



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

CARACTERIZACIÓN Y COMPARACIÓN DE PROCESOS TSUNAMIGÉNICOS PARA EL EVENTO DE TSUNAMI DE 2018 EN LA BAHÍA DE PALÚ, INDONESIA, UTILIZANDO MODELACIÓN NUMÉRICA.

Por: Juan Pablo Quiroga Quezada

Habilitación Profesional para optar al Título de Geofísico de la Facultad de
Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción. Abril, 2022

Concepción, Chile

Profesora Guía: Maria Ignacia Calisto Burgos.

© 2022, Juan Pablo Quiroga Quezada

Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento

AGRADECIMIENTOS

Quiero dedicar este trabajo de investigación a mi familia y compañeros de carrera, quienes estuvieron junto a mi durante este largo proceso, en el cual pase altos y bajos, incluso fuera del ámbito académico. Estas personas me ayudaron a continuar día a día y a no desmotivarme en mi proceso de formación profesional, desde el primer día que entre a la universidad hasta el momento donde escribo esto. Quiero hacer mención especial a las personas que estuvieron en este largo proceso, entre ellos mis compañeros Manuel Torres, Matias Castillo, Gonzalo Cruzat, Javiera San Martin Parra, también a mi hermana Claudia Quiroga, mi tío Rolando Quezada, a Hermann Schwarze y a Karim Kelfoun, quien me proporciono el software con el cual pude realizar esta trabajo.

Quiero mencionar a la profesora Maria Ignacia Calisto Burgos, quien fue guía de mi investigación de tesis en su totalidad, además de generar un vinculo alumno-profesor, que significo conformidad a la hora discutir mis dudas sobre si iba bien encaminado, además de las enseñanzas teóricas sobre el mismo tema de investigación. Mis agradecimientos totales a ella tanto por sus conocimientos como por su comprensión.

Resumen

La presente investigación estudia los diferentes mecanismos de generación de tsunami, específicamente los generados por terremotos y por deslizamientos de tierra submarinos, para el evento de tsunami ocurrido el 28 de septiembre del año 2018 en la bahía de Palú, Indonesia. Mediante el uso de los softwares COMCOT1.7v y Volcflow Tsunami, se realizaron simulaciones de generación y propagación del tsunami para 2 casos, el primero considerando el terremoto de magnitud momento $M_w = 7,5$, y el segundo considerando 8 deslizamientos de tierra submarinos gatillados momentos después por el terremoto.

Las simulaciones se llevaron a cabo considerando las características principales del sismo y de los deslizamientos, donde a este último se le dio un enfoque reológico, profundizando en los diferentes elementos que componen esta rama, como la cohesión entre partículas, el ángulo de fricción interna, entre otros.

El análisis de los resultados se dirigió a 4 puntos: Comportamiento y evoluciones espacio temporales de los deslizamientos de tierra submarinos; comportamiento del tsunami considerando al terremoto como único mecanismo generador; comportamiento del tsunami considerando la caída de deslizamientos de tierra submarinos como único mecanismo generador; y el tsunami generado por una unión de ambos mecanismos.

Este análisis se llevo a cabo basándose en las señales de mareógrafos virtuales ubicados en diferentes sectores de interés dentro de la bahía, dando un indicio de que la caída de deslizamientos tuvo mayor contribución a la generación de olas de tsunami.

Para apoyar esto último, se reali3 un análisis con información extraída de otros autores para hacer comparaciones de los diferentes modelos empleados y sus respectivos resultados para ambos mecanismos, además de búsquedas en literatura enfocada a teoría de tsunami. Ambos procedimientos lograron confirmar efectivamente que la mayor cantidad de energía en el tsunami de Palú proviene de los deslizamientos de tierra submarinos.

Índice

1. Introducción.	1
1.1. Configuración geográfica.	3
1.2. Configuración geológica.	5
2. Hipótesis y objetivos.	6
3. Marco Teórico.	7
3.1. Teoría de Tsunami.	7
3.1.1. Tsunami por deslizamientos de tierra.	7
3.2. Modelación de Tsunami.	8
3.2.1. Modelo de aguas someras.	8
3.2.2. COMCOT1.7v	9
3.2.3. VolcFlow Tsunami.	10
3.2.4. Condición de Courant.	12
3.2.5. Vista general de deslizamientos subaéreos.	12
3.2.6. Vista general de deslizamientos submarinos.	14
3.3. Modelación de terremoto y método de Okada.	15
3.4. Reología.	16
3.4.1. Modelo reológico de Coulomb.	17
3.4.2. Modelo reológico viscoso.	17
3.4.3. Modelo reológico de Voellmy.	18
3.4.4. Modelo reológico plástico.	18
3.4.5. Modelo reológico de Bingham.	18
4. Metodología.	19
4.1. Configuración de grillas.	19
4.2. Deformación de terremoto y método de Okada.	20
4.3. COMCOT 1.7v.	22
4.4. Volcflow Tsunami.	23
4.5. Estudio de mareógrafos virtuales.	29
4.6. Análisis de evoluciones de DTS.	30
4.7. Estudio de espectro de frecuencias.	31
5. Resultados.	32
5.1. (a) Mareógrafos virtuales en los frentes de caída de cada DTS.	32
5.2. (b) Evolución espacio-temporal de DTS.	33
5.2.1. C1, Cohesión = 2[kPa].	33
5.2.2. C2, Cohesión = 8.1[kPa].	36
5.2.3. C3, Cohesión = 4.5[kPa].	39
5.2.4. C4, Cohesión = 4.5[kPa].	41
5.2.5. C5, Cohesión = 2[kPa].	43
5.2.6. C6, Cohesión = 2[kPa].	45
5.2.7. CN5, Cohesión = 2[kPa].	48
5.2.8. E1, Cohesión = 4.5[kPa].	50

5.3.	(c.1) Resultados Modelo DTS y de terremoto (EQ).	54
5.3.1.	Wani.	54
5.3.2.	Pantoloan.	56
5.3.3.	Dupa.	58
5.3.4.	KN Hotel.	60
5.3.5.	Talise.	62
5.3.6.	West Palu.	64
5.4.	(c.2) Espectros de frecuencias.	66
5.5.	(d) Mareógrafos virtuales para señal acoplada.	66
6.	Discusión	70
6.1.	Comparación de modelos EQ y DTS.	70
6.1.1.	Resultados de modelos EQ.	72
6.1.2.	Resultados de modelos DTS.	73
6.2.	Caracterización de mecanismos.	74
6.3.	Datos observados.	76
6.3.1.	Antecedentes de las reconstrucciones.	77
6.3.2.	Comparación de observaciones con modelo DTS y EQ.	77
6.3.3.	Comparación de observaciones con modelo acoplado.	78
6.4.	Comprobación de hipótesis.	82
7.	Conclusiones.	83

Índice de tablas

1.	Características del evento sísmico extraídas del USGS [6] que serán usadas en el método de Okada. Último acceso 13-04-2022.	21
2.	Parámetros de grilla y cálculo de modelación.	22
3.	Parámetros principales de DTS's propuestos por Nagai et al., 2021 [11] y sus volumen calculados por Volcflow Tsunami.	23
4.	Parámetros de cálculo para la modelación.	26
5.	Parámetros de reología que serán usados en la modelación.	29
6.	Enumeración y Coordenadas de ubicación de mareógrafos en la bahía de Palú.	30
7.	Parámetros generales de onda de cada DTS.	33
8.	Características principales de onda para modelos DTS y EQ en Wani.	55
9.	Características principales de onda para modelos DTS y EQ en Pantoloan.	56
10.	Características principales de onda para modelos DTS y EQ en Dupa.	58
11.	Características principales de onda para modelos DTS y EQ en KN Hotel.	60
12.	Características principales de onda para modelos DTS y EQ en Talise.	62
13.	Características principales de onda para modelos DTS y EQ en West Palu.	64
14.	Características principales de la señal acoplada en las 6 localidades.	67
15.	Autores clasificados según el mecanismo de generación estudiado para el tsunami de Palú.	70
16.	Alturas máximas de ola en metros de las señales resultantes de cada modelo EQ.	72
17.	Desviaciones porcentuales para valores aproximados de altura máxima de terremoto (esta investigación) con valores teóricos (otros trabajos)	73
18.	Alturas máximas de ola en metros de las señales resultantes de cada modelo DTS.	74
19.	Desviaciones porcentuales para valores aproximados de altura máxima de deslizamientos (esta investigación) con valores teóricos (otros trabajos)	74
20.	Alturas máximas resultantes de esta investigación y las observadas por Carvajal et al., 2019.	79
21.	Desviación porcentual entre modelo acoplado y datos observados.	80
22.	Similitudes y diferencias entre las señales del modelo acoplado junto a las observaciones de Carvajal et al., 2019.	81

