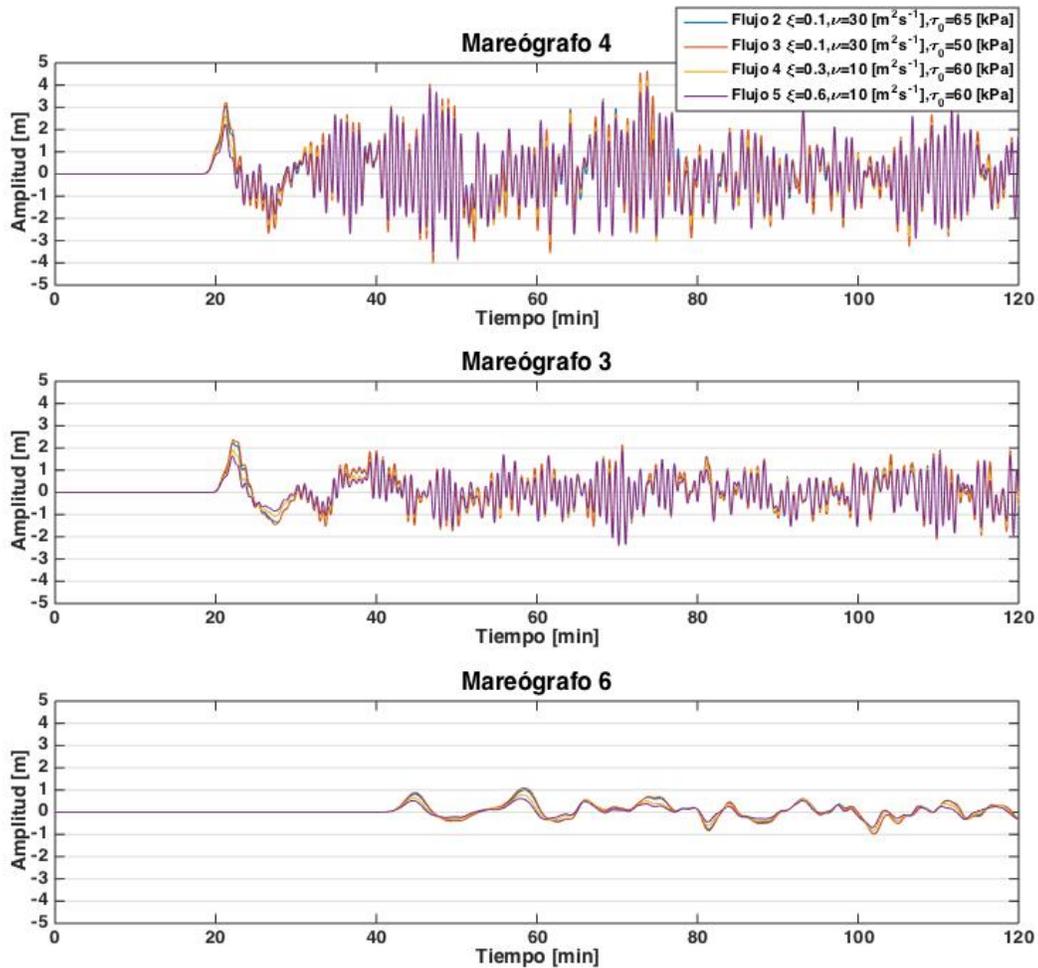


Figura 6.38: Mareógrafos virtuales ubicados en la costa, entre la península y el Golfo de Arauco.

Notar que el mareógrafo *M5* de la Figura 6.36 muestra lo que pareciera ser una discontinuidad en los datos en realidad es la llegada del valle de la primera onda del tsunami, la cual es tan profunda que logra dejar el fondo marino descubierto, es decir, el mar se recoge unos 15 metros de profundidad en esta zona.

También es interesante destacar, las diferentes reologías usadas generaron flujos con variaciones de velocidades de hasta $\Delta 10 \text{ ms}^{-1}$, las diferencias entre las amplitudes vistas en la costa mostraron variaciones de hasta $\Delta 5 \text{ m}$ asociados a esas velocidades.

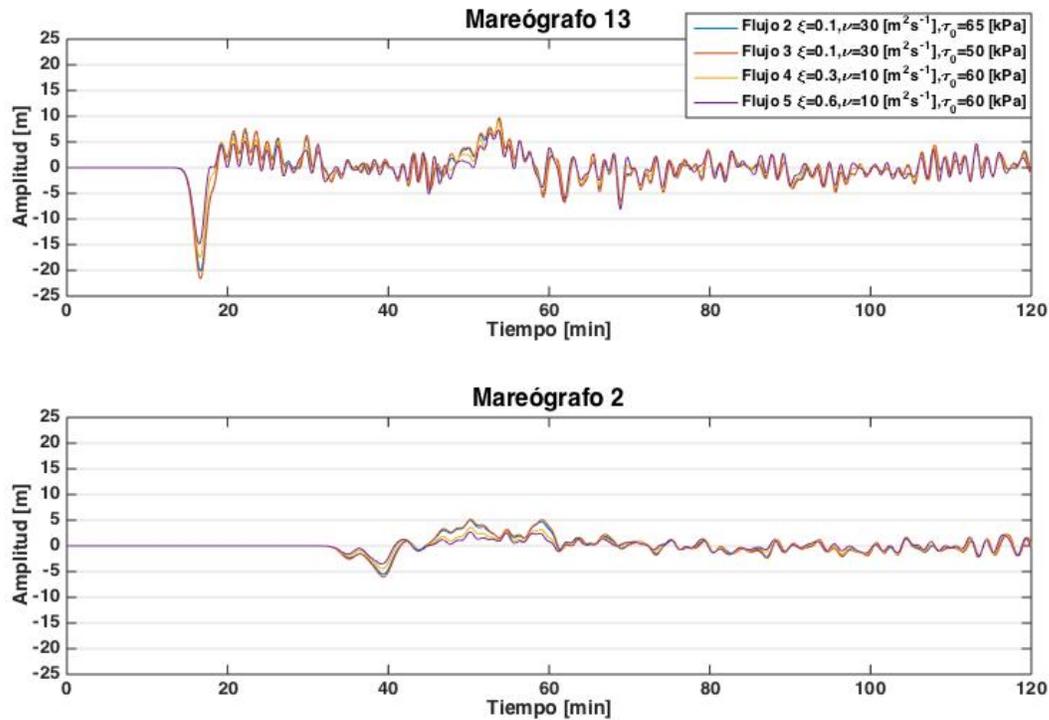


Figura 6.39: Mareógrafos virtuales ubicados en la costa, $M13$ está en la cara Oeste de la Isla Mocha y $M2$ está en la costa cercana a Niebla, a 15 m sobre el fondo del mar. Destaca la gran diferencia en las amplitudes de dichas ondas, a pesar de que ambos puntos están a distancias relativamente cercanas a la fuente.

■ Campo de Velocidades.

El comportamiento del tsunami de la zona Sur, observado a través del campo de velocidades muestra muchas características ya mencionadas anteriormente. Por lo que la siguiente descripción se centrará en las diferencias más visibles.

En primer lugar, a diferencia del deslizamiento en la zona Centro, este flujo concentra las mayores amplitudes en dirección Suroeste. Ésto puede ser visto en la Figura 6.40 y Figura 6.41. Otra diferencia fundamental es la presencia de una isla como la Isla Mocha, la cual actúa como un obstáculo que se encuentra muy cerca de la zona de origen (menos de 50 km). Esta isla genera reflexiones que provocan que esos frentes se mueva hacia el Oeste, curvándose y rodeando la isla, como se ve en Figura 6.42.

Como un último dato de interés, la Figura 6.42 también muestra una zona de divergencia que está justo sobre el frente de ondas, la cual se convierte en dos remolinos que forman

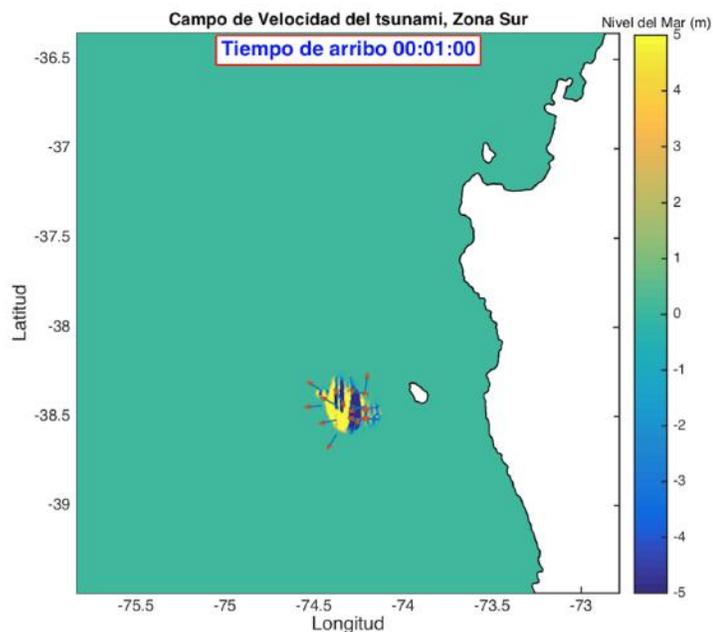


Figura 6.40: Perturbación inicial del agua asociada al deslizamiento Sur, las líneas de campo de la zona con polaridad positiva apuntan mayoritariamente hacia el Suroeste.

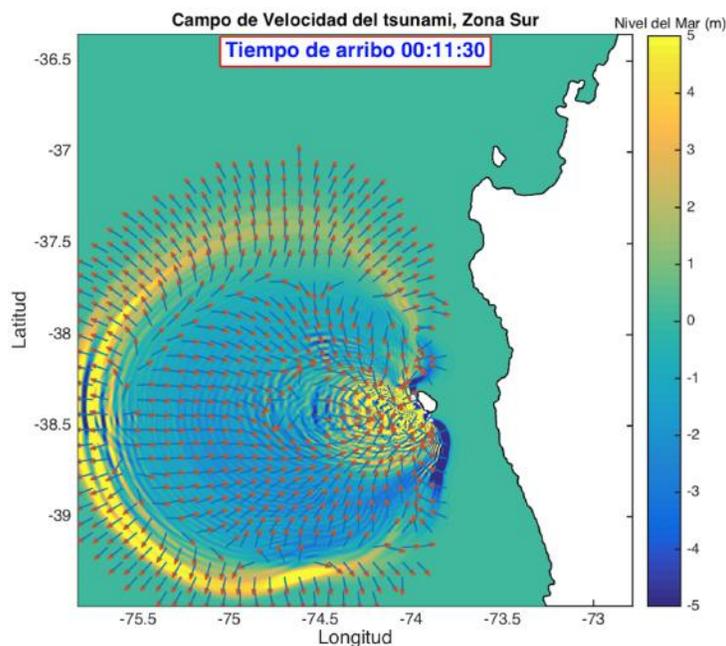


Figura 6.41: Campo de velocidades muestra una propagación radial hacia afuera del primer frente de ondas generado por el deslizamiento, la superficie interior al primer frente de ondas muestra que el campo de velocidades apunta hacia el Este, en una configuración muy similar a la de la zona Centro.

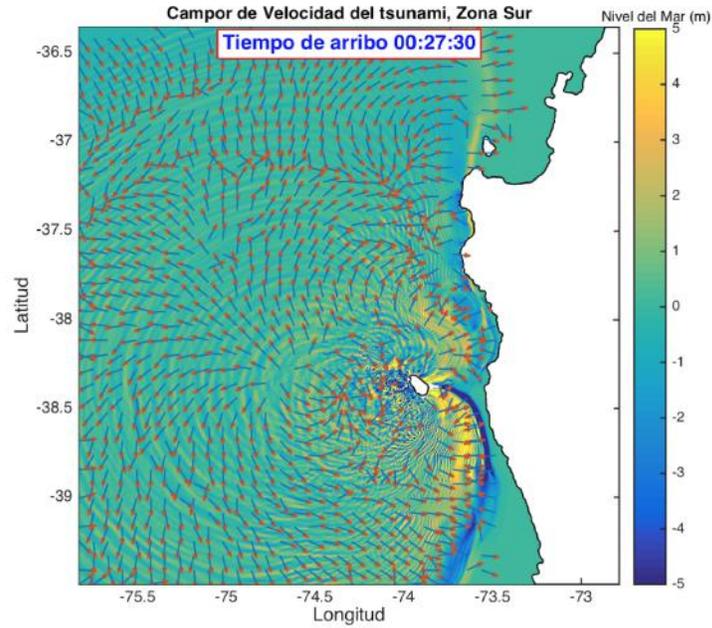


Figura 6.42: Campo de velocidades del tsunami 27 minutos después de que se inicia el deslizamiento. Destaca la presencia de una divergencia justo sobre la zona del frente del deslizamiento.

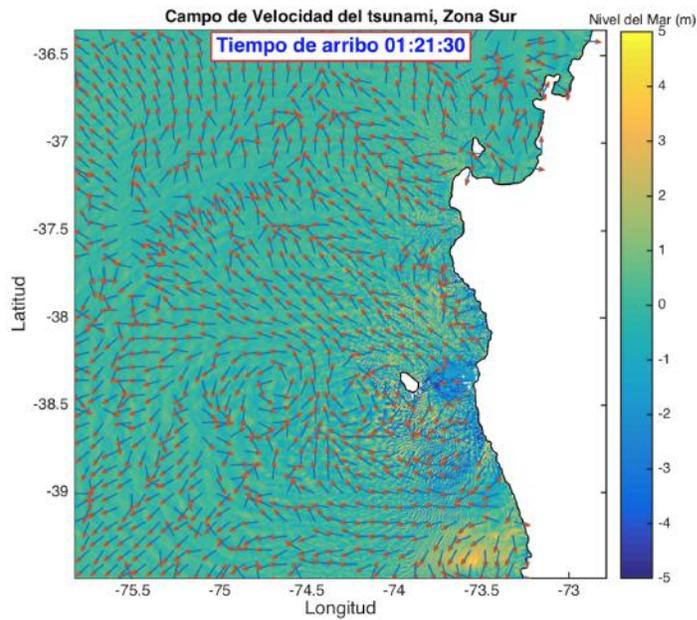


Figura 6.43: Campo de velocidades del tsunami 1 hora y 21 minutos después de que se genera el deslizamiento. En esta zona se vuelve a observar la formación de los dos remolinos que conforman el dipolo ubicado justo sobre la zona deslizada.

un dipolo, igual que cómo se observó en los tsunamis generados en la zona Norte y Centro. Esto puede verse en la Figura 6.43. Este dipolo se ha generado en las modelaciones del Norte, Centro y Sur, por lo que se piensa que existe una relación entre ellos y la forma de la batimetría. Este punto no será analizado con mayor detalle en este trabajo, ya que se escapa a los objetivos del mismo. Es muy importante recalcar que los resultados muestran que en rasgos generales, los tres deslizamientos generaron varios patrones que se repiten en los distintos tsunamis modelados en *COMCOTv1.7*.