Índice de figuras

1.	Mapas topo batimétricos generados con <i>Generic Mapping Tools</i> con escala en metros [m].(a) Isla Central de Sulawesi junto a la fosa norte de Sulawesi y la falla de Palú-Koro.(b) Desembocadura del río Palú. Ubicación de la localidad de Palú marcada en la estrella Amarilla.	3
2.	Extractos de vídeos in situ del evento. La imagen muestra la perspectiva de un piloto de avión que recorría la extensión norte-sur de la bahía durante el evento de tsunami, de lo que sería presuntamente un deslizamiento submarino. Extraído de Heidarzadeh et al., 2019 [12].	4
3.	Imagen satelital de alta definición mostrando los daños causados por un deslizamiento subaéreo gatillado por el terremoto. Extraído de DigitalGlobe. The Landslide Blog. Ultimo acceso Abril 12, 2022.	4
4.	Clasificaciones del tipo de suelo en el noroeste de la isla de Célebes. Autor: Watkinson et al., 2011 [19].	5
5.	Esquema simple del modelo de aguas someras representado en un sistema de referencia 2D (Setiyowati et al., 2019 [22]).	8
6.	Modelo general para deslizamientos de tierra subaéreos. Heller et al., 2014 [25] .	13
7.	Vista general para deslizamientos de tierra submarinos. Watts et al., 2003 [26] .	14
8.	Esquema general de parámetros necesarios para el cálculo de Okada, presentado por Aranguiz et al., 2013 [27].	16
9.	Grilla tridimensional de la bahía de Palú, cortesía de la doctora Maria Ignacia Calisto Burgos (Escala en metros).	19
10.	Batimetría de la bahía de Palú con escala de elevación en metros.	20
11.	Mapa de deformaciones verticales del terremoto de Palu para la extensión de la falla (a) y en la bahía de Palu (b). Escalas en metros.	21
12.	Localización de DTS's en la bahía de Palú.	24
13.	Ejemplo de distribución de 4 puntos del DTS E1.	24
14.	Formas y localizaciones aproximadas de DTS en la bahía de Palú para la zona norte (a) y la zona sur (b).	25
15.	Mapa preliminar de Volcflow Tsunami con los 8 DTS considerados.	25
16.	Mapa de DTS en Volcflow Tsunami en la zona norte (a) y sur (b).	26
17.	Secciones de cortes transversales para estudio de sedimentos hecho por Patriaman et al., 2021 [29]	27
18.	Ubicación de mareógrafos para las localidades de Palu (a) y para los frentes de generación de ola de los DTS (b).	30
19.	Mareógrafos virtuales 1 a 8 ubicados en los frentes de caída de cada DTS.	32
20.	Representación 3D de las caídas de C1.	34
21.	(a) Cortes transversales de la bifurcación noroeste A-A' y suroeste B-B' de C1 y sus respectivas evoluciones segun batimetría (b y c). Notar que las figuras (b) y (c) especifican un escalado del 1/13 y 1/3 para sus estados finales e iniciales respectivamente, la razón de esto es para hacer sus formas mas identificables, debido a que el espesor del DTS era muy bajo respecto a la profundidad total de caída. Este método sera usado en todas las evoluciones según batimetría de los DTS siguientes.	35

22.	(a) Mareógrafo virtual al frente de C1. Evoluciones segun espesor de C1 de sus respectivos cortes A-A' y B-B' (b y c)	36
23.	Representación 3D de las caídas de C2.	36
24.	(a) Cortes transversales de la bifurcación suroeste A-A' y sureste B-B' de C2 y sus respectivas evoluciones segun batimetría (b y c).	38
25.	(a) Mareógrafo virtual al frente de C2. Evoluciones segun espesor de C2 de sus respectivos cortes A-A' y B-B' (b y c).	38
26.	Representación 3D de la caída de C3.	39
27.	(a) Corte transversal A-A' de C3 en dirección noroeste junto a su respectiva evolución segun batimetría y segun espesor (b y c), además del mareógrafo virtual ubicado en su frente de caída (d).	40
28.	Representación 3D de la caída de C4.	41
29.	(a) Corte transversal A-A' de C3 en dirección norte junto a su respectiva evolución segun batimetría y segun espesor (b y c), además del mareógrafo virtual ubicado en su frente de caída (d).	42
30.	Representación 3D de las caídas de C5.	43
31.	(a) Cortes transversales de la primera caída noreste A-A' y segunda caída norte B-B' de C5 junto a sus respectivas evoluciones segun batimetría (b y c).	44
32.	(a) Mareógrafo virtual al frente de C5. Evoluciones segun espesor de las respectivas caídas A-A' y B-B' de C5 (b y c).	45
33.	Representación 3D de las caídas de C6.	45
34.	(a) Corte transversal A-A' de C6 en dirección noreste junto a su respectiva evolución segun batimetría y espesor (b y c), además del mareógrafo virtual en ubicado en su frente (d).	47
35.	Representación 3D de las direcciones de caída de CN5.	48
36.	(a) Cortes transversales de la primera caída en dirección suroeste A-A' y segunda caída en dirección suroeste B-B' de CN5 junto a sus respectivas evoluciones segun batimetría (b y c).	49
37.	(a) Mareógrafo virtual al frente de CN5. Evoluciones segun espesor de las respectivas caídas A-A' y B-B' (b y c).	50
38.	Representación 3D de las caídas de E1.	50
39.	(a) Corte transversal A-A' de C4 en dirección norte junto a su respectiva evolución segun batimetría y espesor (b y c), además del mareógrafo virtual ubicado en su frente (d).	52
40.	Señales de tsunami y sus respectivos espectros de frecuencias para modelo DTS (figura 40a y 40c) y para modelo EQ (figura 40b y 40d) en Wani.	54
41.	Ubicación de Wani respecto a las deformaciones iniciales.	55
42.	Señales de tsunami y sus respectivos espectros de frecuencias para modelo DTS (figura 42.a y 42.c) y para modelo EQ (figura 42.b y 42.d) en Pantoloan.	56
43.	Ubicación de Pantoloan respecto a las deformaciones iniciales.	57
44.	Señales de tsunami y sus respectivos espectros de frecuencias para modelo DTS (figura 43.a y 43.c) y para modelo EQ (figura 43.b y 43.d) en Dupa.	58
45.	Ubicación de Dupa respecto a las deformaciones iniciales.	59
46.	Señales de tsunami y sus respectivos espectros de frecuencias para modelo DTS (figura 44.a y 44.c) y para modelo EQ (figura 44.b y 44.d) en KN Hotel.	60

47.	Ubicación de KN Hotel respecto a las deformaciones iniciales.	61
48.	Señales de tsunami y sus respectivos espectros de frecuencias para modelo DTS (figura 45.a y 45.c) y para modelo EQ (figura 45.b y 45.d) en Talise.	62
49.	Ubicación de Talise respecto a las deformaciones iniciales.	63
50.	Señales de tsunami y sus respectivos espectros de frecuencias para modelo DTS (figura 46.a y 46.c) y para modelo EQ (figura 46.b y 46.d) en West Palu.	64
51.	Ubicación de West Palu respecto a las deformaciones iniciales.	65
52.	Señal acoplada en las 6 localidades de estudio.	67
53.	Efecto oscilatorio de la señal EQ sobre la señal DTS visible en la señal acoplada de Dupa.	69
54.	Diferencia de alturas para modelos de terremoto como mecanismo de generación.	72
55.	Diferencia de alturas para modelos de DTS como mecanismo de generación.	73
56.	Comparación de señales de ola para el modelo DTS (azul) y EQ (verde) de esta investigación junto a las señales de ola inferidas de datos observados por Carvajal et al., [7] (rojo).	78
57.	Comparación de señales de ola para el modelo acoplado de esta investigación (azul) junto a las señales de ola inferidas de datos observados por Carvajal et al., [7] (rojo).	79
58.	Diferencia de alturas para resultados de modelo acoplado junto con datos observados.	80

1. Introducción.

Durante las últimas 2 décadas, el interés por la comunidad científica de estudiar los tsunamis ha ido en aumento, con la finalidad de resolver diferentes interrogantes, como por ejemplo el por qué se genera un tsunami. Como es sabido, un tsunami consiste en un fenómeno geofísico en el cual agentes externos interactúan con cuerpos de agua a gran escala, rompiendo el estado de equilibrio, donde gracias a fuerzas restauradoras, se generan ondas de gravedad u olas de tsunami. Al agente externo es lo que se conoce como mecanismo de generación, que consiste en el agente externo encargado de producir un tsunami.

Algunos ejemplos de mecanismos de generación puede ser el terremoto de magnitud momento $M_w=8.8$ frente a la costa de la región del Maule del año 2010, que debido a la deformación del fondo marino, generó un tsunami que azotó en su mayor parte a la costa chilena, gran parte del Océano Pacífico y costas japonesas (Fritz et al., 2011 [1]; Kato et al., 2011 [2]) o los deslizamientos de tierra submarinos (DTS) gatillados por el terremoto de Palú en el año 2018.

El archipiélago de Indonesia cuenta con un amplio historial de eventos de tsunami, con sucesos que datan desde el siglo XVII. Dentro de esta lista, la *National Oceanic and Atmospheric Administration* [3], ha logrado identificar diferentes tsunamis con su respectivo mecanismo de generación, entre estos terremotos, deslizamientos de tierra y volcanes como los principales. Es posible estimar que para esta zona, los terremotos conforman alrededor del 80 % como mecanismo de generación, los deslizamientos de tierra alrededor del 10 % y finalmente los volcanes alrededor del 10 %. Uno de los mayores eventos de tsunami registrado hasta la fecha en Indonesia fue el que se produjo el año 1883, como consecuencia de la erupción del volcán Krakatoa, el cual dejaría un total de 36.000 fatalidades (Choi et al., 2003 [4]). Paris et al., 2012 [5] lista varios mecanismos de generación en torno a este tsunami, tales como terremoto, deslizamientos de tierra, erupción volcánica, colapsos de calderas del volcán, flujos piroclásticos, entre otros (Paros et al., 2012[5]). Debido a esto, puede decirse que los eventos de tsunami pueden darse por uno o más procesos.

En el 28 de septiembre de 2018, se registró un terremoto de magnitud momento M_W 7.5, con su epicentro a 72 kilómetros al norte de la bahía de Palú en Indonesia, con coordenadas en [119,84°E; 0,25°S] y alrededor de 20 kilómetros de profundidad ([6]). Según videos de testigos y observaciones presentadas por Carvajal et al., 2019 [7], se notó la ocurrencia de diferentes procesos geofísicos como consecuencia del terremoto, entre estos deslizamientos de tierra, tsunami y licuefacción del suelo en la bahía, afectando diferentes localidades del sector, siendo algunos poblados y otros totalmente deshabitados. Según información extraída de la *Indonesian National Disaster Management Agency* y presentada por Mikami et al., 2019 [8], se registró un total

de 2021 fatalidades y 1373 desapariciones como consecuencia del evento. Uno de los procesos que más llamo la atención fue el evento de tsunami, que debido a sus características, resultó pertinente estudiar la teoría y mecanismos que lo generaron.

Dentro de las investigaciones respecto al tsunami de Palú, los autores han enfocado sus trabajos en inferir qué mecanismo lo generó, debido a las inusuales características de las olas observadas. Por esto, se han propuesto 2 mecanismos, el primero y menos aceptado: por terremoto, y el segundo y más aceptado: por deslizamientos de tierra tanto submarinos como subaéreos. Para el caso del tsunami de Palú, los investigadores se han inclinado a considerar los deslizamientos de tierra como posible mecanismo de generación, dando mayor énfasis a los del tipo submarino que a los subaéreos (Sepúlveda et al., 2020 [9], Aranguiz et al., 2020 [10]; Carvajal et al., 2019 [7], Nagai et al., 2021 [11], Heidarzadeh et al., 2019 [12], Nakata et al., 2020 [13], Takagi et al., 2019 [14]). Se dio con esta conclusión gracias a diferentes estudios que se llevaron a cabo en la bahía, que consistieron principalmente en estudios de topografía y batimetría para estados pre y post evento, estudios de campo, testimonios de habitantes que presenciaron el evento e inferencias a través de imágenes y videos amateur tomados durante la ocurrencia del tsunami.

Ha habido estudios que consideran deslizamientos subaéreos como mecanismo generador, el estudio de Takagi et al., 2019 [14] muestra estados pre y post tsunami en sectores costeros de la bahía de Palu, donde son visibles los daños causados por corrimientos de tierra claramente subaéreos en diferentes sectores poblados. También hay quienes consideran una combinación de deslizamientos subaéreos y submarinos, como por ejemplo el trabajo de Pakoksgun et al., 2019 [15]. Aun así, las comparaciones entre las contribuciones de deslizamientos aéreos y deslizamientos submarinos no es la misma, donde el primer mencionado tiende a subestimar los datos observados del tsunami de Palú (Pakoksung et al., 2019 [15]). En esta investigación se consideran únicamente deslizamientos del tipo submarino, debido a que como se menciona en el párrafo anterior, la mayoría de investigaciones están enfocadas hacia este tipo de deslizamientos, por lo que la lista de resultados disponibles para comparar resulta ser mas extensa a diferencia de la que considera deslizamientos del tipo de subaéreos, además que de esa forma, se busca evitar la subestimación de resultados mencionada por Pakoksgun et al., 2019 [15] para el modelo empleado.

1.1. Configuración geográfica.

La zona de estudio corresponde a la Isla Central de Sulawesi, más específicamente a la bahía de Palú (figuras 1a y 1b respectivamente).

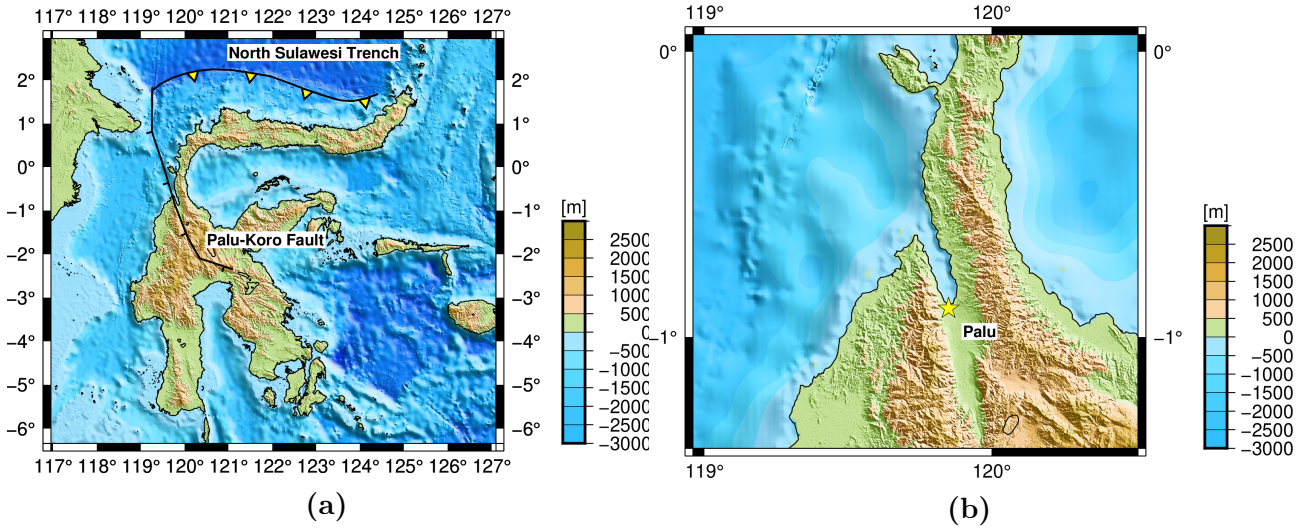


Figura 1: Mapas topo batimétricos generados con *Generic Mapping Tools* con escala en metros [m].(a) Isla Central de Sulawesi junto a la fosa norte de Sulawesi y la falla de Palú-Koro.(b) Desembocadura del río Palú. Ubicación de la localidad de Palú marcada en la estrella Amarilla.

La Isla Central de Sulawesi [$121^{\circ}E$; $2^{\circ}S$] (figura 1a) corresponde a una de las cuatro Islas mayores de la Sonda junto con las Islas de Borneo, Java y Sumatra, todas estas pertenecientes a la República de Indonesia. Con una superficie de alrededor de $180.681[km^2]$, se posiciona como la undécima isla más grande del mundo entre las Islas Ellesmere de Canadá e Isla del Sur de Nueva Zelanda [16]. Ubicada en el punto triple de unión de la placa del Pacífico, Australiana y de Eurasia, se caracteriza por ser altamente sísmica, donde la variedad de eventos sísmicos, en su mayoría, no bajan de los 4.5 en magnitud momento y tampoco superan los 30 kilómetros de profundidad. En la isla se puede identificar la falla transformante altamente activa de Palú-Koro, desde el noroeste hacia el sureste con una extensión total de 220 kilómetros en conjunto con la fosa de subducción de Sulawesi norte (Carvajal et al., 2019[7], Patria et al., 2020[17]). Dentro de esta isla está contenida la localidad de Palú, ubicada al noroeste de la isla Central de Sulawesi en la desembocadura del río Palú junto al estrecho de Macasar [$119,87^{\circ}E$; $0,89^{\circ}S$] (figura 1b), con una población aproximada de 335.297 habitantes según el censo realizado el 2010 por la Agencia de Estadísticas Provincial de Sulawesi Central.

En términos del evento de tsunami, es sabido que el terremoto fue uno de los candidatos involucrados en la generación de olas, al igual que con los deslizamientos de tierra, aun así, este

último sigue en estudio debido a la gran variedad de observaciones disponibles en la literatura que permiten considerar diferentes fuentes de caída. Los trabajos de Takagi et al., 2019 [14], Heidarzadeh et al., 2019 [12] y diferentes medios de divulgación científica enuncian gran parte de observaciones. Algunos ejemplos claros de estas observaciones son mostradas en las figuras 2 y 3.

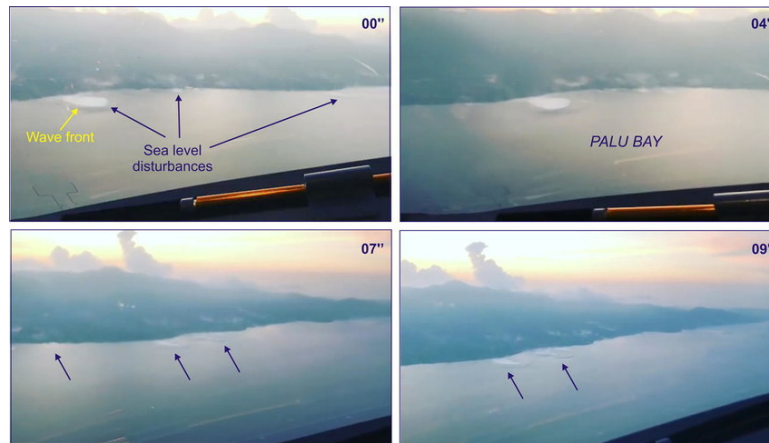


Figura 2: Extractos de vídeos in situ del evento. La imagen muestra la perspectiva de un piloto de avión que recorría la extensión norte-sur de la bahía durante el evento de tsunami, de lo que sería presuntamente un deslizamiento submarino. Extraído de Heidarzadeh et al., 2019 [12].



Figura 3: Imagen satelital de alta definición mostrando los daños causados por un deslizamiento subaéreo gatillado por el terremoto. Extraído de DigitalGlobe. The Landslide Blog. Ultimo acceso Abril 12, 2022.

Estas observaciones y muchas más disponibles en la literatura, han despertado el interés de esta investigación en estudiar todos los elementos involucrados en el tsunami de Palú, con el objetivo de realizar un análisis preciso respecto a su comportamiento y sus fuentes de generación.