6.3. Discusión de los Resultados

La presente sección tiene por objetivo encontrar una justificación que permita explicar las hipótesis planteadas anteriormente, con referencia al comportamiento de los tsunamis generados por deslizamientos. Es de especial interés comprender la interacción que existe entre el deslizamiento de tierra y las perturbaciones generadas en superficie, con sus consecuentes propagaciones. Las 15 modelaciones anteriores son útiles para estudiar la interacción entre el deslizamiento submarino y el agua. En términos generales todos los tsunamis modelados demostraron cumplir con muchas características que los hicieron ser similares entre sí, en la mayor parte de los aspectos observados, la mayor diferencia se puede encontrar en las amplitudes de las ondas generadas por los tsunamis, las cuales dependen de la velocidad del deslizamiento, que a su vez están determinadas por la reología usada.

Con respecto a la propagación de la energía del tsunami, tanto las imágenes 2D de variación del nivel del mar, como los campos de velocidades y en especial, los mareógrafos, mostraron que la mayor parte de la energía del tsunami se mueve en forma paralela a la dirección del deslizamiento submarino y esta energía es el resultado de la transferencia de momentum de un medio (el deslizamiento) a otro (el agua). Ésto puede ser visto fácilmente comparando las amplitudes de las ondas captadas por los mareógrafos colocados en los ejes de la dirección del movimiento de los deslizamientos, es decir, la Figura 6.9 para la zona Norte, Figura 6.23 para la zona Centro y Figura 6.36 para la zona Sur. Y pueden ser comparadas con las ondas captadas por los mareógrafos puestos en los ejes perpendiculares a dichos movimientos, es decir, Figura 6.10 para la zona Norte, Figura 6.24 para la zona Centro y Figura 6.37 para la zona Sur.

Comparando estos mareógrafos, se hace evidente que las mayores amplitudes están relacionadas con los ejes paralelos al movimiento del flujo de escombros submarino y como las amplitudes de las ondas están directamente relacionadas a la energía que contienen (Ver anexo en Sección 8.2), se puede concluir que la máxima transferencia de energía desde los deslizamientos hacia el agua, se hace en la dirección paralela al movimiento de dicho deslizamiento, ésto corrobora lo visto en la teoría de tsunamis generados por deslizamientos de tierra según [Levin et al. \(2009\)](#).

Lo anterior también puede verse como que la dirección en la que se propagan los paquetes de onda más energéticos del tsunami, coincide con la proyección horizontal de la trayectoria de mínima energía que siguen los deslizamiento en el fondo oceánico. Esto puede verse en la comparación hecha en la Figura 6.45

Este resultado es muy contrastante con lo visto en el caso de los tsunami generados por terremotos, ya que en el caso de la ruptura de una falla, la mayor parte de la energía del movimiento de la tierra es transferida al agua en la dirección perpendicular al strike de dicha falla. Es decir, la energía para el caso de los terremotos se transfiere perpendicular a la ruptura de la fuente. (Levin et al., 2009).

Otra explicación complementaria a lo anterior está relacionada con las velocidades de los frentes de deslizamientos, existe una correlación temporal entre las grandes amplitudes de los principales frentes de ondas, con las máximas velocidades de los deslizamientos, las cuales se dan en las secciones de la cuesta con mayores pendientes, estas altas velocidades también están relacionadas con las grandes amplitudes.

Otro aspecto importante en el proceso de propagación de ondas en el océano es la disipación de la energía del tsunami. Todas las modelaciones mostradas en este trabajo revelan una disipación radial de la energía. Ésto se entiende al observar la forma que tienen los frentes de onda principales del tsunami, los 15 casos modelados muestran que los frentes de onda son curvados en forma de C y se propagan hacia el Oeste, con una componente al Norte o Sur dependiendo del caso. Ésto puede verse en todas las figuras que enseñan las variaciones del nivel del mar y el campo de velocidades. Este aspecto también guarda relación con la teoría de tsunami generados por deslizamientos de tierra.

Por otro lado, también se observó que la propagación radial del tsunami siempre es acompañada de un frente de ondas muy energético, el cual concentra todas las grandes amplitudes del tsunami y las grandes longitudes de onda (λ). A ésto le siguen perturbaciones de baja amplitud y alta frecuencia, lo anterior ocurre en todos los modelos y se muestra en Figura 6.5 para el Norte, Figura 6.20 para el Centro y Figura 6.33 para el Sur. Se tratará de explicar este fenómeno a continuación.

Con respecto a las grandes λ , existen varios autores como Heidarzadeh et al. (2014), Iglesias et al. (2012), De Blasio (2011) y Masson et al. (2006), los cuales están de acuerdo con que la dimensión espacial de dicho λ está relacionada con la escala espacial de la fuente. Por ejemplo, los terremotos submarinos, son eventos con fracturas de falla del orden de decenas a cientos de km ; ($O(10) - O(10^2) km$) en la horizontal (Levin et al., 2009), lo que implicará que las longitudes

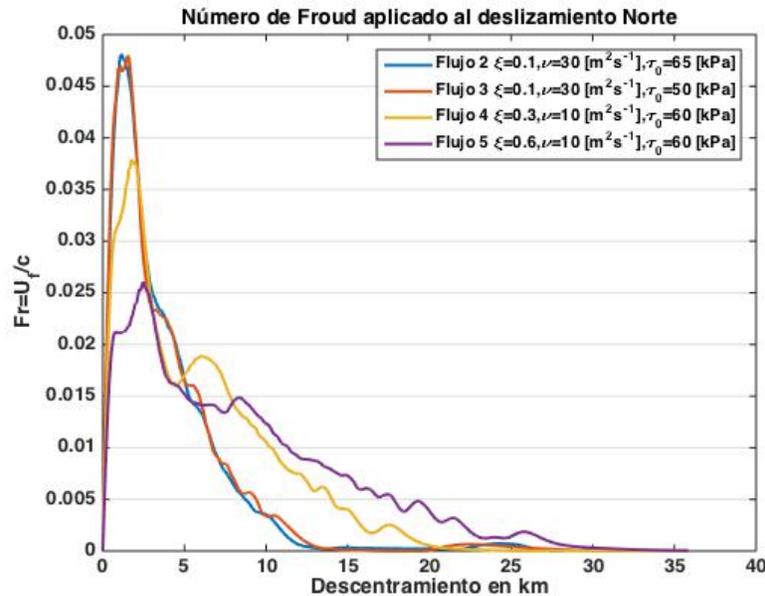


Figura 6.44: Diagrama que muestra las variaciones del Número de Froud aplicado a la interacción entre el deslizamiento Norte y la generación de tsunami, en éste caso se consideran los resultados observados para todas las reologías usadas. Se observa que mientras menor velocidad tenga el flujo de escombros, el flujo se volverá más sub-crítico.

de onda de dichos tsunami serán de ordenes similares de magnitud. Para el caso de

los deslizamientos de tierra, se trata de fenómenos cuya escala espacial es con frecuencia menor al de los terremotos, es decir, se consideran flujos cuyas perturbaciones generan λ en el orden de $O(10^{-1}) - O(10)$ km (Levin et al., 2009), por lo tanto, las longitudes de onda, aunque se asumen más pequeñas que en el caso de los terremotos, en la mayoría de los casos, aún cumplen con la aproximación de aguas someras: $h \ll \lambda$. Y como la escala de los deslizamientos simulados está dentro del orden de magnitud de $O(10)$ km, la teoría de aguas someras, se puede aplicar.

Los tsunami modelados en este trabajo muestran esta relación directa que existe entre la escala espacial del deslizamiento y las longitudes de ondas de los tsunami. Se observa que el tsunami cuyo frente de ondas tuvo las mayores λ , coincide con la zona con el deslizamiento que perturbó la mayor superficie. Se está haciendo referencia al evento de la zona Norte, (ver Figura 6.5), el cual perturbó una superficie de 1286 km^2 , por otro lado, los frentes de onda con menores λ coinciden con la superficie perturbada más pequeña (Figura 6.20). Ésto ocurrió en el deslizamiento Centro, donde la superficie del deslizamiento fue de 924 km^2 , (Geersen et al., 2011b).

Con respecto al contraste que existe entre las grandes amplitudes vistas en los frentes de onda iniciales comparadas con las pequeñas amplitudes de la zona interna a dichos frentes, se puede

encontrar una explicación analizando el número de Froude F_r definido en la Ecuación 2.1. Este número puede ser útil para analizar la relación entre las velocidades de los flujos y la velocidad de fase de las ondas, a través de variaciones en la profundidad y en la pendiente.

De la Figura 6.44 llama la atención el hecho de que los mayores valores para F_r se dieron sólo en el inicio del deslizamiento. Por la forma del talud continental, se sabe que estos valores de F_r coinciden con zonas en las que las profundidades del agua fueron más someras, luego el flujo fue bajando por la pendiente hasta llegar a la fosa, a más de 4000 m de profundidad. Mientras mayor sea la profundidad a la que se encuentre el frente del flujo, mayor será la velocidad de fase de las ondas largas en superficie, ya que $c = \sqrt{gh(x,y)}$ donde g es la aceleración de gravedad y h es la profundidad del mar en el punto (x,y) . Y como las velocidades del frente del flujo nunca superaron los 20 ms^{-1} , los mayores valores que alcanzó F_r sólo pudieron darse en la fase inicial del deslizamiento. En otras palabras, las mayores amplitudes del deslizamiento sólo pueden

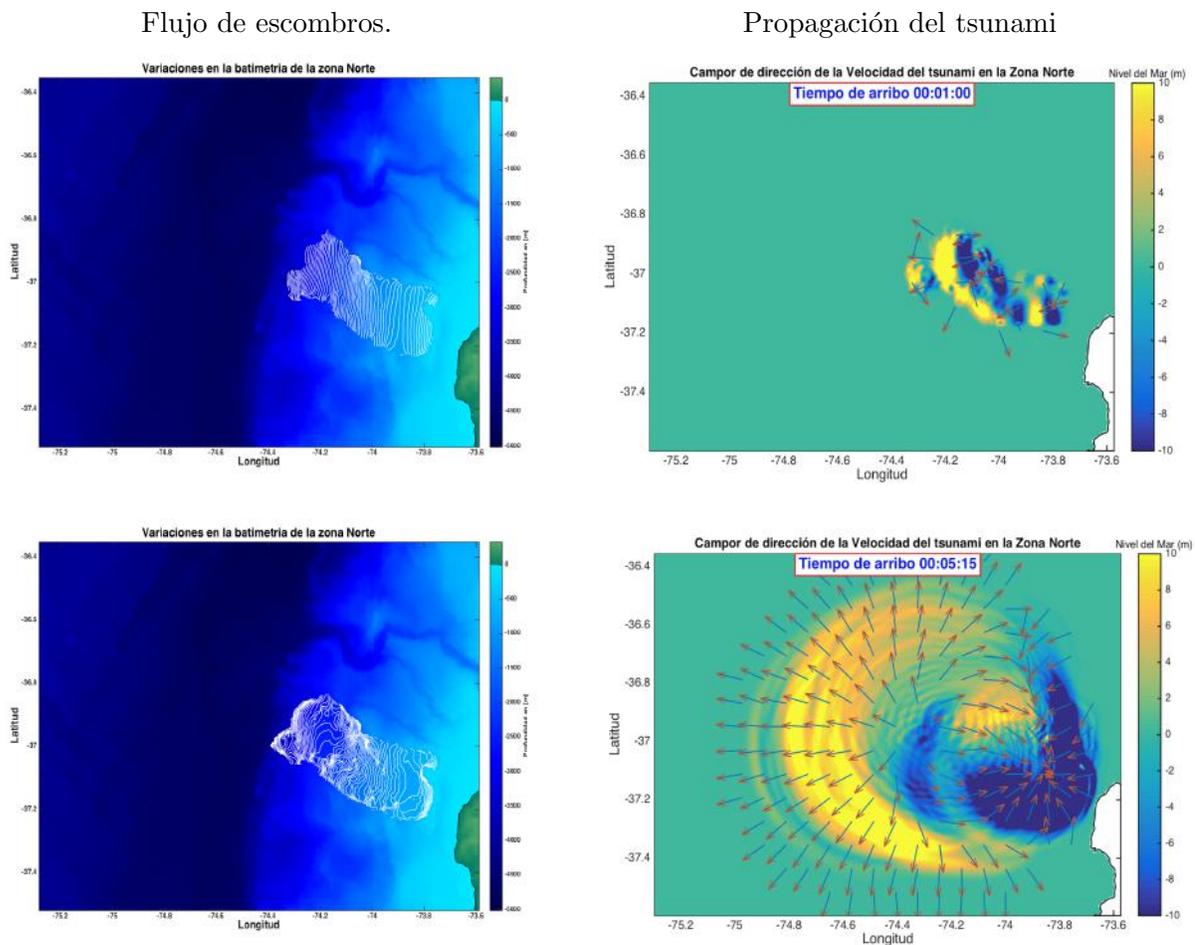


Figura 6.45: Comparación en tiempo real de la deformación generada por los deslizamientos en el fondo del mar y la perturbación del agua observada en superficie (primera parte).