1.2. Configuración geológica.

La bahía de Palú se presenta gran variedad en términos de tipos de suelo, que se distribuyen en zonas sur, norte, este y oeste, tanto para su costa como para los alrededores de la bahía. Están principalmente compuestos por rocas sedimentarias del Holoceno y rocas volcánicas. El tipo de sedimento predominante en la costa de la Bahía son arena, grava, limo y combinaciones de éstos, que se caracterizan por ser suelos no cohesivos, formados principalmente en ríos, deltas fluviales y entornos de aguas poco profundas [18]. Fuera de la costa, estudios han identificado la presencia de rocas plutónicas y metamórficas, gracias a la actividad magnética presente en la isla de Sulawesi [19]. Hasta la fecha, no se tienen estudios respecto al tipo de suelo submarino en la bahía de Palu [20].

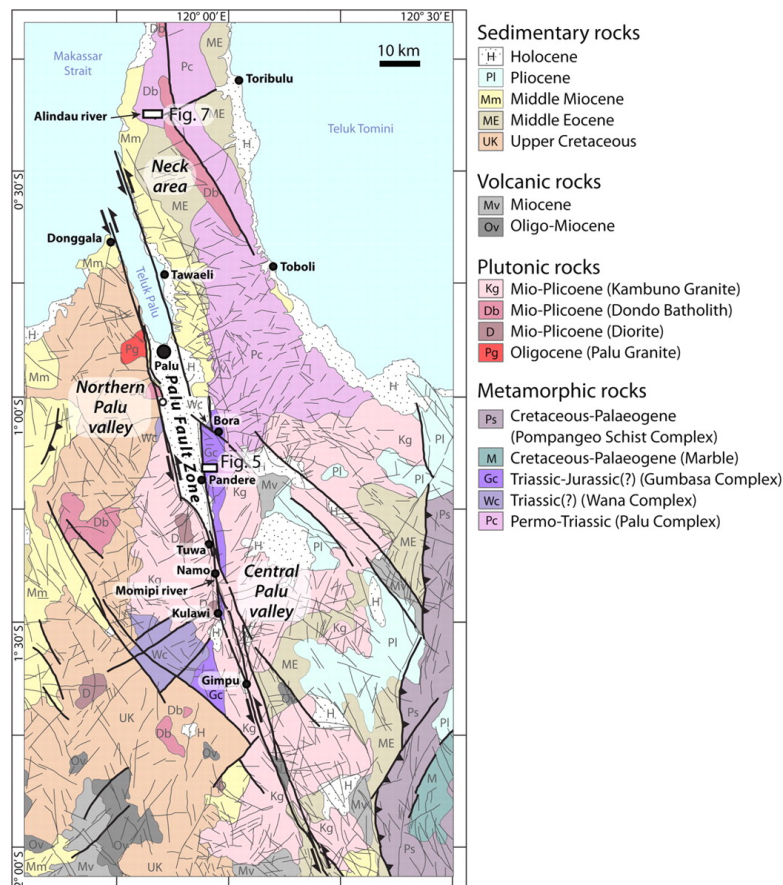


Figura 4: Clasificaciones del tipo de suelo en el noroeste de la isla de Célebes. Autor: Watkinson et al., 2011 [19].

2. Hipótesis y objetivos.

La hipótesis a comprobar consiste en que **los deslizamientos de tierra submarinos tienen mayor contribución a la generación de olas para el tsunami de Palú del 2018.**

El objetivo general del estudio consiste en analizar la importancia relativa de los mecanismos de generación de tsunami por terremoto y por deslizamientos de tierra a través del análisis de sus alturas máximas. Estas ultimas se obtendrán empleando los softwares de modelacion numérica COMCOT 1.7V para el tsunami generado por terremoto y VolcFlow Tsunami para el tsunami por deslizamientos de tierra, donde los resultados serán comparados con otras investigaciones referidas al tema.

Los objetivos específicos consisten en:

- Utilizar un modelo numérico de simulación para un tsunami generado únicamente por el terremoto de Palú y otro generado por la caída de 8 deslizamientos de tierra submarinos, ajustando las dimensiones y parámetros reológicos de cada masa.
- Obtener evoluciones espacio temporales de los deslizamientos propuestos, señales de mareógrafo para un modelo de tsunami por terremoto, señales de mareógrafo para un modelo de tsunami por deslizamientos de tierra submarino y una combinación de ambos.
- Interpretar y analizar las señales segun sus alturas máximas alcanzadas, periodos y tiempos de arribo, comparando de forma paralela los resultados de alturas máximas obtenidos con resultados de otros trabajos, separando los modelos de terremoto y los modelos de deslizamientos.

3. Marco Teórico.

3.1. Teoría de Tsunami.

Los tsunamis son fenómenos geofísicos que ocurren como consecuencia de la interacción de cuerpos de agua a gran escala con agentes externos, alterando el estado de equilibrio y generando olas de tsunami u ondas de gravedad debido a fuerzas restauradoras. Entre estos agentes, la causa más común de tsunami son los eventos sísmicos, en donde la inmensa liberación de energía producida por el desacople de placas tectónicas, deforma el suelo oceánico, haciendo que las masas de agua que se encuentren sobre de éste se desplacen tanto mar abierto como cerca de las costas terrestres. Por otro lado, y menos frecuentes que los generados por terremoto, existen los agentes que comprenden deslizamientos de tierra, mecanismos volcánicos (erupciones, colapsos de caldera, entre otros) y mecanismos meteorológicos. Para efectos de esta investigación, se centrará en los tsunami generados por terremoto y por deslizamientos de tierra submarinos.

3.1.1. Tsunami por deslizamientos de tierra.

Se entiende por deslizamiento de tierra al proceso en el cual masas compactas de diversos materiales caen súbita o lentamente en pendientes sobre las cuales reposan, donde estas últimas son lo suficientemente inclinadas para que, con ayuda de la gravedad, logren una caída a alta velocidad, la cual en ciertos casos puede resultar inofensiva o destructiva. Para que la caída suceda, debe primero existir una desestabilización de la masa que puede darse por dos procesos:

- Características geológicas del material que compone la masa deslizante
- Agentes externos transitorios que pueden actuar directamente o a los alrededores de la masa

En la realidad podemos notar dos tipos de deslizamientos, los del tipo subaéreos y los del tipo submarinos, el primero corresponde a deslizamientos que ocurren sobre la superficie marina y el segundo a deslizamientos que ocurren bajo la superficie marina. Cada uno sigue diferentes patrones de caída, donde el primero sufre alteraciones al chocar con el agua, mientras que el otro sufre alteraciones debido a que se desplaza en el agua. De la investigación de Cruden et al., 1996 [21], se explican brevemente algunos de los procesos generales de caída de estas masas:

- Deslizamientos: caídas hacia abajo de una ladera que ocurre sobre una superficie de ruptura o de falla
- Flujos: movimientos de cuerpos compuestos en su mayoría por agua o líquidos que hace

que se comporten como fluidos.

- Desprendimientos o caídas: caída libre a gran altura de pedazos de roca singulares de un macizo rocoso
- Volcamiento: giro hacia delante de perfiles rocosos verticales sobre un eje de rotación central ubicado en la base del perfil
- Avalanchas: colapso de grandes volúmenes de roca donde durante la caída ocurre un violento proceso de trituración, resultando en pequeños escombros

3.2. Modelación de Tsunami.

3.2.1. Modelo de aguas someras.

Es la base numérica sobre la cual se describen los movimientos de agua y flujos de escombros para los dos softwares mencionados en la sección de objetivos. Corresponden a un set de ecuaciones parciales diferenciales hiperbólicas acopladas que describen el movimiento de un flujo bajo un campo de presión deducidas de las ecuaciones de Navier-Stokes, donde se asume que la escala horizontal es mucho mayor que la escala vertical. Un esquema simple de este modelo es visible en la figura 5.

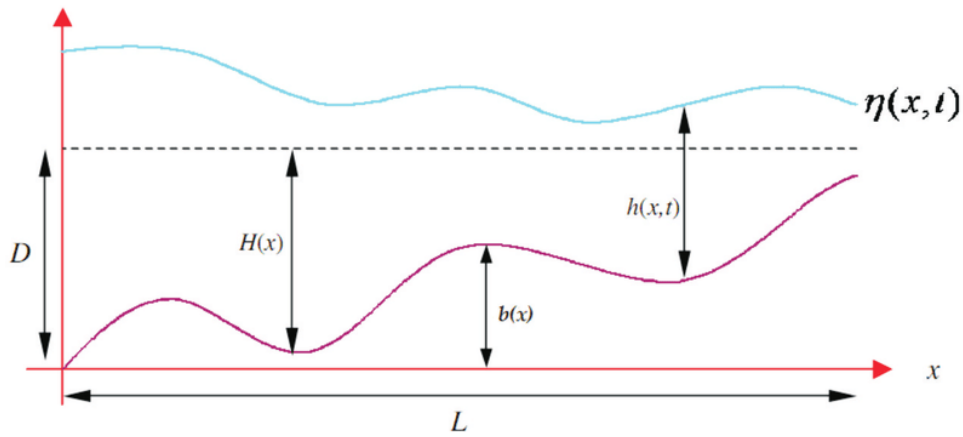


Figura 5: Esquema simple del modelo de aguas someras representado en un sistema de referencia 2D (Setiyowati et al., 2019 [22]).

Matemáticamente, puede ser expresado como:

$$\frac{\partial(\rho\eta)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho\eta u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho\eta v)}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial(\rho\eta u)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\rho\eta u^2 + \frac{1}{2}\rho g\eta^2 \right) + \frac{\partial(\rho\eta uv)}{\partial x} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial(\rho\eta v)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho\eta uv)}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\rho\eta v^2 + \frac{1}{2}\rho g\eta^2 \right) = 0 \quad (3)$$

La ecuación 1 se deriva de la ecuación de continuidad y las ecuaciones 2 y 3 se derivan de la conservación de momentum para la componente x e y respectivamente.

ρ corresponde a la densidad del fluido, η corresponde a la altura de la columna de agua en función de (x, y, t) , (u, v) al vector de velocidad del flujo y g a la aceleración de gravedad terrestre. Para COMCOT1.7v se consideran estas ecuaciones únicamente para describir el comportamiento del tsunami, en cambio, para el caso de Volcflow Tsunami se consideran para describir tanto el comportamiento del deslizamiento (que se asume como fluido) y para el comportamiento del tsunami.

3.2.2. COMCOT1.7v

Desarrollado por Xiaoming Wang (Wang et al., 2009 [23]), *Cornell Multi-grid Coupled Tsunami model* o por sus siglas COMCOT1.7v, es un software de modelación de tsunami que utiliza el modelo de aguas someras en su forma lineal y no lineal tanto en coordenadas esféricas como cartesianas para resolver la propagación de olas de tsunami para diferentes mecanismos de generación.

- Modelo de aguas someras lineal en coordenadas esféricas implementado en COMCOT1.7v:

$$\frac{\partial\eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left(\frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial \cos \varphi Q}{\partial \varphi} \right) = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad (4)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ = 0 \quad (5)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} - fP = 0 \quad (6)$$

Donde la ecuación 4 representa el balance de masa y las ecuaciones 5 y 6 representan el balance de momentum para ambas componentes (longitud y latitud). Podemos notar los siguientes elementos:

- η : Elevación superficial del agua.
- (P, Q) : flujo de volumen en dirección latitudinal (φ) y longitudinal (ψ).
- R : Radio de la tierra.
- g : Aceleración de gravedad.
- h : Profundidad del agua en cada punto.
- f : Efecto Coriolis.

Donde f se representa como:

$$f = \Omega \sin \varphi \quad (7)$$

Con Ω como la frecuencia angular de la tierra y φ como la latitud.

El método numérico que resuelve estas ecuaciones es el de diferencias finitas escalonada, utilizado para discretizar ecuaciones diferenciales y facilitar el desarrollo de problemas parciales, tal como lo son las ecuaciones de aguas someras. Lo que se busca es resolver la elevación de la superficie de agua η y los flujos de volúmenes P y Q en el centro y en los bordes de una celda de grilla.

3.2.3. VolcFlow Tsunami.

Desarrollado por Karim Kelfoun, VolcFlow Tsunami utiliza métodos numéricos para resolver la propagación de tsunami desencadenados únicamente por flujos de escombros, es por esto que en las ecuaciones implementadas, caracteriza tanto la propagación del tsunami como del deslizamiento de tierra (el cual puede ser subaéreo o submarino), incluyendo los parámetros reológicos de los deslizamientos en la resolución de estas ecuaciones.

- Volcflow: Caracterización del deslizamiento de tierra.

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(hu_x) + \frac{\partial}{\partial y}(hu_y) = 0 \quad (8)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(hu_x) + \frac{\partial}{\partial x}(hu_x^2) + \frac{\partial}{\partial y}(hu_xu_y) = gh \sin \alpha_x - \frac{\kappa}{2} \frac{\partial}{\partial x}(gh^2 \cos \alpha) + \frac{\tau_x}{\rho} \quad (9)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(hu_y) + \frac{\partial}{\partial y}(hu_y^2) + \frac{\partial}{\partial x}(hu_yu_x) = gh \sin \alpha_y - \frac{\kappa}{2} \frac{\partial}{\partial y}(gh^2 \cos \alpha) + \frac{\tau_y}{\rho} \quad (10)$$

Donde la ecuación 8 representa la conservación de la masa y las ecuaciones 9 y 10 la conservación de momentum para las componentes horizontal y vertical respectivamente. De esto se identifican los siguientes elementos de cálculo:

- (u_x, u_y) : Velocidad de la masa para ambas componentes.
 - h : Espesor de la masa.
 - ρ : Densidad de la masa.
 - κ : Coeficiente de presión.
 - α : Función de la pendiente del talud.
 - $\tau_{x,y}$: Estrés de la masa para ambas componentes.
- Volcflow: Caracterización del tsunami.

$$\frac{\partial h_w}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(h_w u_x) + \frac{\partial}{\partial y}(h_w u_y) = 0 \quad (11)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(h_w v_x) + \frac{\partial}{\partial x}(h_w v_x^2) + \frac{\partial}{\partial y}(h_w v_x v_y) = gh_w \sin \beta_x - \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial x}(gh_w^2 \cos \beta) + \frac{R_x}{\rho_w} - 3 \frac{\mu_w}{\rho_w h_w} v_x \quad (12)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(h_w v_y) + \frac{\partial}{\partial y}(h_w v_y^2) + \frac{\partial}{\partial x}(h_w v_y v_x) = gh_w \sin \beta_y - \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial y}(gh_w^2 \cos \beta) + \frac{R_y}{\rho_w} - 3 \frac{\mu_w}{\rho_w h_w} v_y \quad (13)$$

Donde la ecuación 11 representa la conservación de la masa y las ecuaciones 12 y 13 representan la conservación de momentum para ambas componentes (horizontal y vertical). Podemos notar los siguientes elementos:

- (v_x, v_y) : Velocidad del agua para ambas componentes.
- h_w : Espesor del agua.
- ρ : Densidad del agua.
- β : Ángulo del suelo oceánico según la topografía inicial.
- μ : Viscosidad del agua.

3.2.4. Condición de Courant.

La condición Courant-Friedrichs-Levy (CFL) es una condicional matemática de convergencia aplicada en la resolución de ecuaciones diferenciales parciales. Esta exige que los algoritmos de resolución no tengan un paso temporal más rápido que su paso espacial (Courant et al., 1928 [24]). Es utilizada por ambos softwares y se expresa matemáticamente como:

$$C = \frac{\Delta t}{\Delta x/u} \quad (14)$$

Donde

- C =Número de Courant
- Δt =Variación temporal [s]
- Δx =Variación espacial [m]
- u =Velocidad [m/s]

En el caso de la teoría y modelación de tsunami, este número debe ser adecuado para las olas de tsunami, donde tenemos que la velocidad de una ola de tsunami es:

$$u = \sqrt{gh} \quad (15)$$

Con h como la profundidad del agua. Según esta expresión de velocidad u , el número de Courant resultaría:

$$C = \frac{\Delta t}{\Delta x/\sqrt{gh_{max}}} \quad (16)$$

Con g como la aceleración de gravedad terrestre y h_{max} como la profundidad máxima del mar del mapa batimétrico.

3.2.5. Vista general de deslizamientos subaéreos.

Se muestra un esquema simple representando la variedad de parámetros existentes durante el proceso de generación de tsunami por deslizamiento subaéreo, propuesto por Heller et al., 2014 [25] mediante el esquema de la figura 6.

Considerando el esquema anterior podemos definir los elementos presentados tanto para el

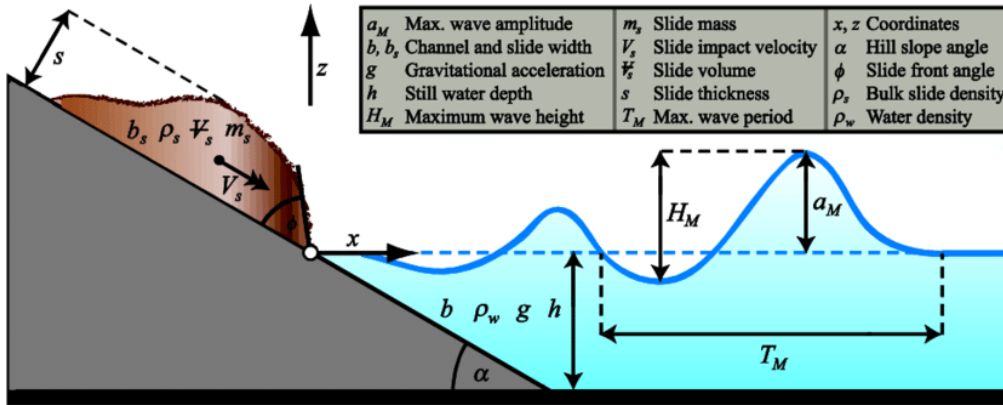


Figura 6: Modelo general para deslizamientos de tierra subacuáticos. Heller et al., 2014 [25]

agua como para el deslizamiento, así como también elementos propios del entorno sobre el cual interactúan. Para la masa tenemos:

- b_s = Ancho
- ρ_s = Densidad
- s = Volumen
- m_s = Masa
- V_s = Velocidad
- ϕ = Ángulo frontal
- s = Grosor

Para el agua tenemos:

- b = Ancho
- ρ_w = Densidad
- h = Profundidad de reposo

Del entorno tenemos:

- α = Ángulo de la pendiente
- g = Gravedad

Al interactuar estos dos, se aprecian los siguientes elementos:

- a_M = Amplitud máxima de ola

- H_M = Altura máxima de ola
- T_M = Periodo máximo de ola

En términos generales, el proceso de generación de tsunami por deslizamiento subaéreo consiste primeramente en la desestabilización de la masa, la cual por efectos de la gravedad, cae a gran velocidad hacia el cuerpo de agua bajo la pendiente, esto genera el hundimiento de la columna de agua inicialmente afectada, que por efectos de la misma gravedad como fuerza restauradora, vuelve al estado de equilibrio levantando la misma columna de agua afectada.