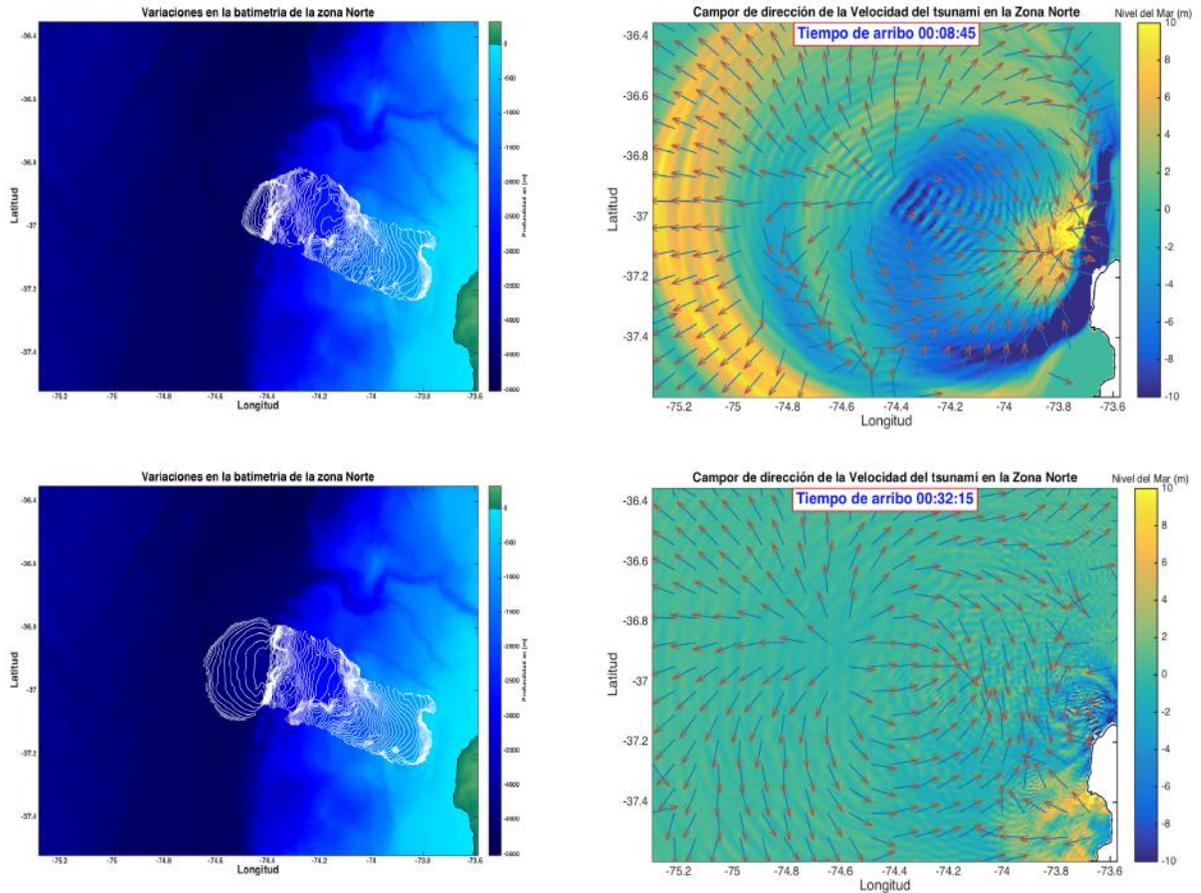


Figura 6.46: Continuación cronológica de la Figura 6.45, muestra la comparación entre los cambios generados en la batimetría por el deslizamiento Norte y la perturbación de la superficie del mar. Notar que al igual que las secciones anteriores, estos campos vectoriales sólo muestran la dirección de las velocidades del flujo de agua en cada nodo, ya que se está trabajando sólo con los vectores unitarios.

generarse al inicio del colapso, ya que luego de esto, el frente del flujo está a una profundidad demasiado grande como para generar grandes perturbaciones en superficie.

Esto puede explicarse por qué la mayor parte de la energía está empaquetada en el primer frente de ondas del tsunami, mientras que en las aguas perturbadas rodeadas por el frente, sólo se ven perturbaciones de pequeñas amplitudes, excitadas levemente por el frente del flujo, el cual se va sumergiendo a una mayor profundidad en cada instante. Lo anterior también es aplicable para el deslizamiento Centro y Sur. Hasta este punto se tenía la hipótesis de que las relativamente grandes amplitudes vistas en el frente de ondas, podían deberse a la resonancia generada por el gran momentum que es transferido desde el deslizamiento hacia el agua. Esto podría respaldarse si se tuviesen $F_r \approx 1$, pero al analizar el diagrama de la Figura 6.44, se observa que en ningún caso la velocidad del frente del flujo (U_f) se logra parecer a la velocidad de fase de las ondas; $U_f \approx c$. De hecho, siempre se tiene que $U_f \ll c$, lo que implica que los deslizamientos

son flujos sub-críticos y por lo tanto, no existe resonancia que amplifique las ondas del tsunami. Eso significa que las amplitudes vistas sólo se deben al ineficiente traspaso de momentum entre el flujo de escombros y el agua. Esta idea es apoyada por I. Fine et al. (2003), el cual postula que es físicamente imposible que un deslizamiento de tierra submarino alcance un $F_r \approx 1$, en lugar de eso, para un deslizamiento de tierra submarino, siempre debe cumplirse que $F_r < 1$, lo que implica que es inviable que exista resonancia creada por la fuente en este tipo de fenómenos .

A pesar de lo anteriormente dicho, es un hecho que los tsunamis generados por deslizamientos de tierra tienen fuentes que pueden excitarlos durante horas, al contrario de lo que sucede en los tsunamis generados por terremotos, los cuales son perturbados la misma cantidad de tiempo que tardan las fallas en fracturarse, y en la mayor parte de los casos, éste es un tiempo tan corto que se considera como una deformación instantánea. Para el caso de los tsunamis generados en este trabajo se tienen deslizamientos que tardan entre 1 y 2.5 horas entre que fueron generados y se detuvieron por completo, lo que significa que la superficie del mar tendrá que ser perturbada todo ese tiempo, independiente de la eficiencia del traspaso de momentum desde el flujo hasta la superficie.

La Figura 6.45 y Figura 6.46 muestran cómo van interactuando las deformaciones de la batimetría producto del deslizamiento Norte y las perturbaciones en la superficie del mar, producto de la conservación de la masa y del momentum. Algo que llama la atención en estas figuras es que al centro del patrón de radiación de las ondas del tsunami (tiempos 00:05:15, 00:08:45 y 00:32:15), se puede observar que las mayores perturbaciones son excitadas por el frente del flujo de escombros. Sobre este punto es donde se encuentra la zona de divergencia de la que se habló en las secciones anteriores.

El frente del flujo de escombros es la zona en donde se registran las mayores variaciones en la batimetría (Δh). El principio de la conservación de masa nos dice que para que este flujo pueda moverse, es necesario que se desplace el mismo volumen de agua, y como se muestra en la teoría, la mayor parte de ese volumen de agua se desplazará en la vertical. Ésto generará una zona de surgencia de agua, la cual puede visualizarse en el campo de velocidades como una zona de divergencia en la superficie del mar.

Otra observación importante que se puede hacer al ver los mareógrafos virtuales ubicados en la costa y comparar esas amplitudes con las vistas en aguas profundas, es que al parecer las amplitudes de las ondas aumentan cuando el tsunami llega a aguas más someras, a la vez que van perdiendo velocidad. Ésto significa que estas ondas respetan la teoría lineal de aguas someras, al igual que los tsunamis generados por terremotos. Ésto puede deberse a que, como se mencionó anteriormente, λ depende del tamaño de la fuente, tanto para los terremotos como

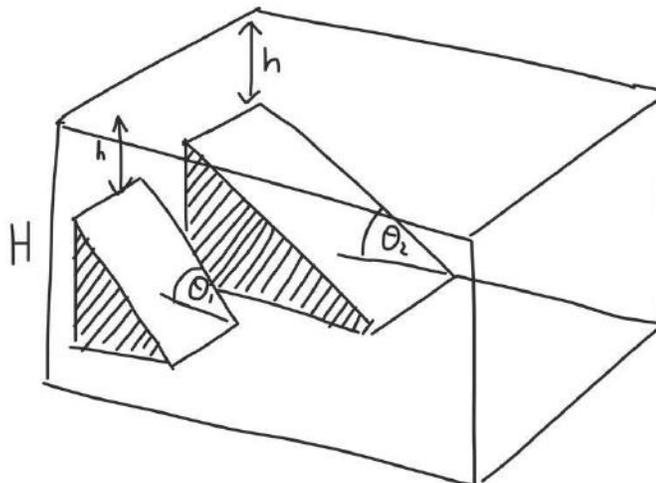


Figura 6.47: Esquema de experimento teórico que muestra dos cuerpos arrojados desde la misma altura h con respecto del nivel del mar, moviéndose por cuñas con diferentes pendientes $\theta_1 > \theta_2$, los cuales deberían alcanzar diferentes velocidades finales producto de que sentirán una fuerza friccional diferente dependiendo de que tan pronunciada sea la pendiente en cada caso.

para los deslizamientos de tierra. Los tres deslizamientos de tierra simulados en este trabajo son enormes, ya que logran perturbar una superficie mayor a 924 km^2 . Y por lo visto en las simulaciones de *COMCOTv1.7*, estas perturbaciones están asociadas con $\lambda \gg h$, por lo que el modelo de aguas someras es válido. Entonces parte de la energía cinética del tsunami se transforma en energía potencial para que haya conservación de energía. Ésto puede verse ya que inicialmente las velocidades de fase de las ondas son muy altas, y las amplitudes son relativamente pequeñas, pero a medida que las ondas se van acercando a tierra, los frentes de onda comienzan a desacelerar y las amplitudes de las ondas aumentan. Como los frentes de ondas que están en aguas más someras viajan más lento que los que van por detrás, las ondas más rápidas comienzan a alcanzar a las más lentas, y se genera interferencia constructiva entre ellas, los paquetes de ondas comienzan a transferir energía entre ellos y como resultado, en aguas someras se pueden ver ondas con grandes amplitudes, periodos más largos y velocidades de fase (c) más pequeños que los vistos en aguas profundas. Ésto está ilustrado en Figura 6.11, Figura 6.25 y Figura 6.38, los mareógrafos que están en aguas costeras muestran justamente ésto.

Finalmente, de las relaciones entre la velocidad de fase de la onda en el tsunami y la velocidad del frente del flujo en el deslizamiento, cabe preguntar; qué parámetros son los que tienen mayor influencia sobre las amplitudes de las ondas. Por un lado se tiene que un deslizamiento generado en aguas poco profundas tendrá mayor efecto sobre la deformación de la superficie oceánica, que otro deslizamiento que se genere a grandes profundidades, esto puede verse con el número

de Froude, en el caso que comparamos la velocidad del frente de un flujo (U_f), con la velocidad de fase de las ondas en superficie, para el caso de un flujo moviéndose en aguas superficiales, $c_1 = \sqrt{gh_1}$ y un caso de un flujo moviéndose en aguas profundas, $c_2 = \sqrt{gh_2}$. como tenemos que $h_1 < h_2$, la velocidad de fase en aguas profundas será mayor que la velocidad de fase en aguas someras, así que: $F_{r1} > F_{r2}$, lo que implica que el flujo de aguas someras logrará generar tsunami con amplitudes mayores que el caso del flujo de aguas profundas, (I. Fine et al., 2003).

También está el hecho de que los flujos que se mueven por laderas con gran pendiente, alcanzan mayores velocidades que aquellos que se mueven por laderas de baja pendiente, esto puede explicarse haciendo un balance energético. Si consideramos dos DTS generados a la misma profundidad h , pero con ambos flujos moviéndose sobre diferentes pendientes, por ejemplo, considerar dos planos inclinados, con pendientes θ_1 y θ_2 , con $\theta_1 > \theta_2$, como se muestra en la Figura 6.47. Suponiendo que los dos flujos tuviesen que desplazarse verticalmente la misma distancia, (desde la parte más alta de las cuñas hasta la base de éstas), tendrán la misma energía potencial inicial, $E_p = mgh$, pero luego de esto, el flujo que se mueva sobre la mayor pendiente, es decir θ_1 , logrará alcanzar mayor velocidad que el caso del flujo que se mueva sobre la superficie con menor pendiente. Esto se debe a que el caso θ_1 logra transformar más energía potencial en energía cinética, $E_c = \frac{1}{2}mv^2$, ya que será menor la energía perdida producto de las fuerzas no conservativas: la fricción. A mayor pendiente, menor será la fricción ejercida por la superficie ya que el la fuerza de roce actuará por un camino más corto. (Ver Sección 8.4). Está será la explicación de por qué el flujo que se mueva sobre la menor pendiente alcanzará una menor velocidad, y por lo tanto, generará menor amplitudes de ondas en superficie.

Como corolario se tiene que un flujo de escombros generado sobre una batimetría cuya profundidad inicial sea muy somera, junto con una gran pendiente a lo largo del trayecto de dicho deslizamiento, puede maximizar las amplitudes generadas por el tsunami, ya que se estará combinando una alta velocidad del flujo, junto con una zona de influencia muy cercana a la fuente, ya que se tendrá una corta distancia entre el deslizamiento y la superficie del mar, en otras palabras, esta combinación de factores permite una máxima eficiencia en el transporte de momentum de un medio al otro.