3.2.6. Vista general de deslizamientos submarinos.

El esquema de la figura 7 propuesto por Watts et al., 2003 [26] muestra la vista general para deslizamientos de tierra en el caso de que sean submarinos.

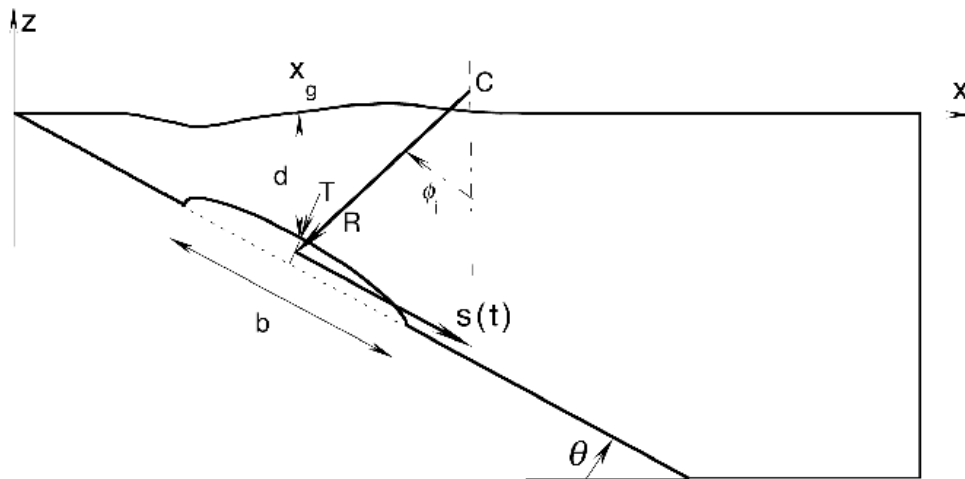


Figura 7: Vista general para deslizamientos de tierra submarinos. Watts et al., 2003 [26]

Considerando que la masa reposa inicialmente bajo el agua, las condiciones iniciales del problema son totalmente diferentes, esto debido a los efectos de la boyantes, la masa añadida, la densidad aparente de la masa, entre otros, es por esto que se definen nuevos grupos de ecuaciones que describen el problema:

$$s(t) = s_0 \left[1 - \frac{t}{t_0} \right] \quad (17)$$

$$a_0 = 0,15g\Delta\phi \quad (18)$$

$$u_{max} = 0,27\Delta\phi\sqrt{Rg} \quad (19)$$

$$s_0 = 1,84\sqrt{\frac{R}{g}} \quad (20)$$

$$t_0 = 3,87\sqrt{\frac{bd}{\sin\theta}} \quad (21)$$

Donde la ecuación (17) representa el movimiento del centro de masa del deslizamiento, (18) la aceleración inicial, (19) la velocidad terminal teórica, (20) distancia de movimiento característica y (21) al tiempo de movimiento característico.

3.3. Modelación de terremoto y método de Okada.

Propuesto por Yoshimitsu Okada en el año 1985, el método de Okada es un modelo numérico que calcula mediante formulas analíticas el deslizamiento producido por la dislocación de un terremoto en un semiplano elástico. Este deslizamiento se puede representar como deformaciones superficiales de componentes norte-sur, este-oeste y vertical. Se enuncian 3 suposiciones generales para la utilización del modelo:

- La superficie terrestre como un medio perfectamente elástico, que indica la aparición de fuerzas restauradoras cuando se rompe el estado de equilibrio
- Distribución de deslizamientos uniforme en las subfallas que componen el semiplano.
- Se utilizan funciones de Green integradas para obtener los movimientos verticales y dar con la distribución de deformación superficial en un plano horizontal

La metodología que emplea el modelo consiste en dividir semiplanos de falla en mallas rectangulares, donde estas pueden tener orientaciones y deslizamientos diferentes entre si, de modo que puedan ser sumadas para dar con el resultado final de deformación en la superficie. Gracias a este último procedimiento, se le considera un método lineal, ya que la deformación resultante es independiente de la cantidad de subfallas en la que se divide la falla original.

El esquema presentado por Aranguiz et al., 2013 [27] en la figura 8 representa el problema.

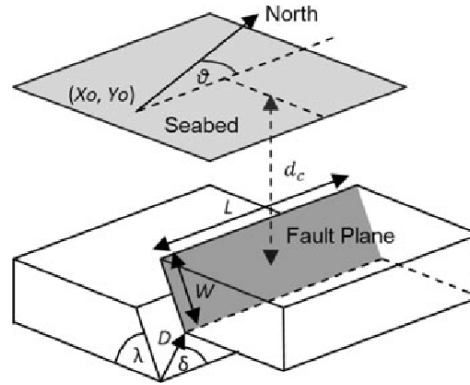


Figura 8: Esquema general de parámetros necesarios para el cálculo de Okada, presentado por Aranguiz et al., 2013 [27].

De la figura 8, se identifican los parámetros necesarios para el calculo:

- L = Largo del plano de falla [m].
- W = Ancho del plano de falla [m].
- d_e = Profundidad focal [m].
- (x_0, y_0) = Coordenadas de punto central de referencia de cálculo (epicentro) [m].
- D = distancia de desplazamiento [m].
- λ = Ángulo de *Dip* [°].
- θ = Ángulo de *Strike* [°].
- δ = Ángulo de *Rake* [°].

3.4. Reología.

La reología corresponde a la rama científica encargada de estudiar los flujos y deformaciones que sufren los materiales únicamente por fuerzas tangenciales o de cizalle y axiales. Estos efectos son expresados en modelos matemáticos que consideran un amplio abanico de parámetros reológicos:

- $\vec{u}$ = Vector de velocidad del flujo [m/s]
- μ = Viscosidad dinámica del flujo [$N \cdot s/m^2$]
- θ = Ángulo de caída del flujo [°]
- ρ = Densidad del flujo [kg/m^3]

- h = Espesor del flujo $[m]$
- φ_{int} = Ángulo de fricción interna $[^\circ]$
Ángulo máximo sobre el cual los gránulos de un material se mantienen en reposo entre si.
- φ_{bed} = Ángulo de fricción basal $[^\circ]$
Ángulo máximo sobre el cual todo el material granular se mantiene en reposo respecto a la superficie en la que se sitúa.
- Cohesión = Cuantificación de la unión entre partículas que conforman un flujo $[kPa]$

Con los parámetros mencionados, se han ajustado varios modelos reológicos, el primero de ellos propuesto por Isaac Newton que mediante estudios de viscosidad y deformación, logra dar con la siguiente relación:

$$\vec{\tau} = \mu \frac{\partial u}{\partial y} \quad (22)$$

Donde establece que las deformaciones del fluido $\vec{\tau}$ son directamente proporcionales a la viscosidad de este μ y a su velocidad $\frac{\partial u}{\partial y}$. De este modelo reológico se derivan 5 modelos más:

3.4.1. Modelo reológico de Coulomb.

Diseñado principalmente para modelar flujos granulares y comúnmente utilizado en flujos piroclásticos y corrientes de lava. Es proporcional a la densidad del flujo, la pendiente de caída, el espesor del flujo y el ángulo de fricción basal. Su expresión matemática está definida como:

$$\vec{\tau} = \rho h \tan \varphi_{bed} \left(g \cos \theta + \frac{\vec{u}^2}{r} \right) \frac{\vec{u}}{||\vec{u}||} \quad (23)$$

3.4.2. Modelo reológico viscoso.

Diseñado para implementar la viscosidad del flujo μ en el modelado de caída. Es directamente proporcional a la viscosidad y a la velocidad, no así con el espesor, el cual es inversamente proporcional al resultado. Su expresión matemática está definida como:

$$\vec{\tau} = 3\mu \frac{\vec{u}}{h} \quad (24)$$

3.4.3. Modelo reológico de Voellmy.

Consiste en la superposición de los modelos de Coulomb junto a un factor $\rho\xi||\vec{u}||^2$, el cual se basa en el coeficiente adimensional de Voellmy ξ . Su expresión matemática está definida como:

$$\vec{\tau} = \rho h \tan \varphi_{bed} \left(g \cos \theta + \frac{\vec{u}^2}{r} \right) \frac{\vec{u}}{||\vec{u}||} + \rho \xi ||\vec{u}|| \vec{u} \quad (25)$$

Diseñado para tener un control en la velocidad de caída del flujo $\vec{u}$, dado por el coeficiente de Voellmy ξ

3.4.4. Modelo reológico plástico.

Modelo independiente del espesor y la viscosidad del flujo. Diseñado para flujos que generen canales de fluencia, como por ejemplo para flujos piroclásticos o flujos de lava, esto debido a la implementación de un esfuerzo cortante mínimo τ_0 . Su expresión matemática está definida como:

$$\vec{\tau} = \tau_0 \frac{\vec{u}}{||\vec{u}||} \quad (26)$$

3.4.5. Modelo reológico de Bingham.

Utiliza una combinación entre el modelo plástico y viscoso, que asume una viscosidad diferente de 0 ($\mu \neq 0$), su expresión matemática está definida como:

$$\vec{\tau} = \tau_0 \frac{\vec{u}}{||\vec{u}||} + 3\mu \frac{\vec{u}}{h} \quad (27)$$

Estos modelos junto a sus sub-modelos (derivados al incluir otro tipo de condiciones iniciales al problema) son explicados en el trabajo de Kelfoun et al., 2011 [28].

4. Metodología.

4.1. Configuración de grillas.

Las grillas utilizadas para la investigación buscan representar la bahía de Palú, ubicada en la isla de Célebes. Principalmente, estas vienen presentadas en formato *.xyz* que corresponde a archivos de 3 columnas donde cada una representa longitud, latitud y altura respectivamente. Transformando estos archivos de 3 columnas a una matriz tridimensional se obtuvo la grilla 3D de interés presentada en la figura 9:

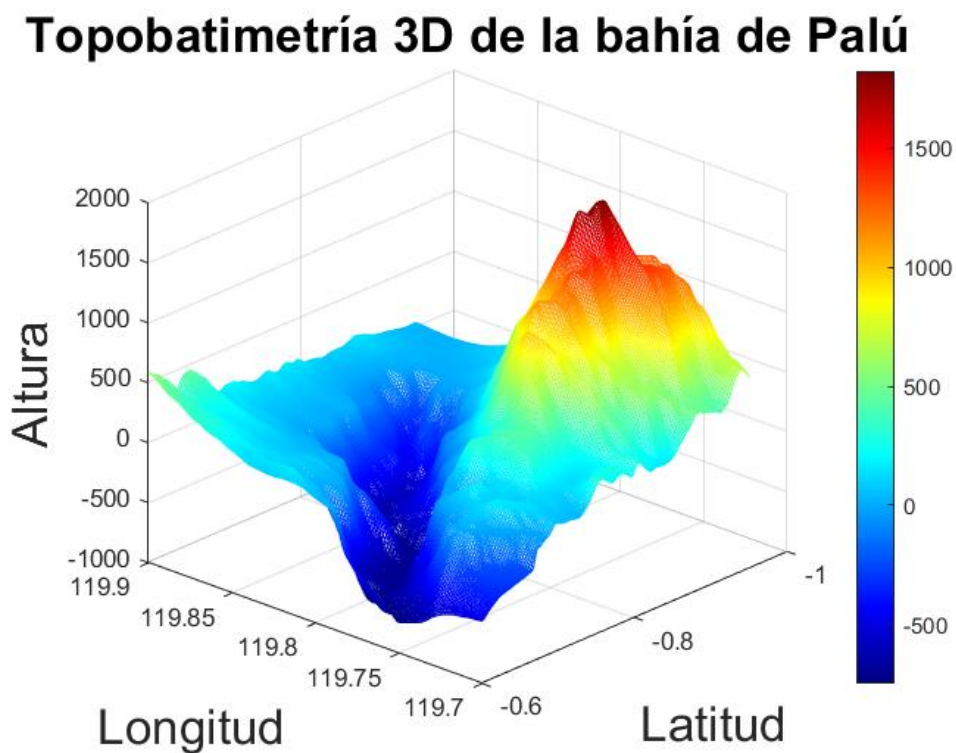


Figura 9: Grilla tridimensional de la bahía de Palú, cortesía de la doctora Maria Ignacia Calisto Burgos (Escala en metros).

Finalmente, la grilla tridimensional de la figura 9 se configura como un mapa 2D sobre el cual se realizan los cálculos, este es presentado en la figura 10.

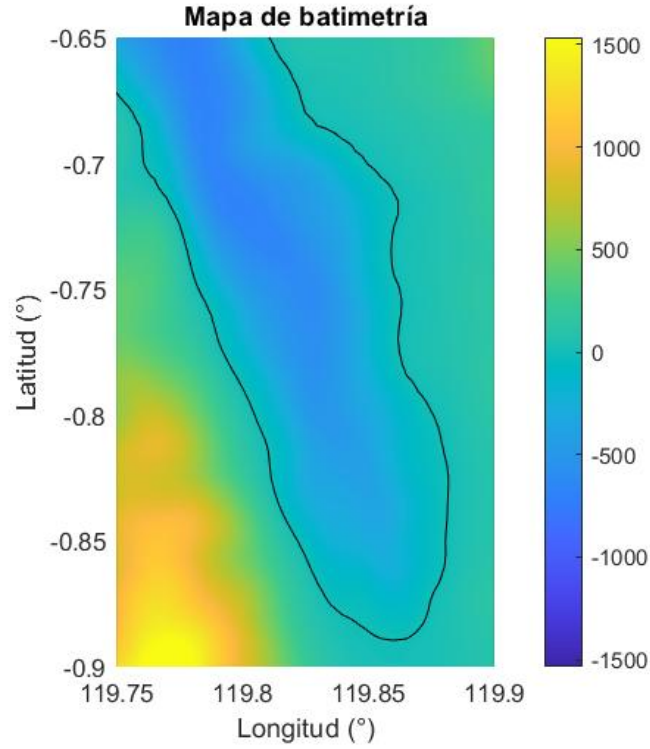


Figura 10: Batimetría de la bahía de Palú con escala de elevación en metros.

La resolución de la grilla de la figura 10 es de $\approx 138[m]$. Las resoluciones utilizadas en ambos softwares son diferentes y se detallan en sus respectivas secciones.

4.2. Deformación de terremoto y método de Okada.

Para el cálculo de la deformación producida por el terremoto, se utiliza el método de Okada con los parámetros de sismo extraídos del USGS (Último acceso 13 de abril, 2022. [6]), los cuales representan una falla heterogénea de la distribución de Slip generada por el terremoto de Palú. Estos son recopilados en la tabla 1.

Extensión en longitud	[119.782 - 119.991]E°
Extensión en latitud	[1.935 - 0.367]S°
Profundidad promedio	32.78 [km]
Deslizamiento máximo	8.45 [m]
Rango de ángulo de Rake	[320.02 - 389.99]°
Ángulo de Strike	358°
Ángulo de Dip	66°
N° de Subfallas en dirección este-oeste	21
N° de subfallas en dirección norte-sur	33
Distancia entre subfallas este-oeste	1.75[km]
Distancia entre subfallas norte-sur	8[km]

Tabla 1: Características del evento sísmico extraídas del USGS [6] que serán usadas en el método de Okada. Último acceso 13-04-2022.

Con esto se obtiene un mapa de las deformaciones verticales generados por el sismo en la extensión de la falla, que será usado como condición inicial en el software COMCOT 1.7v para simular el tsunami por terremoto (figura 11).

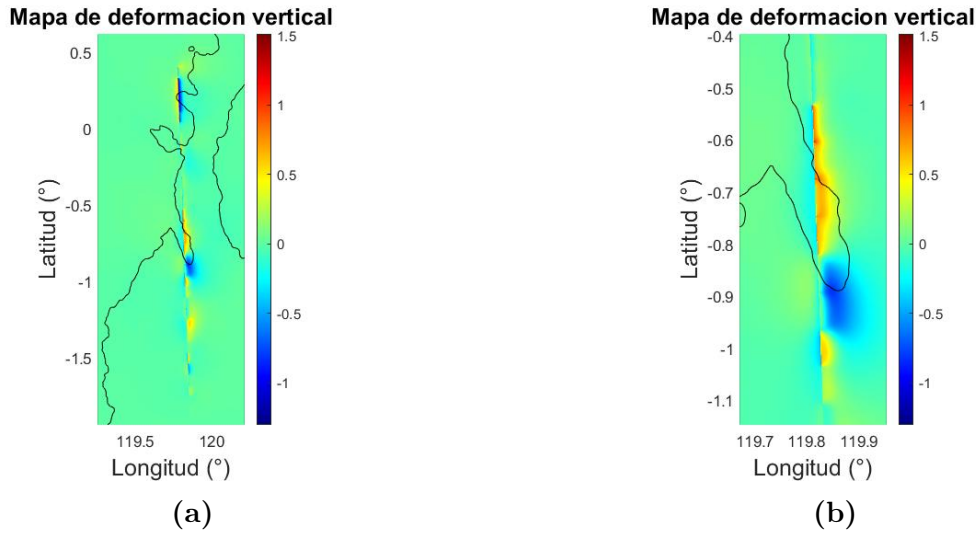


Figura 11: Mapa de deformaciones verticales del terremoto de Palu para la extensión de la falla (a) y en la bahía de Palu (b). Escalas en metros.

Según la figura 11, los desplazamientos verticales oscilan en un rango de 1.5[m] máximo y -0.8[m] mínimo, que en el contexto de terremotos, resultan ser notablemente bajos. Respecto al patrón

de deformación vertical, se nota notan parches de radiación positiva seguida inmediatamente de una radiación negativa y viceversa, esto debido a la naturaleza transformante de la falla.

4.3. COMCOT 1.7v.

La utilización de este software nos permitirá realizar la simulación de tsunami considerando al terremoto como único mecanismo de generación. Para llevar a cabo la simulación del tsunami con COMCOT 1.7v, se utilizarán los resultados de deformación obtenidos con el método de Okada (figura 11) como condicional inicial. A esto le sumamos los parámetros generales de grilla y de cálculo del modelo que son resumidos en la tabla 2.

Sistema coordinado	Esférico
Ecuaciones gobernantes	Lineales
Tamaño de grilla (dx)	0.075 minutos de arco
Paso de tiempo (dt)	0.5 segundos

Tabla 2: Parámetros de grilla y cálculo de modelación.

Debido a la escala espacial donde se realizan los cálculos, se considera un sistema coordinado esférico, además, como en esta investigación no se calculan mapas de inundación, se indican las ecuaciones gobernantes como lineales. El tamaño de grilla y el paso de tiempo serán de 0.075 minutos de arco y 0.5 segundos respectivamente. Finalmente, la modelación se realizará en una ventana de 1800 segundos (media hora) con un paso de 10 segundos entre resultados. Se elige una media hora de modelacion ya que pasado este tiempo no se observan resultados representativos en términos de tsunami.