Para el caso de los deslizamientos modelados en este trabajo, se sabe que todos ocurren sobre el talud continental, el cual llega a tener pendientes de hasta $\sim 4^\circ$ en las zonas del sector de Nahuelbuta (Geersen et al., 2011a), esto ha generado flujos con altas velocidades de hasta 18 ms^{-1} en la zona Norte (Figura 5.9); 29 ms^{-1} en la zona Centro; (Figura 5.11) y de 16 ms^{-1} en la zona Sur; (Figura 5.13), cosa que puede explicar como a pesar de que los flujos inicialmente fueron generados en profundidades de entre 200-1500 m , aun así fueron capaces de generar tsunami con grandes amplitudes iniciales.

Capítulo 7

Conclusiones

El presente trabajo, tuvo como objetivo general, analizar el potencial tsunamigénico de tres deslizamientos de tierra submarinos, generados en el talud continental del Centro Sur de Chile, frente a la península de Arauco, en el Pleistoceno. Ésto implicó analizar la mayor cantidad de evidencia disponible, buscando entender y describir los deslizamientos formados en esta zona; tanto en su dinámica, como en la depositación de los mismos. Lo anterior fue fundamental para estudiar el comportamiento de los tsunamis que fueron generados a partir de dichos deslizamientos.

En primer lugar, cabe mencionar, que los tres deslizamientos submarinos estudiados en esta tesis, lograron ser modelados exitosamente utilizando *VolcFlow v3.6*. Ya que los parámetros físicos usados para construir las reologías, condiciones de borde y condiciones iniciales, además de ser consistentes con la teoría, muestran soluciones numéricas que tienen sentido físico, las cuales están dentro de los rangos esperados de velocidades, comportamiento dinámico y distribución espacial de los depósitos, ya que tanto el run-out como los espesores modelados, respaldan la evidencia geofísica existente.

Con respecto a las reologías usadas, es importante notar que los diferentes modelos utilizados, sí tienen un impacto en la generación y propagación de tsunamis. Ésto puede ser visto al comparar las diferentes amplitudes de las ondas generadas en cada caso, las cuales pudieron variar hasta incluso en 10 metros en aguas costeras. La influencia que tienen las diferentes reologías sobre las amplitudes de los tsunamis, radica en la gama de velocidades que pueden alcanzar los flujos, las que, por lo visto en la teoría y las modelaciones, tienen una relación directa con la altura del tsunami generado. Por lo que será de vital importancia recolectar más evidencia que permitan acotar aun más los parámetros reológicos usados, para así tener estimaciones de altura de olas más precisas.

Por lo visto en las modelaciones de deslizamientos de la zona Sur, de las tres geometrías en la batimetría previa al deslizamiento, las soluciones que mejor se ajustaron a la evidencia existente fueron modeladas con la batimetría "Botom". Aun que es importante recordar que una mayor

cobertura de datos de reflexión sísmica podría servir para reconstruir la batimetría de la zona Sur con una menor incertidumbre en las soluciones.

Según lo visto, *COMCOTv1.7* logra describir bien la física de estos tsunamis, a pesar de que existen grandes diferencias entre los tsunamis de origen sísmico y los generados por deslizamientos de tierra, la teoría de aguas someras demostró explicarlos bastante bien en cada caso. Ésto se debe a que, al igual que los tsunamis sismogénicos, los tsunamis generados por deslizamientos, también cumplen con que su dimensión horizontal es mucho mayor que la vertical, es decir $\lambda \gg h$ en la mayor parte de la trayectoria. Por lo que es esperable que las ondas de dichos tsunamis aumenten su amplitud y disminuyan su velocidad al llegar a la costa, ya que cumplen el principio de conservación de la energía.

A diferencia de los tsunamis generados por terremotos, donde la deformación se considera instantánea, está más que claro que los deslizamientos de tierra son una condición inicial dinámica en la formación de tsunamis, ya que generan perturbaciones que son excitadas durante todo el tiempo que dure el movimiento del flujo.

Por lo visto en las modelaciones de tsunamis generados en *COMCOTv1.7*, todos los frentes de onda propagados hacia el oeste, adoptaron la forma de una C cuyo centro de propagación era la proyección horizontal de la fuente misma del tsunami. Además de esto, las imágenes 2D de variación del nivel del mar y las series de tiempo de los mareógrafos virtuales colocados sobre los ejes de máxima y mínima energía, sirvieron para mostrar que las máximas amplitudes de dicho frente de ondas del tsunami, se logró en la misma dirección del movimiento del flujo de escombros bajo el mar. Esto se debe a que el transporte de momentum desde el deslizamiento hasta el agua, conservó su dirección de propagación, incluso al cambiar de medio. Se descarta la existencia de resonancia en el medio que sea capaz de generar grandes olas, ya que siempre se cumplirá que $U_f \ll c$.

La geometría de la batimetría también influye en la velocidad del flujo, y por ende, en las amplitudes de las ondas, ya que un flujo que se mueva por una pendiente muy suave, va a alcanzar menores velocidades que un flujo que se mueva por una gran pendiente, ya que en el primer caso, el flujo perderá más energía producto de la disipación por fricción y en el segundo caso, el flujo recorrerá menor trayectoria, lo que hará que la fuerza de fricción disipe menos energía, esto evitará que el flujo se desacelere.

Las mayores amplitudes se logran conseguir en los primeros frentes de onda, ésto implica, que son los paquetes de onda más energéticos en todo el proceso. El flujo de escombros bajará por la pendiente hasta lograr encontrar un equilibrio entre su energía cinética y potencial, ésto sólo ocurrirá cuando el flujo llegue a la fosa, la cual está a una profundidad mayor de 4000 m , por lo

que el deslizamiento sólo bajará por la pendiente y como resultado, las mayores perturbaciones serán generadas en el colapso inicial, ya que después de eso, el flujo estará a una profundidad demasiado grande como para que las ondas en superficie queden atrapadas cerca de la fuente y se generen grandes amplitudes.

Con respecto a la interacción del tsunami con la costa, lo cierto es que, si bien la baja resolución de las grillas no permite hacer un estudio más detallado producto de que la no-linealidad no fue contemplada en el modelo, aún así fue posible estimar las amplitudes de las ondas en la costa entre las latitudes 36.5° - 39.0° S. La máxima amplitud encontrada en la costa para la zona Norte fue de 38 m en Punta Lavapié, para la zona Centro, se registraron 25 m al sur de la Península de Arauco y en la zona Sur, se registraron hasta 50 m en la Isla Mocha. Todas estas son grandes amplitudes que están asociadas a un gran potencial destructivo de estos tres tsunamis en la zona.

Sobre las limitaciones de este modelo, es importante mencionar que el uso del parámetro ξ , si bien permitió mostrar flujos con velocidades que estaban dentro de los rangos aceptables, según la teoría y las observaciones hechas en otros trabajos, también provoca un aumento en la incertidumbre de los resultados, ya que no hay ninguna evidencia que muestre que los deslizamientos estudiados pudieron tener las velocidades modeladas en esta tesis. Por lo que un futuro estudio de paleo-tsunami en esta zona permitiría conocer el run-up^a de dichos tsunamis, lo que podría acotar más los parámetros reológicos usados, al tener clara cual fue la altura de las olas, disminuyendo el incertidumbre de los resultados modelados.

Como sugerencias, para un futuro trabajo que pretenda complementar lo visto en esta tesis, se propone generar modelaciones de tsunami considerando una mejor resolución de grillas en la costa, esto permitiría estudiar mejor las inundaciones generadas por los tsunamis y su interacción con la costa. También puede ser interesante estudiar el comportamiento de estos tsunamis en el campo lejano, esto puede hacerse generando modelos sobre una grilla que abarque todo el Océano Pacífico, colocando mareógrafos virtuales que muestren las perturbaciones vistas en Hawaii y Japón. La teoría dice que sería esperable que las ondas de estos tsunamis pierdan energía más rápido que en el caso de los tsunamis generados por terremotos, ya que en el primer caso, la disipación de la energía es radial a la fuente, por ejemplo Figura 6.28, lo que generaría una rápida pérdida de energía, que finalmente se traduciría en pequeñas amplitudes en el campo lejano.

^aAlcance vertical de un tsunami al inundar la costa.

Capítulo 8

Anexos

8.1. Anexo A: Presión de poro y su relación con los deslizamientos submarinos.

Los deslizamientos submarinos pueden ser gatillados por una variedad de causas que no tienen contraparte con los deslizamientos ocurridos en tierra. Por ejemplo, el agua que se filtra a través de las fracturas de las rocas, es una contribución importante en la desestabilización de las masas de rocas y el suelo subaereo, por lo que se infiere que una masa suelta de roca sumergida completamente bajo el agua debe verse mucho más afectada que en su contraparte terrestre.

La fuerza de resistencia al movimiento sentida por la parte inferior del depósito está dada solamente por la fricción, la cual contribuye con estabilidad para el depósito, dicha condición no se ve afectada por la fuerza de flotabilidad de Arquímedes, ya que aunque la flotabilidad afecte la fuerza con la que el depósito es atraído al suelo (verticalmente),

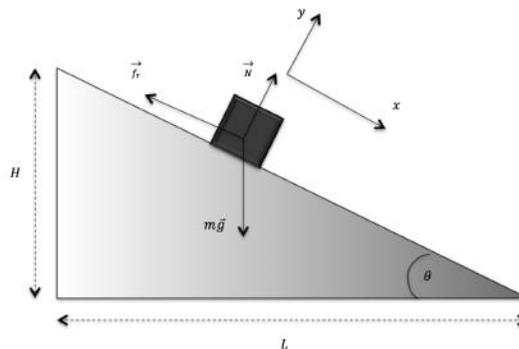


Figura 8.1: Esquema del problema del un cuerpo sobre un plano inclinado con un Ángulo θ . Se muestra el balance de fuerzas y el sistema de referencia.

la componente perpendicular a la pendiente, se modifica en la misma proporción, así que el efecto se cancela. Si consideramos un balance de fuerzas en un sistema muy simple de un cuerpo en reposo sobre un plano inclinado, cómo se observa en Figura 8.1, la componente de fuerza de fricción en la dirección del plano inclinado, puede ser escrita cómo $F_r = -\mu mg \cos \theta$, dónde $mg \cos \theta$ es la fuerza normal al cuerpo y μ es el coeficiente de fricción.

Por otro lado, la estabilidad de un material que se rige por una ley de fricción de Coulomb (cómo una montaña de arena), podría verse afectada por el efecto de la presión de poro (presión del agua dentro de los poros de un sólido), así que en términos de presión, la fuerza de fricción puede escribirse como:

$$F_r = \mu(P_t - P_p)S \cos \theta \quad (8.1)$$

Donde P_t y P_p son la presión total hidrostática y la presión de poro, respectivamente. S es la superficie sobre la cual se ejerce esa presión y θ es el ángulo de la pendiente, por lo que en éste caso la fuerza normal a la superficie ésta dada por $(P_t - P_p)S \cos \theta$. La Figura 8.2 ilustra

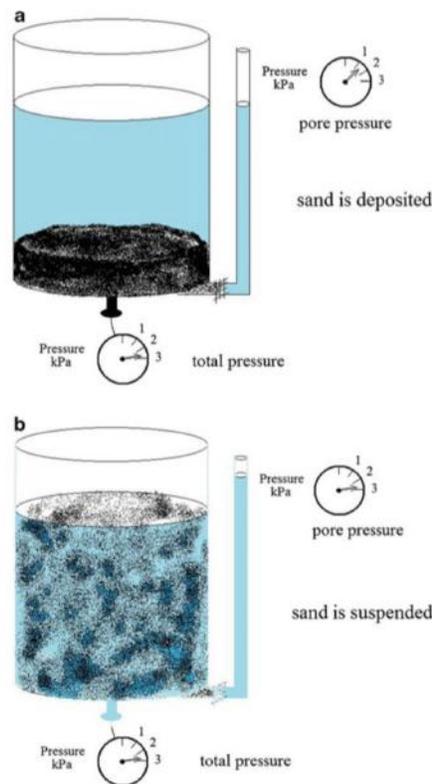


Figura 8.2: Comparación entre las diferencias de la presión de poro con la presión total ejercida por una columna de agua con área (a) depositada y (b) revuelta, obtenida de [De Blasio \(2011\)](#).

la relación entre la presión de poro y la fuerza de fricción.

Viendo la Ecuación 8.1 y la Figura 8.2, para el caso (a) de la figura, dónde la arena está depositada en el fondo del recipiente, la presión de poro es menor que la presión total ejercida por la columna de agua y el depósito de arena, es decir; $P_t > P_p$, por lo que en el caso crítico dónde la arena sea muy fina y no haya espacio para que se filtre el agua, la presión de poro tenderá a 0, y la fuerza de fricción será igual a la presión total por la superficie (en éste caso la inclinación es cero, así que $\cos \theta = 0$), por lo que el depósito se encontrará en una configuración estable.

Por otro lado, para el caso (b), toda la arena está mezclada con el agua, se observa que la presión de poro tiene que igualarse con la presión total del flujo. En este caso las partículas de arena se encuentran muy separadas entre si, por lo que se puede considerar que los poros formados alcanzan su máximo tamaño posible. Ésto permite que en ese espacio se llene con más agua y por lo tanto, la presión ejercida por ésta será mayor. Si lo vemos en la ecuación Ecuación 8.1 se tiene que la fuerza de fricción tiende a cero por que $P_t \approx P_p$. en éste caso, la resistencia al movimiento es muy pequeña.

Notar que la presión de poro es una forma de cuantificar cuantas propiedades del agua han sido entregadas a un sólido, mientras mayor sea la presión de poro, más agua se habrá filtrado dentro de ese sólido, así que sus propiedades se parecerán más a las del agua. Otro ejemplo puede ser el de comparar la presión que ejerce una pared de hormigón dentro de una habitación, con respecto a la que ejerce el agua dentro de una pecera. En el primer caso, la presión es ejercida sólo verticalmente, es decir, no hay una fuerza que quiera deformar la pared de forma horizontal. Pero para el caso de una pecera, la presión del agua afecta todos los puntos del recipiente por igual, en cualquier dirección, por lo que intentará deformar el recipiente buscando cualquier punto de debilidad.

La forma de llevar éste concepto al caso de los deslizamientos de tierra submarinos es que mientras mayor sea la presión de poro dentro de un depósito, mas inestable estará éste, y tenderá a comportarse cómo un fluido, por lo que se necesitará un menor esfuerzo para hacerlo colapsar. Esto lleva a pensar que los depósitos marinos que están menos comprimidos, son mas propensos a generar deslizamientos.

8.2. Anexo B: Proceso de propagación y llegada a la costa de tsunami.

Para entender como se propagan los tsunami en el mar abierto, es necesario entender algunos parámetros fundamentales que describen dicha propagación, se define el período de un tsunami (T) como el tiempo transcurrido entre cada peak de las olas, la frecuencia de un tsunami (f) como el número de peaks que se verán pasar en un determinado intervalo de tiempo, por tanto $T = \frac{1}{f}$, y se establece la frecuencia angular de un tsunami como $\omega = \frac{2\pi}{T}$; la longitud de onda es la distancia horizontal que hay entre dos peaks y análogo a la frecuencia; el número de onda se define como el numero de veces que vibra una onda en una unidad de distancia (λ), matemáticamente se escribe como $k = \frac{2\pi}{\lambda}$.

Se define la velocidad de fase como la velocidad a la que se desplaza cada peak de una onda y se escribe como:

$$c = \frac{\omega}{k} \quad (8.2)$$

$$= \frac{\lambda}{T} \quad (8.3)$$

y la velocidad de grupo, se define como la velocidad a la que se propaga la energía de la onda, también se puede entender como la velocidad a la que viaja la envolvente que modula la amplitud de un paquete de ondas.

$$U_{gr} = \frac{dc}{d\omega} \quad (8.4)$$

Una de las principales características del movimiento de un tsunami en mar abierto es su longitud de onda con respecto a su amplitud. Los tsunami se caracterizan por tener longitudes de onda de entre decenas a cientos de kilómetros y amplitudes que no superan un metro en mar abierto, por lo tanto se tiene que $A \ll \lambda$, condición que permite suponer que las olas tengan un comportamiento lineal, y como se verá más adelante, existen condiciones que permiten saber hasta que punto es válida la linealidad de las olas. Por otro lado, se puede comparar la profundidad media del océano que es de entre $h \sim 4 - 5 \text{ km}$, con la longitud de onda de las olas, por lo que se tiene que $h \ll \lambda$. Esta condición es la base del modelo de aguas someras, el cual considera la generación de olas de muy pequeña amplitud en comparación a la profundidad y de longitudes de ondas mucho mayores a dicha profundidad denominada $h(x)$.

8.2.1. Repaso del modelo de aguas someras.

Este trabajo no deducirá las ecuaciones de aguas someras pero a continuación se mostrarán cuales son las suposiciones, condiciones de borde, solución y aplicaciones de este problema, para aplicarlas al estudio de la propagación de tsunami en mar abierto.

- La longitud de onda de las olas son mucho mayores que la profundidad media del océano: $h \ll \lambda$.
- La gravedad \vec{g} es la fuerza restauradora de este sistema.
- Se considera que el flujo posee un campo de velocidad $\vec{u}(x, y, t) = u(x, y, t)\hat{i} + w(x, y, t)\hat{k}$.
- Las partículas de agua son irrotacionales: $\vec{\nabla} \times \vec{u} = \vec{0}$, ésto permite introducir un potencial de velocidad $\vec{u} = -\vec{\nabla}\varphi$.
- No se considera el balance hidrostático, ya que la velocidad vertical del agua no es 0: $\frac{\partial w}{\partial t} \neq 0$
- Flujo incompresible $\vec{\nabla} \cdot \vec{u} = 0$ y de densidad constante $\rho = cte$.
- Se consideran dos bordes, uno inferior impermeable llamado batimetría $h(x, z)$ y una superficie libre que corresponde a la superficie del mar $\eta(x, z, t)$.
- Condición de borde cinemática para la superficie se tiene que una partícula de fluido del borde se moverá siempre con dicho borde, ya que seguirá siendo parte de esa frontera. Esto puede escribirse considerando que $\eta(x, y, t) = z \Rightarrow F(x, y, z, t) := \eta(x, y, t) - z = 0$ luego: $\frac{DF}{Dt} = 0$ de donde se desprende que $w = \frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} \Big|_{z=\eta}$.
- Condición de borde cinemática para el fondo: se considera un fondo impermeable donde $z = -h(x) \Rightarrow F := z + h(x) = 0$, por lo que si se tiene la forma del vector unitario del fondo: $\hat{n} = \frac{\nabla F}{|\nabla F|}$, se llega a que $w = -u \frac{\partial h}{\partial x} \Big|_{z=-h(x)}$.
- Como condición de borde dinámico en la superficie libre, se considera una presión uniforme a lo largo de la onda, por lo que se puede usar la ecuación de Bernoulli en la superficie libre: $-\frac{\partial \varphi}{\partial t} + \frac{1}{2}(u^2 + w^2) + \frac{P(\eta)}{\rho} + gz = c(t)$, donde P es la presión atmosférica (sin pérdida de generalidad se considera $P(\eta) = 0$) y $C(t)$ es una constante espacial que sólo varía en el tiempo.
- Como condición de borde lateral se tiene que las olas viajan en una dirección x , pero no hay flujo en la dirección y , reescribiendo x en función de z y t , $x =: S(z, t)$ y la velocidad en el eje x será: $u = \frac{\partial S}{\partial t} + w \frac{\partial S}{\partial z}$
- Condición de radiación: las olas "irradian" desde un punto, se siguen propagando en una dirección por lo que otra condición de borde lateral es que el potencial φ sea periódico en la dirección x y t , por lo tanto:

$$\varphi(x, t) = \varphi(x + L, t) \quad (8.5)$$

$$= \varphi(x, t + T) \quad (8.6)$$

El problema será encontrar solución a la ecuación del potencial de Laplace:

$$\nabla^2 \varphi = 0 \quad (8.7)$$

Considerando las condiciones de borde dinámicas y estáticas del problema podemos encontrar una solución única a este problema lineal:

$$\varphi(x, z, t) = \frac{Hg \cosh(kh + z)}{2\omega \cosh(kh)} \cos(kx) \sin(\omega t) \quad (8.8)$$

donde el sistema de referencia utilizado considera z creciendo hacia arriba, H es la profundidad promediada. De la ecuación anterior y las condiciones de borde dinámicas se puede calcular la forma de la superficie libre:

$$\eta(x, t) = \frac{H}{2} \cos(kx) \cos(\omega t) \quad (8.9)$$

Tomando nuevamente la condición de borde cinemática de la superficie libre: $w = \frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} \Big|_{z=\eta}$ y la Ecuación 8.9 se obtiene la relación de dispersión genérica para cualquier onda de gravedad de aguas someras de pequeña amplitud:

$$\omega^2 = gk \tanh(kh) \quad (8.10)$$

A partir de la relación de dispersión mostrada en Ecuación 8.10 se pueden reescribir las expresiones de velocidad de grupo y velocidad de fase:

- Velocidad de Fase:

$$c = \frac{\omega}{k} \quad (8.11)$$

$$= \sqrt{\frac{g}{k} \tanh(kh)} \quad (8.12)$$

$$= \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi H}{\lambda}\right)} \quad (8.13)$$

- Velocidad de Grupo

$$U_{gr} = \frac{d\omega}{dk} \quad (8.14)$$

$$= \frac{1}{2} \left(\frac{\omega}{k} + \frac{kHg}{\omega} \right) \sqrt{gk \tanh(kH)} \quad (8.15)$$

Las expresiones anteriores son para los casos más genéricos de la teoría lineal y somera. Notar que ambas velocidades dependen del número de onda k lo que implica que para ondas con diferentes longitudes de onda y frecuencia, tendrán diferentes velocidades de fase c .

Según [Masson et al. \(2006\)](#) la mayoría de los deslizamientos de tierra submarinos con potencial tsunamigénico tienen dimensiones espaciales de entre 10-100 km de diámetros, por lo que dependiendo del tamaño de la fuente, se pueden obtener tsunamis con longitudes de onda mucho mayores que el valor de la profundidad del océano ($h \sim 4 - 5 \text{ km}$), esto permite suponer que la relación de dispersión puede reducirse a una relación lineal entre ω y k , ya que $\lambda \gg H \Rightarrow \tanh(kH) \approx kH$. Posteriormente la relación de dispersión para este tipo de ondas se reducirá a:

$$\omega \approx k\sqrt{gH} \quad (8.16)$$

luego se tiene que las velocidades de fase y de grupo se igualan, lo que implica que no habrá dispersión.

$$c \approx U_{gr} \quad (8.17)$$

$$\approx \sqrt{gH} \quad (8.18)$$

A partir de esta relación se permite concluir que las velocidades típicas de un tsunami, viajando por un océano abierto con profundidades de $h \sim 4 - 5 \text{ km}$ son de $800 - 900 \text{ km/h}$.

Para el caso de las ondas con longitudes de onda muy corta esta suposición no es válida y las olas muestran mucha más dispersión.

Las ecuaciones de onda larga (o de aguas someras) deben aplicarse con cautela para el caso de los tsunamis generados por deslizamientos de tierra submarinos, ya que si las fuentes de corrimientos de tierra son de diámetros similares o menores a la profundidad del océano, las longitudes de onda de esos eventos, que podrían tener potencial tsunamigénicos, se clasificarán como de onda corta y ya no podríamos trabajar usando el modelo de aguas someras y en vez de eso habría que aplicar modelos de aguas intermedias o profundas donde $\lambda \approx H$ o incluso $\lambda \ll H$, considerando este último caso, se puede tomar el límite de $\frac{H}{\lambda} \rightarrow \infty$ lo que a su vez generará que $\tanh(kh) \rightarrow 1$. Luego, se observa que la velocidad de fase se puede reescribir de otra forma y la velocidad de grupo ya no es igual a la velocidad fase:

$$c = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} \quad (8.19)$$

Como puede apreciarse en este caso, que representa una posibilidad límite, la velocidad de fase

de las ondas sí depende de la longitud de onda, por lo que existirá dispersión, ya que un paquete inicial con muchas ondas con diferentes velocidades de fase, se irá desintegrando mientras se propaga, debido a que si se consideran las ondas individuales que forman el paquete de ondas, éstas se mueven con velocidades diferentes entre sí, dependiendo de su λ , es decir las ondas largas se moverán más rápido que las ondas cortas, lo que lleva a concluir que mientras mayor sea la profundidad del mar con respecto a la longitud de onda del océano, mayor será la dependencia de λ en la velocidad de fase y habrá más dispersión.

Por otro lado, también es importante considerar que al igual que la velocidad del flujo de escombros, el volumen desplazado por un deslizamiento tiene un gran potencial tsunamigénico, como ya se mencionó anteriormente, por lo tanto los flujos que generen remociones de masa mayores, tienen más potencial de generar tsunamis más destructivos y como el volumen desplazado está directamente relacionado con el área perturbada por el deslizamiento submarino, mientras menor sea el deslizamiento, este tendrá un menor potencial tsunamigénico, y aunque generaría ondas mucho más dispersivas, éstas no serán de gran impacto para la mayoría de los casos. Por el contrario, si se tiene un deslizamiento submarino muy grande, este generará un tsunami de gran impacto para el campo cercano e incluso para el campo lejano en algunos casos, ya que se esperaría que el tsunami tenga grandes longitudes de onda, similar a los tsunamis generados por terremotos submarinos. Es por este motivo que se asume que para tsunamis relativamente grandes generados por deslizamientos de tierra submarinos, tiene mucho sentido aplicar el modelo de aguas someras. Los únicos casos que merecen tomar precaución con respecto a este punto son los estudios de pequeña escala, donde interesa estudiar el impacto de un deslizamiento pequeño, cuyo run-out (distancia recorrida horizontalmente) sea menor a 4–5 km.

Es importante no olvidar que todas las suposiciones anteriores están hechas para casos bastante idealizados, que si bien sirven para entender la física de los tsunamis, lo cierto es que los comportamientos de dichas olas son más complejas. Es posible que los tsunamis que inicialmente tenían longitudes de ondas muy largas, se propagasen sin dispersarse, pero en algún momento dicha dispersión se hará más presente.

Según un análisis realizado por [Levin et al. \(2009\)](#), cuando un tsunami recorre largas distancias, se presenta dispersión y cuando dicha ola arriba a aguas más someras, la no linealidad aparece y éstos dos factores tienden a acumularse, siendo capaces de alterar toda la estructura de una ola, como su amplitud, longitud de onda, velocidad de fase, entre otros.

No es fácil identificar la dispersión de los tsunamis de forma empírica, por lo que es necesario utilizar satélites altimétricos para tener datos más exactos de lo que realmente está pasando en los océanos. [Kulikov, Rabinovich, Thomson, y Bornhold \(1996\)](#) propuso estimar la distancia a la cual la dispersión destructiva, L_{cd} , se puede considerar significativa en la realidad, tomando

la expresión encontrada de la velocidad de grupo U_{gr} en la Ecuación 8.14 calculada a partir de la relación de dispersión genérica para ondas gravitacionales sobre líquidos Ecuación 8.10. La distancia de dispersión destructiva se puede determinar como el producto de la velocidad de grupo de onda larga por el tiempo necesario para que un paquete de ondas se retrase del frente una distancia igual a la longitud de onda:

$$L_{cd} = \frac{\lambda(\omega)\sqrt{gH}}{\sqrt{gH} - C_{gr}(\omega)} \quad (8.20)$$

Luego, haciendo la aproximación de onda larga se tiene, $\lambda \ll H$, que:

$$L_{cd} \sim \lambda \left(\frac{\lambda}{H} \right)^2 \quad (8.21)$$

El periodo de un tsunami varía entre $T \sim 10^2 - 10^4$ seg y considerando las profundidades típicas del océano abierto, toda la gama de periodos de tsunami se pueden dividir en dos grupos:

- $T < 10^3$ seg. Para los que la dispersión es muy significativa.
- $T > 10^3$ seg. Para los que la dispersión no es muy significativa.

Para cuando el periodo de una onda exceda los 100 seg, la dispersión será percibida a una distancia relativamente corta, del orden de 100-1000 km.

Análogo al caso anterior, podemos calcular la distancia a la cual la no linealidad comienza a tener importancia. Considerando una onda con una amplitud A , la velocidad de fase de esta onda será diferente de la velocidad de propagación de una onda lineal:

$$C = \sqrt{g(H + A)} \quad (8.22)$$

luego, de forma análoga a lo anterior, la distancia de dispersión de ondas no lineales serán iguales a:

$$L_{cn} = \frac{\lambda\sqrt{gH}}{\sqrt{g(H + A)} - \sqrt{gH}} \quad (8.23)$$

L_{cn} corresponde a la distancia en la que la no linealidad comienza a jugar un papel importante. Si la amplitud de la onda es mucho menor que la profundidad: $A \ll H$, se tiene que :

$$L_{cn} \sim \lambda \frac{H}{A} \quad (8.24)$$

Si se reemplazan los valores de esta relación, considerando datos típicos del océano abierto, se evidenciará que la distancia de no linealidad mostrará valores irreales, mayores al diámetro de la Tierra, por lo que se podría considerar que la no linealidad no tiene mucha influencia en mar abierto, y por el contrario, al considerar datos típicos de las zonas costeras, se observa que la

distancia de no linealidad entrega valores mucho más lógicos. La razón de proporción entre las cantidades L_{cn} y L_{cd} son determinadas usando el número de Ursell:

$$U_r = \frac{L_{cd}}{L_{cn}} \quad (8.25)$$

$$= \frac{A\lambda^2}{H^3} \quad (8.26)$$

- $U_r \ll 1$ cuando la dispersión predomina por sobre la no linealidad, esto se ve con más frecuencia a largas distancias de la fuente.
- $U_r \gg 1$ indica que el efecto de no linealidad tiene más importancia que la dispersión, para el modelo de aguas someras esto suele tener mayor efecto cerca de la costa.

Como la velocidad de onda larga sólo depende de la profundidad del océano: $C = \sqrt{gH}$, los efectos de la propagación están relacionados al relieve de la batimetría.

Ward (2001) explica que si bien es verdad que todos los tsunamis presentarán no linealidad y dispersión en alguna etapa de su propagación, independiente del mecanismo que los generó, para el caso de los tsunamis generados por corrimientos de tierra submarinos, dicha dispersión suele presentarse a distancias mucho más cercanas a la fuente que para el caso de los tsunamis generados por terremotos submarinos. Ésto podría deberse a que en el caso de los terremotos, las perturbaciones deforman la superficie del mar casi al instante, provocando que toda la energía se encuentre concentrada prácticamente en un sólo paquete de ondas cuando el tsunami comienza a propagarse. Por otro lado, para el caso de los deslizamientos submarinos, como ya se explicó en la sección anterior, la fuente del tsunami no perturba la superficie del mar de forma instantánea, en vez de eso va creando perturbaciones a medida que el flujo submarino se está moviendo, las cuales pueden generar ondas con distintas características, por ejemplo diferentes longitudes de onda, amplitudes, etc. Todo dependerá de la dinámica del flujo en la fuente, por lo tanto, aunque dichas ondas comiencen su propagación en el mismo punto, a medida que se vayan propagando, las ondas largas irán sacando ventaja de las ondas cortas, separándose entre sí en el campo lejano.

Otra razón que está relacionada al punto anterior es que, como se explicó antes, la parte frontal de los deslizamientos submarinos empuja el agua hacia arriba, mientras que la cola donde inicialmente estaba el volumen del flujo es ocupada por agua que literalmente es succionada desde arriba, generando dos perturbaciones en superficie, una hacia arriba y otra hacia abajo, con signos opuestos y que se desplacen con distinta velocidad, lo que provocará que interfieran entre sí en el campo lejano de forma destructiva.

Estas son algunas de las razones conocidas por las que es más frecuente esperar que éstos tsunamis alcancen mayores run-up en el campo lejano y se vayan atenuando a medida que se alejan de la fuente.

8.3. Anexo C: *VolcFlow* v3.6

VolcFlow v3.6 es un software diseñado para simular la dinámica de diferentes tipos de fluidos, está basado en el modelo de aguas someras dos dimensiona, es decir, considera una profundidad promediada. Este programa es usado para la simulación de diferentes tipos de fluidos geofísicos cuya dimensión vertical sea mucho menor que la horizontal, cómo avalanchas, desprendimientos, lahares, flujos de lava, flujos piroclásticos, etc. Una de la ventajas que ofrece éste modelo es que permite tener un control aproximado de todas las variables mecánicas que intervienen en la dinámica de éstos flujos, cómo la velocidad, aceleración, momemntum, viscosidad, densidad, etc. Por lo que es una forma muy práctica de genera una serie de pruebas experimentales haciendo variar los diferentes parámetros del flujo. Las ecuaciones de momemntum y de continuidad utilizadas para simular éstos flujos de gravedad son:

1. Conservación de la masa:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(hu_x) + \frac{\partial}{\partial y}(hu_y) = 0 \quad (8.27)$$

2. Conservación del momemntum para cada componente

$$\frac{\partial}{\partial t}(hu_x) + \frac{\partial}{\partial x}(hu_x^2) + \frac{\partial}{\partial y}(hu_xu_y) = gh \sin \alpha_x - \frac{\kappa}{2} \frac{\partial}{\partial x}(gh^2 \cos \alpha) + \frac{\tau_x}{\rho} \quad (8.28)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(hu_y) + \frac{\partial}{\partial x}(hu_y^2) + \frac{\partial}{\partial y}(hu_yu_x) = gh \sin \alpha_x - \frac{\kappa}{2} \frac{\partial}{\partial y}(gh^2 \cos \alpha) + \frac{\tau_y}{\rho} \quad (8.29)$$

donde:

- $\vec{u} = (u, v)$ es la velocidad del flujo.
- τ_x y τ_y representa el estrés en las componentes x e y .
- α es la función de la pendiente.
- h es el espesor del flujo.
- ρ es la densidad aparente del flujo.
- κ es el coeficiente de presión.

Estas ecuaciones son resueltas usando un método numérico de captura de choque (shock-capturing numerical method) que son deducidas por [Iverson y George \(2014\)](#), implementado

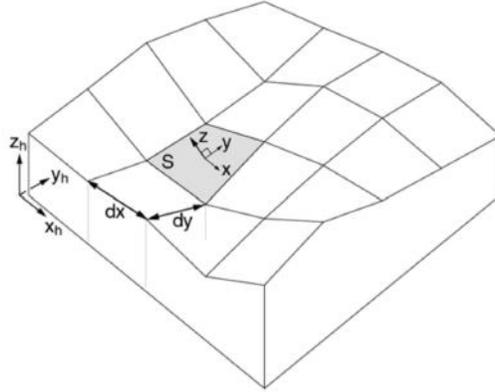


Figura 8.3: Geometría del dominio de cálculo, la topografía es definida con respecto a los ejes x_n , y_n y z_n y el espesor del flujo se define con respecto a las coordenadas x , y y z . La dimensión de las celdas está dada por dx y dy . La figura fue obtenida del trabajo de [Kelfoun y Druitt \(2005\)](#).

en un enfoque euleriano explícito con un esquema de discretización upwind^a, la ventaja de los modelos de captura de choques es que permiten modelar discontinuidades en las soluciones de forma estable. Se puede trabajar en mallas muy irregulares sin perder estabilidad. Recordar que las irregularidades del terreno pueden generar aceleraciones centrípetas y ésto introduce un gran peso a las componentes no lineales de las ecuaciones de movimiento.

El modelo utiliza dos sistemas de referencia; la topografía observada con respecto a un sistema de referencia horizontal, cuyos ejes horizontales y verticales son x_n , y_n y z_n , respectivamente. Las coordenadas del flujo son medidas por un sistema de referencia que está sobre la topografía, cómo se ve en la Figura 8.3. Esquemáticamente el algoritmo puede explicarse de la siguiente forma:

Como se ve en la Figura 8.4, también son calculados en los bordes de las celdas y los valores de la velocidad media $\bar{u} = (\bar{u}, \bar{v})$, son calculados en el centro de las celdas, los bordes de las celdas tienen la forma de $(i - 1/2, j)$. La Figura 8.4, Figura 8.5 y Figura 8.6 ilustraran los pasos principales del algoritmo. Las ecuaciones de balance de masa y momentum contienen tres términos fuentes que se pueden interpretar cómo aceleraciones:

$$\vec{a}_w = -g(\sin \theta_z \sin \alpha, \cos \theta_z \sin \alpha) \quad (8.30)$$

^aEsquema numérico de discretización de derivadas, donde el cálculo de las derivadas sobre un nodo se hace considerando la información de los nodos que están en la dirección del movimiento del flujo.

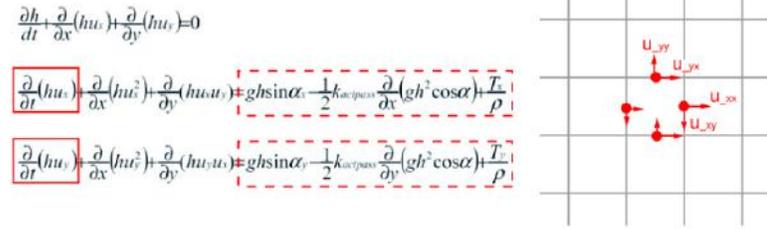


Figura 8.4: Para cada incremento temporal el modelo calcula las velocidades en los bordes usando sólo los términos fuente, los flujos de masa y momentum se calculan usando un esquema upwind.

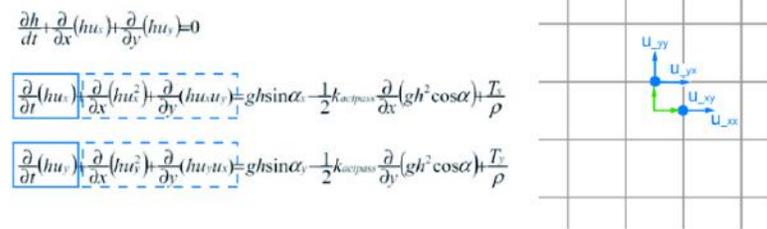


Figura 8.5: El algoritmo calcula los términos advectivos, calculando los nuevos espesores y la velocidad media en el centro de las celdas.

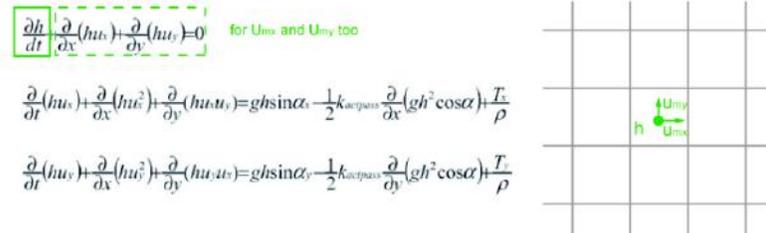


Figura 8.6: Las componentes $x - y$ de las nuevas velocidades en los bordes, son modificadas influyendo la advección, usando el segundo esquema upwind en la Ecuación 2 y Ecuación 2, Estas tres figuras pertenecen al sitio web de *VolcFlow v3.6*.

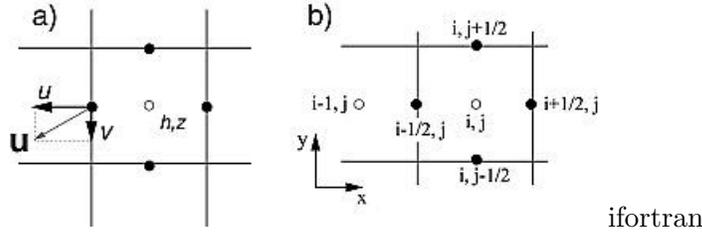


Figura 8.7: Esquema espacial de la grilla de cálculo, (a) los vectores son calculados en los bordes de las celdas y los escalares en el centro. (b) Nodos que identifican los bordes y el centro de la grilla. figura obtenida del trabajo de [Kelfoun y Druitt \(2005\)](#)

$$\vec{a}_p = -g\kappa \cos \alpha \left(\frac{dh}{dx}, \frac{dh}{dy} \right) \quad (8.31)$$

$$\vec{a}_r = \left(-\frac{\tau_x}{\rho h \|\vec{u}\|}, \frac{\tau_y}{\rho h \|\vec{u}\|} \right) \quad (8.32)$$

Donde α es la pendiente local, θ_z es el azimut horizontal de esa pendiente y τ es el estrés de retardo el cual depende de la ley reológica elegida. Primero se calculará una velocidad ficticia debido a una relación entre a_w y a_p . La aceleración retardada a_r , se calcula en la dirección opuesta a esa velocidad ficticia. i, j son las componentes espaciales de la discretización de x, y y t es la discretización temporal, éste enfoque aumenta la estabilidad del algoritmo y asegura la isotropía de la solución, el valor de ésta velocidad ficticia llamada \vec{s} , debida a la aceleración de los términos fuentes, será:

$$\vec{s}_{i-1/2,j} = \vec{u}_{i-1/2,j}^{t-dt} + (\vec{a}_w + \vec{a}_p + \vec{a}_r)dt \quad (8.33)$$

Los flujos de masa y de momentum se discretizar usando un esquema upwind. La segunda etapa del algoritmo calcula los términos advectivos, los flujos de masa y de momentum se calculan usando un esquema upwind, por ejemplo, si la componente x de $\vec{s}_{i-1/2,j}$ es negativa, los flujos de los bordes se calcularán de la siguiente forma:

$$\phi_{i-1/2,j}^h = s_{i-1/2,j} h_{i,j}^{t-dt} dy \quad (8.34)$$

$$\phi_{i-1/2,j}^{h_u} = s_{i-1/2,j} \bar{u}_{i,j}^{t-dt} h_{i,j}^{t-dt} dy \quad (8.35)$$

$$\phi_{i-1/2,j}^{h_v} = s_{i-1/2,j} \bar{v}_{i,j}^{t-dt} h_{i,j}^{t-dt} dy \quad (8.36)$$

Donde la cantidad ϕ corresponde a la advección, la masa m y el momentum h_u y h_v , a partir

de éstos flujos advección, se calculan utilizando un tercer esquema upwind. Por ejemplo si $\bar{u}_{i,j}^t$, se calcula el nuevo grosor y la nueva velocidad media en el centro de cada celda.

$$h_{i,j}^t = h_{i,j}^{t-dt} + (\phi_{i-1/2,j}^h - \phi_{i+1/2,j}^h + \phi_{i,j-1/2}^h - \phi_{i,j+1/2}^h)dt/dS \quad (8.37)$$

$$\bar{u}_{i,j}^t = \frac{\bar{u}_{i,j}^{t-dt} h_{i,j}^{t-dt} + (\phi_{i-1/2,j}^{hu} - \phi_{i+1/2,j}^{hu} + \phi_{i,j-1/2}^{hu} - \phi_{i,j+1/2}^{hu})dt/dS}{h_{i,j}^t} \quad (8.38)$$

$$\bar{v}_{i,j}^t = \frac{\bar{v}_{i,j}^{t-dt} h_{i,j}^{t-dt} + (\phi_{i-1/2,j}^{hv} - \phi_{i+1/2,j}^{hv} + \phi_{i,j-1/2}^{hv} - \phi_{i,j+1/2}^{hv})dt/dS}{h_{i,j}^t} \quad (8.39)$$

Por último, las componentes x e y de las nuevas velocidades en los bordes modificados por la $\bar{v}_{i,j}^t$ y $\bar{u}_{i-1,j}^t$, son ambos negativos, $\bar{u}_{i,j}^t$, será modificada por el nuevo valor de la velocidad de $\bar{u}_{i-1/2,j}^t$ y la nueva velocidad en el instante t en el borde $(i-1/2, j)$, ésto viene dado por:

$$\bar{u}_{i-1/2,j}^t = \bar{s}_{i-1/2,j}^t + (\bar{u}_{i,j}^t - \bar{u}_{i,j}^{t-dt}) \frac{h_{i,j}^t}{\bar{h}_{i-1/2,j}^{t-dt}} \quad (8.40)$$

Los resultados de la aplicación del modelo son muy alentadoras en la calidad de las soluciones, aunque, por el hecho de usarse un esquema euleriano, se tiene un gran costo computacional dependiendo de la resolución usada.

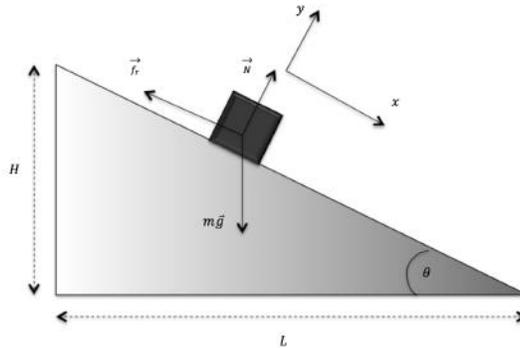


Figura 8.8: Esquema del problema del un cuerpo sobre un plano inclinado con un Ángulo θ . Se muestra el balance de fuerzas y el sistema de referencia.

8.4. Anexo D: Balance energético

La forma más simple de representar la dinámica de los DTS es considerando todo el flujo como si fuese un solo punto, es decir solo se trabajará con el centro de masa del flujo. Asumamos que este se deslice por un plano, cuya pendiente tiene un ángulo de inclinación θ y un coeficiente de fricción μ , como se ve en la Figura 8.8.

tomando un sistema de referencia que valla en el mismo sentido de la pendiente, se tendrá que la fuerza friccional asociada el problema será:

$$\vec{F}_r = N\mu\hat{r} \quad (8.41)$$

donde \hat{r} es la dirección opuesta al movimiento del cuerpo y N es la fuerza normal al *c.m.*, esta fuerza puede reescribirse como: $N = mg \cos \theta$ por lo tanto se tendrá que

$$\vec{F}_r = \mu mg \cos \theta \hat{r} \quad (8.42)$$

será la fuerza no conservativa de este sistema.

Toda fuerza que realiza un movimiento, genera un trabajo, el cual puede escribirse como:

$$W = \int_a^b \vec{F} \cdot d\vec{r} \quad (8.43)$$

donde a y b son las posiciones iniciales y finales del objeto. Las fuerzas no conservativas estan asociadas a trabajos que dependen de las trayectorias usadas (W_{nc}), esto quiere decir que si una fuerza no conservativa logra mover a un objeto sobre una trayectoria cerrada, dicha fuerza generará un trabajo distinto de 0:

$$\oint_c \vec{F} \cdot d\vec{r} \neq 0 \quad (8.44)$$

Por otro lado el principio de conservación de la energía nos dice que podemos definir el trabajo total realizado por cualquier fuerza sobre un sistema, como la variación de energía cinética en dicho sistema, es decir:

$$W = \delta E_c \quad (8.45)$$

donde podemos descomponer el trabajo como la suma de una contribución conservativa y una no conservativa;

$$W_{nc} + W_c = \delta E_c \quad (8.46)$$

Todo trabajo conservativo puede escribirse como menos el gradiente de un potencial $W = -\nabla\phi$, pero para el caso 1D y para desplazamientos no diferenciales, podemos pensarlo como la variación de la energía potencial en un δx ;

$$W_{nc} - \delta E_p = \delta E_c \quad (8.47)$$

Luego si despejamos el trabajo no conservativo, llegamos a una de las relaciones más importantes del balance energético:

$$W_{nc} = \delta E_c + \delta E_p \quad (8.48)$$

O bien:

$$W_{nc} = \delta E_M \quad (8.49)$$

donde δE_M es la variación de la energía mecánica del sistema. Una aplicación de lo anterior es que podemos analizar el trabajo realizado por la fuerza de fricción en el problema del plano inclinado de la Figura 8.8. Sí reescribimos $W_{nc} = \int_a^b \vec{F} \cdot d\vec{r}$ en la Ecuación 8.49, tenemos que

$$\int_a^b \vec{F} \cdot d\vec{r} = \delta E_M \quad (8.50)$$

y si usamos la expresión de la fuerza de fricción de la Ecuación 8.42 para remplazarla en esta ecuación se tiene que:

$$\mu mg \cos \theta \int_a^b \hat{r} \cdot d\vec{r} = \delta E_M \quad (8.51)$$

como \hat{r} y $d\vec{r}$ se mueven en direcciones paralelas, $\hat{r} \cdot d\vec{r} = r dr$, y suponiendo que el cuerpo recorrerá toda la distancia de la hipotenusa del triangulo se tendrá que la variación en la energía mecánica será:

$$\mu mg \cos \theta \sqrt{H^2 + L^2} = \delta E_M \quad (8.52)$$

Esto implica que mientras mayor sea el tamaño de la hipotenusa del triangulo, es decir, mientras mayor sea la distancia que tenga que recorrer el cuerpo, mayor será el trabajo realizado por la fuerza de fricción, lo que implica que la diferencia entre la energía cinética y la energía potencial va a ser mayor. En otras palabras, se perderá más energía en el camino.

Si volvemos al problema planteado en la Figura 6.47, donde tenemos dos flujos que parten moviéndose por dos superficies con diferentes pendientes, vemos que inicialmente los dos flujos tienen la misma altura con respecto a la base de las cuñas, es decir tienen la misma energía potencial inicial, pero como las pendientes son diferentes, los flujos tendrán que recorrer distintas distancias para llegar a la base. El flujo que se mueva sobre la pendiente más inclinada recorrerá menos distancia que el que se mueva por una menor pendiente, esto implica que en el primer caso se generará un trabajo no conservativo menor la segundo. Lo que a su vez nos lleva a darnos cuenta que mientras mayor sea el trabajo no conservativo, menor será la cantidad de energía potencial que se transforme en energía cinética, y por tanto, ese flujo se moverá a una menor velocidad que para el caso del que se mueve en una gran pendiente.

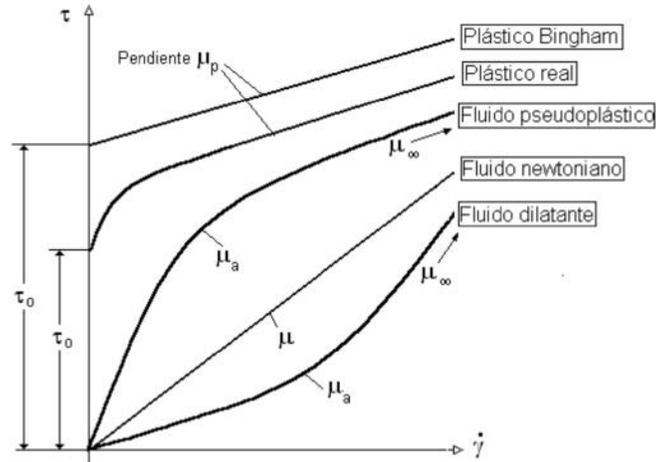


Figura 8.9: Gráfico que muestra la relación entre la deformación de los fluidos versus los esfuerzos de cortes aplicados a cada uno. Imagen obtenida de trabajo de Ing. Esteban Luis Ibarrola, " Intriducción a los fluidos no newtonianos".

8.5. Anexo E: Reología.

Formalmente podemos definir reología como el estudio de los principios físicos que regulan el movimiento y la deformación de la materia cuando es sometida a esfuerzos de cortes. En particular, nos interesa estudiar la deformación en los fluidos. Existen muchos modelos reológicos que intentan explicar el comportamiento de diferentes tipos de fluidos, el mas simple es el modelo propuesto por Newton, el cual nos dice que la deformación de algunos flujos, como el agua o la miel, es directamente proporcional a los esfuerzos de corte, dicha proporcionalidad solo depende de una sola constante arbitraria, la cual llamaremos viscosidad:

$$\tau = \mu \frac{\partial u}{\partial y} \quad (8.53)$$

$\vec{\tau}$ es el esfuerzo cortante o estrés, el cual puede representar como un tensor, μ es la viscosidad dinámica y $\frac{\partial u}{\partial y}$ es el gradiente de la velocidad.

Si bien este es el modelo más usado, no logra describir el movimiento de todos los fluidos, es por esto que se han creado varios modelos reológicos, los cuales son usados en [Kelfoun y Druitt \(2005\)](#) y [Kelfoun \(2011\)](#), por lo que se procederá a describir brevemente algunas de sus características, la Figura 8.9 muestra un gráfico esfuerzo cortante v/s deformación del fluido con algunos ejemplos de estos modelos reológicos.

Reología de Coulomb

El modelo reológico de Coulomb, fue diseñado para ser usado en flujos granulares, actualmente es el modelo reológico más usado para modelar Flujos piroclásticos y grandes corrimientos de tierra, aunque según los resultados mostrados en [Kelfoun \(2011\)](#) quizás debería reemplazarse por los modelos plásticos y de Bingham. El modelo describe la deformación de los flujos por medio de un esfuerzo o cizalle $\vec{\tau}$, proporcional a la densidad de dicho flujo ρ , la pendiente del terreno θ ; el espesor del flujo h y un ángulo de fricción externo φ_{bed} que determina, la puesta en marcha y la detención del flujo. Dicho cizalle tiene la siguiente forma:

$$\vec{\tau} = \rho h \tan \varphi_{bed} \left(g \cos \theta + \frac{\vec{u}^2}{r} \right) \frac{\vec{u}}{\|\vec{u}\|} \quad (8.54)$$

Este modelo puede dividirse en otros dos submodelos más, uno que considera que el ángulo de fricción interno del fluido es igual al ángulo de fricción externo, o bien $\varphi_{int} = \varphi_{bed}$ (caso isotropico), con lo que $\kappa_{act/pass} = 1$ en la ecuación (2) y (3), y un segundo modelo que considera que los ángulos de fricción tienen valores diferentes, para este caso

$$\kappa_{act/pass} = \frac{1 \pm [1 - \cos^2 \varphi_{int} (1 + \tan^2 \varphi_{bed})]^{1/2}}{2 \cos^2 \varphi_{int}} - 1 \quad (8.55)$$

Esta expresión es solo valida si $\varphi_{bed} \leq \varphi_{int}$, para el resto de modelos siempre se considerará que $\kappa_{act/pass} = 1$. la definición mostrada anteriormente es valida para un caso anisotropico. El ángulo de fricción interna puede entenderse como el ángulo de inclinación máximo donde un flujo granular puede mantenerse en reposo, sin generar un deslizamiento, este es el ángulo máximo en el que las partículas de arena de las dunas o en los relojes de arena, puede mantenerse quietos entre si por cohesión, si aumenta un poco ese ángulo, la posición de las partículas de arena se vuelve inestable y estas se deslizan como una avalancha por la pendiente hasta que los granos encuentran nuevamente ese ángulo de mínimo equilibrio. Notar que φ_{int} depende totalmente de la cohesión de las partículas. Esto se ilustra en la Figura 8.9.

Por otro lado, el ángulo de fricción externa φ_{bed} es el máximo ángulo por el cual puede existir movimiento relativo entre dos capas de fluido granular o entre una única capa de fluido y el suelo, esto es más fácil de entender si nos imaginamos el ángulo máximo al cual pueden permanecer dos libros, uno sobre el otro, al inclinarse sin generar movimiento relativo entre las tapas. Cada libro representa una capa de flujo. Al usar este modelo, la densidad no tiene efecto en los cálculos, ya que esta se cánsela cuando reemplazamos la ecuación 5 en 2 y 3.

Reología Viscosa

Este modelo nos habla de la dependencia directamente proporcional que hay entre los esfuerzos cortantes con la velocidad de flujo y la viscosidad, así como existe una dependencia inversamente proporcional con el espesor del flujo, es decir este modelo contempla que los flujos que tengan

un mayor espesor, se moverán con mayor rapidez que aquellos que tengan espesores pequeños.

$$\vec{\tau} = 3\mu \frac{\vec{u}}{h} \quad (8.56)$$

Reología Voellmy

Este modelo no es más que simplemente superponer el modelo de Coulomb, con un factor dependiente de la velocidad: $\rho\xi\|\vec{u}\|^2$, dicha proporcionalidad está dada por la densidad del flujo y un coeficiente adimensional que llamamos coeficiente de Voellmy ξ , el cual sirve para darle más o menos importancia a este termino dependiente de la velocidad, el efecto de usar este termino siempre es una disminución de la velocidad del flujo

$$\vec{\tau} = \rho h \tan \varphi_{bed} \left(g \cos \theta + \frac{\vec{u}^2}{r} \right) \frac{\vec{u}}{\|\vec{u}\|} + \rho\xi\|\vec{u}\|\vec{u} \quad (8.57)$$

Lo que significa que este modelo considera que $\vec{\tau}$ es proporcional a los ángulos friccionales y al cuadrado de la velocidad del flujo.

Reología Plástica

Este modelo consta de la aplicación de un esfuerzo de corte constante que es independiente del espesor o velocidad del flujo, se considera una viscosidad $\mu = 0$

$$\vec{\tau} = \tau_0 \frac{\vec{u}}{\|\vec{u}\|} \quad (8.58)$$

$\vec{\tau}$ es el esfuerzo cortante, τ_0 es el esfuerzo cortante mínimo que puede generar deformación, esto es otra forma de comprender la cohesión de las partículas y \vec{u} es la velocidad del flujo.

Para este modelo se considera que el flujo será deformado solo cuando se aplique un esfuerzo de corte mínimo, el cual dependerá en cada caso, en otras palabras, el flujo se mantendrá en reposo hasta que la tensión de cizalle $\|\vec{\tau}\|$ sea mayor que la tensión de fluencia τ_0 , una vez que comience el movimiento, la tensión realizada por el fondo será constante e igual a τ_0 .

Notar que aquí el esfuerzo cortante tendrán la dirección de la velocidad del flujo. Esta clase de modelos son muy utilizados en problemas de flujos de escombros como oleadas de densidad piroclásticas, ya que la dependencia que tiene el flujo con τ_0 es responsable de la formación de canales que se van formando mientras el flujo se va deslizando, a estos canales se les conoce como leveés y son típicos en las oleadas piroclásticas o flujos de lava. Según el estudio realizado en [Kelfoun \(2011\)](#), este modelo reológico es el más apto para representar flujos piroclásticos y avalanchas volcánicas de gran run-out ^b, ya que logra representar muy bien la forma de los depósitos el único problema puede ser la sobre estimación de la velocidad del flujo, lo cual puede corregirse usando grandes valores de τ_0 o bien, agregando un termino dependiente de la veloci-

^bDistancia horizontal recorrida por un deslizamiento de tierra o avalancha

dad $\rho\xi\|\vec{u}\|^2$.

Reología de Bingham

Es una combinación entre una reología plástica y una viscosidad $\mu \neq 0$, es decir, hay un esfuerzo cortante independiente del espesor o la velocidad del flujo, se necesita un esfuerzo de corte mínimo para generar movimiento en el flujo y a su vez, para detenerlo. Por lo que en el plano $\vec{\tau}$ $v/s \frac{du}{dy}$ es equivalente a la recta de un modelo viscoso como el de Newton, pero trasladada hacia arriba en el eje τ :

$$\vec{\tau} = \tau_0 \frac{\vec{u}}{\|\vec{u}\|} + 3\mu \frac{\vec{u}}{h} \quad (8.59)$$

donde μ es la viscosidad dinámica y h es el espesor del flujo. Esto muestra que hay una relación lineal entre la tensión de cizalle y la velocidad de cizalle. Este modelo también es usado para representar flujos piroclásticos y lavas.

Según [Kelfoun \(2011\)](#) la reología de Bingham es la mejor aproximación para modelar DTS, ya que logra representar mejor la forma de los depósitos y la dinámica que se espera ver. El trabajo de [Lastras et al. \(2005\)](#) se modela un DTS utilizando la reología de Bingham considerando una resistencia al cizallamiento de 12 kPa y en el trabajo de [Kelfoun \(2011\)](#) se habla de $\tau \sim 20 - 50 \text{ kPa}$ y una densidad de flujos bajo el agua de $\rho = 2000 \text{ kgm}^{-3} - \rho_w$, donde ρ_w es la densidad del agua de mar.

Referencias

- Agliardi, F. (2012). Slow, deep-seated rock slope deformation. En *Educational project geological field trip and workshop, koefels-suedtirol-matrei*.
- Angermann, D., Klotz, J., y Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the nazca-south america euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3), 329–334.
- Arcas, D., y Segur, H. (2012). Seismically generated tsunamis. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 370(1964), 1505–1542.
- Bryn, P., Berg, K., Forsberg, C. F., Solheim, A., y Kvalstad, T. J. (2005). Explaining the storegga slide. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1), 11–19.
- Contreras-Reyes, E., Grevemeyer, I., Flueh, E. R., y Reichert, C. (2008). Upper lithospheric structure of the subduction zone offshore of southern arauco peninsula, chile, at 38 s. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B7).
- Dawson, A., Long, D., y Smith, D. (1988). The storegga slides: evidence from eastern scotland for a possible tsunami. *Marine geology*, 82(3-4), 271–276.
- De Blasio, F. V. (2011). *Introduction to the physics of landslides: lecture notes on the dynamics of mass wasting*. Springer Science & Business Media.
- Dondin, F., Lebrun, J.-F., Kelfoun, K., Fournier, N., y Randrianasolo, A. (2012). Sector collapse at kickém jenny submarine volcano (lesser antilles): numerical simulation and landslide behaviour. *Bulletin of volcanology*, 74(2), 595–607.
- Elverhoi, Breien, Blasio, D., Harbitz, y Pagliardi. (2010). Submarine landslides and the importance of the initial sediment composition for run-out length and final deposit. *Ocean Dynamics*, 60(4), 1027–1046.
- Elverhoi, A., Breien, F., Hedda and, Harbitz, C. B., y Pagliardi, M. (2010). Submarine landslides and the importance of the initial sediment composition for run-out length and final deposit. *Ocean Dynamics*, 60(4), 1027–1046.
- Fine, Rabinovich, Bornhold, Thomson, y Kulikov. (2005). The grand banks landslide-generated tsunami of november 18, 1929: preliminary analysis and numerical modeling. *Marine Geology*, 215(1), 45–57.
- Fine, I., Rabinovich, A. B., Thomson, R. E., y Kulikov, E. A. (2003). Numerical modeling of tsunami generation by submarine and subaerial landslides. En *Submarine landslides and tsunamis* (pp. 69–88). Springer.
- Flueh, E., y Grevemeyer, I. (2005). Tipteq sonne cruise so-181, from the incoming plate to mega thrust earthquakes. *Geomar Rep*, 102.
- Geersen, Behrmann, Völker, Krastel, Ranero, Diaz-Naveas, y Weinrebe. (2011a). Active tectonics of the south chilean marine fore arc (35 s–40 s). *Tectonics*, 30(3).
- Geersen, Völker, Behrmann, Kläschen, Weinrebe, Krastel, y Reichert. (2013). Seismic rupture during the 1960 great chile and the 2010 maule earthquakes limited by a giant pleistocene submarine slope failure. *Terra Nova*, 25(6), 472–477.

- Geersen, Völker, Behrmann, J., Reichert, S., y Krastel, S. (2011b). Pleistocene giant slope failures offshore arauco peninsula, southern chile. *Journal of the Geological Society*, 168(6), 1237–1248.
- Giachetti, T., Paris, R., Kelfoun, K., y Pérez-Torrado, F. J. (2011). Numerical modelling of the tsunami triggered by the güimar debris avalanche, tenerife (canary islands): comparison with field-based data. *Marine Geology*, 284(1), 189–202.
- Heezen, B. C., y Ewing, M. (1952). Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 grand banks earthquake. *American Journal of Science*, 250(12), 849–873.
- Heidarzadeh, M., Krastel, S., y Yalciner, A. C. (2014). The state-of-the-art numerical tools for modeling landslide tsunamis: a short review. En *Submarine mass movements and their consequences* (pp. 483–495). Springer.
- Heidarzadeh, M., y Satake, K. (2014). Possible sources of the tsunami observed in the north-western indian ocean following the 2013 september 24 mw 7.7 pakistan inland earthquake. *Geophysical Journal International*, 199(2), 752–766.
- Hunt, B. R., Lipsman, R. L., y Rosenberg, J. M. (2014). *A guide to matlab: for beginners and experienced users*. Cambridge University Press.
- Iglesias, O., Lastras, G., Canals, M., Olabarrieta, M., González, M., Aniel-Quiroga, Í., . . . others (2012). The big'95 submarine landslide-generated tsunami: a numerical simulation. *The Journal of Geology*, 120(1), 31–48.
- Imran, J., Harff, P., y Parker, G. (2001). A numerical model of submarine debris flow with graphical user interface. *Computers & geosciences*, 27(6), 717–729.
- Iverson, R. M., y George, D. L. (2014). A depth-averaged debris-flow model that includes the effects of evolving dilatancy. i. physical basis. En *Proc. r. soc. a* (Vol. 470, p. 20130819).
- Iverson, R. M., Reid, M. E., y LaHusen, R. G. (1997). Debris-flow mobilization from landslides 1. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25(1), 85–138.
- Jiang, L., y LeBlond, P. H. (1992). The coupling of a submarine slide and the surface waves which it generates. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 97(C8), 12731–12744.
- Johnson, C., Kokelaar, B., Iverson, R., Logan, M., LaHusen, R., y Gray, J. (2012). Grain-size segregation and levee formation in geophysical mass flows. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F1).
- Kaizuka, S., Matsuda, T., Nogami, M., y Yonekura, N. (1973). Quaternary tectonic and recent seismic crustal movements in the arauco peninsula and its environs, central chile.
- Kelfoun, K. (2011). Suitability of simple rheological laws for the numerical simulation of dense pyroclastic flows and long-runout volcanic avalanches. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B8).
- Kelfoun, K., y Druitt, T. (2005). Numerical modeling of the emplacement of socompa rock avalanche, chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B12).
- Kelfoun, K., Giachetti, T., y Labazuy, P. (2010). Landslide-generated tsunamis at réunion island. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(F4).

- Kulikov, E. A., Rabinovich, A. B., Thomson, R. E., y Bornhold, B. D. (1996). The landslide tsunami of november 3, 1994, skagway harbor, alaska. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-ALL SERIES-*, 101, 6609–6615.
- Lastras, G., De Blasio, F. V., Canals, M., y Elverhøi, A. (2005). Conceptual and numerical modeling of the big'95 debris flow, western mediterranean sea. *Journal of Sedimentary Research*, 75(5), 784–797.
- Levin, B., Nosov, M., y cols. (2009). *Physics of tsunamis*. Springer.
- Maksymowicz, A., Tréhu, A. M., Contreras-Reyes, E., y Ruiz, S. (2015). Density-depth model of the continental wedge at the maximum slip segment of the maule mw8. 8 megathrust earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 409, 265–277.
- Masson, D., Harbitz, C., Wynn, R., Pedersen, G., y Løvholt, F. (2006). Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 364(1845), 2009–2039.
- McCaffrey, R., Long, M. D., Goldfinger, C., Zwick, P. C., Nabelek, J. L., Johnson, C. K., y Smith, C. (2000). Rotation and plate locking at the southern cascadia subduction zone.
- Melnick, D., Bookhagen, B., Strecker, M. R., y Echtler, H. P. (2009). Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, arauco peninsula, chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B1).
- Pardo-Casas, F., y Molnar, P. (1987). Relative motion of the nazca (farallon) and south american plates since late cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233–248.
- Ramillien, G., y Cazenave, A. (1997). Global bathymetry derived from altimeter data of the ers-1 geodetic mission. *Journal of Geodynamics*, 23(2), 129–149.
- Reichert, C. (2005). Final report—sonne cruise so-161, leg 2, 3, 5, spoc: subduction processes off chile. *BGR—Federal Institute for Geosciences and Natural Resources, Hannover*.
- Sheridan, M. F. (1979). Emplacement of pyroclastic flows: a review. *Geological Society of America Special Papers*, 180, 125–136.
- Sheriff, R. E., y Geldart, L. P. (1995). *Exploration seismology*. Cambridge university press.
- Somoza, R., y Ghidella, M. E. (2005). Convergencia en el margen occidental de américa del sur durante el cenozoico: subducción de las placas de nazca, farallón y aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(4), 797–809.
- Symons, G. J., Symons, G. J., Judd, J. W., Strachey, S. R., Wharton, W. J. L., Evans, F. J., . . . Whipple, G. M. (1888). *The eruption of krakatoa: And subsequent phenomena*. Trübner & Company.
- Synolakis, Bardet, Borrero, Davies, Okal, Silver, . . . Tappin (2002). The slump origin of the 1998 papua new guinea tsunami. En *Proceedings of the royal society of london a: Mathematical, physical and engineering sciences* (Vol. 458, pp. 763–789).
- Vallis, G. K. (2006). *Atmospheric and oceanic fluid dynamics: fundamentals and large-scale circulation*. Cambridge University Press.
- Vilibić, I., Monserrat, S., Rabinovich, A., y Mihanović, H. (2008). Numerical modelling of the

- destructive meteotsunami of 15 june, 2006 on the coast of the balearic islands. *Pure and Applied geophysics*, 165(11-12), 2169–2195.
- Wang, X. (2009). User manual for comcot version 1.7 (first draft). *Cornel University*, 65.
- Ward, S. N. (2001). Landslide tsunami. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B6), 11201–11215.
- Weinrebe, W., y Schenck, S. (2006). Fs meteor fahrtbericht/cruise report m67/1.