4.4. Volcflow Tsunami.

Para la utilización de Volcflow Tsunami, se investiga sobre los DTS's ocurridos en la zona durante el evento. Basándonos en la investigación de Nagai et al., 2021 [11], se recopilan 8 fuentes de DTS's previamente identificados mediante estudios de imágenes satelitales para estados pre-evento y post-evento de tsunami. A cada DTS se le asigna un centro geográfico con coordenadas de longitud y latitud, sus dimensiones de largo, ancho, espesor, y su orientación con respecto a un plano de referencia vertical. Para el caso del volumen, este fue calculado automáticamente por el software. Todos estos parámetros de DTS son resumidos en la tabla 3.

Etiqueta	Longitud [E°]	Latitud [S°]	Largo [m]	Ancho [m]	Espesor [m]	Rotación [S°]	Volumen [m^3]
C1	119.819	-0.683	1200	600	6	20	16.8E5
C2	119.865	-0.792	1800	800	8	40	43.8E5
C3	119.870	-0.878	800	400	5	-20	5E5
C4	119.860	-0.883	2000	600	4	90	14.7E5
C5	119.823	-0.846	1600	800	13	40	55.3E5
C6	119.808	-0.802	1800	600	9	30	29.1E5
CN5	119.826	-0.696	1250	625	6.25	80	17.5E5
E1	119.869	-0.855	500	250	5	90	2.03E5

Tabla 3: Parámetros principales de DTS's propuestos por Nagai et al., 2021 [11] y sus volumen calculados por Volcflow Tsunami.

Del trabajo de Nagai et al., 2021 [11], se pudo notar que sus valores calculados de volumen para los 8 DTS's eran menores a los calculados por VolcFlow Tsunami, esto se debe principalmente a la diferencia en las formas que se asumen para los DTS's: el trabajo de Nagai et al., 2021 asume formas elípticas para los DTS, mientras que para esta investigación, se asumieron formas de paralelepípedos debido a limitaciones del modelo. La figura 12 muestra la distribución de los centros geográficos de los DTS's en el mapa de la figura 9.

Para asignarles sus largos y anchos, se emplea un método de arcos de circunferencia donde los radios de estas circunferencias serían tanto largo como ancho, proyectándolos junto al ángulo de orientación según la línea vertical de referencia de la masa especificada en la tabla 3, esto resulta en una distribución de 4 puntos que servirían como esquinas del paralelepípedo. La figura 13 muestra un ejemplo de distribución de 4 puntos para el deslizamiento E1.

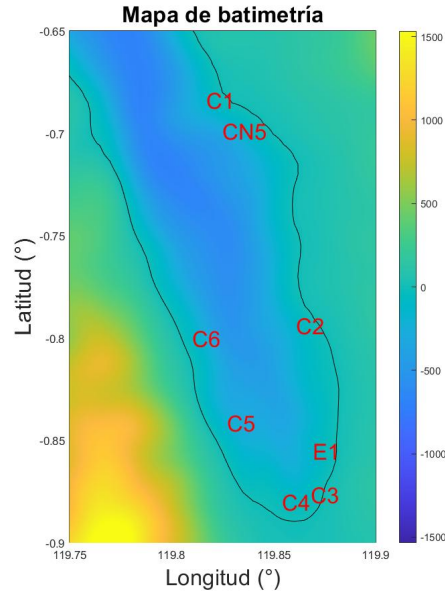


Figura 12: Localización de DTS's en la bahía de Palú.

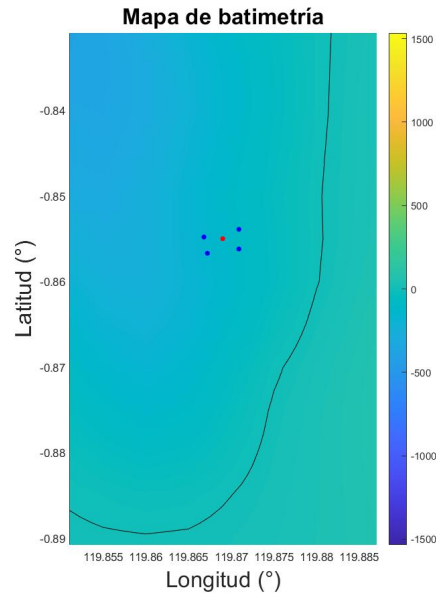


Figura 13: Ejemplo de distribución de 4 puntos del DTS E1.

Se realiza este método para los 7 DTS restantes y se obtiene un mapa con las formas y ubicaciones aproximadas de los 8 DTS's propuestos por Nagai et al., 2021 [11] (figura 14):

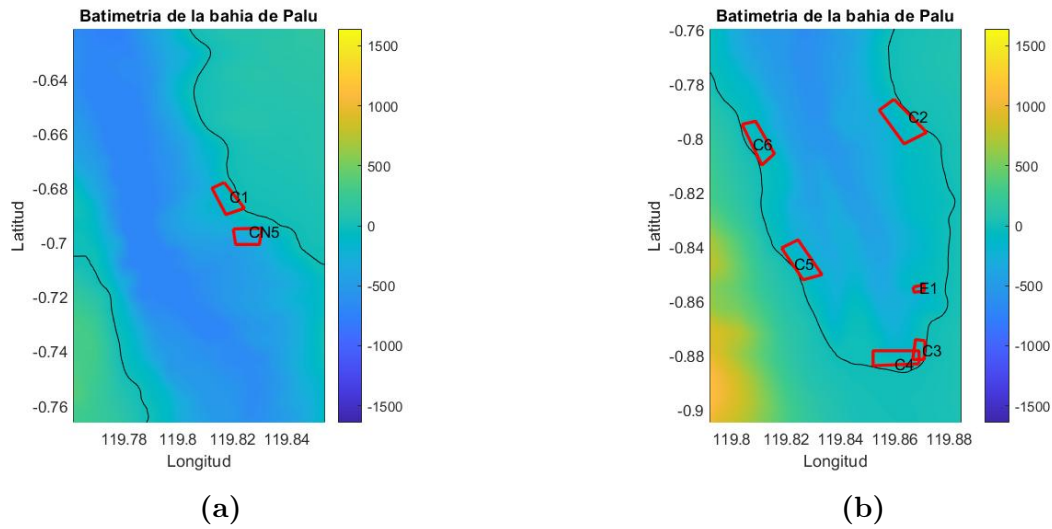


Figura 14: Formas y localizaciones aproximadas de DTS en la bahía de Palú para la zona norte (a) y la zona sur (b).

Para darles el espesor indicado, se ingresan las formas de los DTS a la grilla inicial de Volcflow Tsunami, lo que hace que la superficie indicada de la grilla original, se eleve según el espesor del DTS indicado conservando la forma de la batimetría. La figura 15 muestra un mapa preliminar de Volcflow Tsunami para el modelado de los DTS:

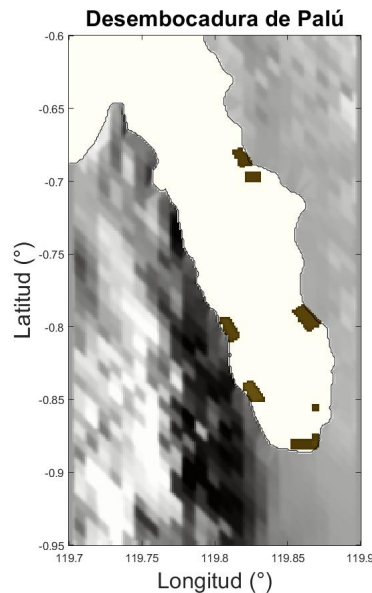


Figura 15: Mapa preliminar de Volcflow Tsunami con los 8 DTS considerados.

Las imágenes de la figura 16 muestran con mayor claridad los DTS en la grilla de modelación

para la zona norte y sur.

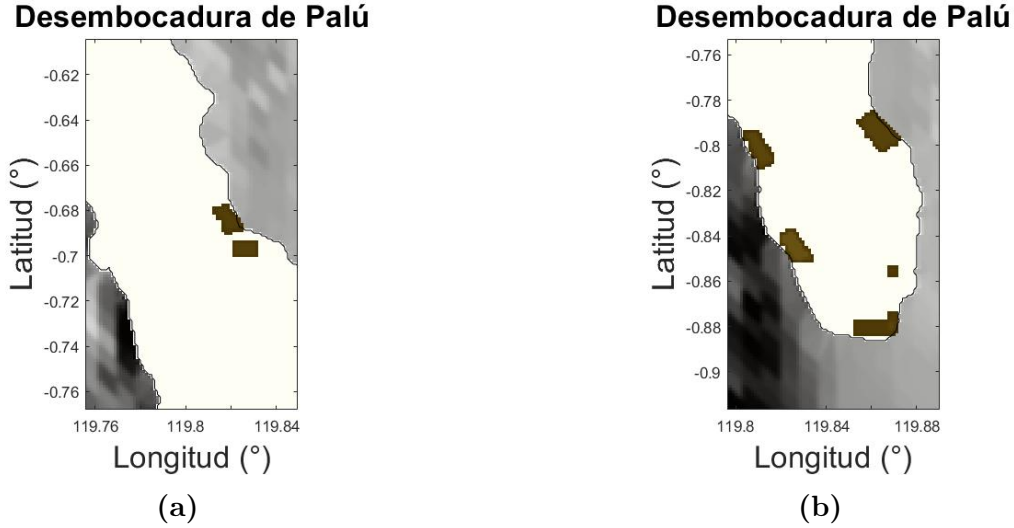


Figura 16: Mapa de DTS en Volcflow Tsunami en la zona norte (a) y sur (b).

Aparte de esto, se especifican los parámetros de cálculo del modelo en la tabla 4. Para los parámetros de cálculo, se usan los similares a la modelación en COMCOTv1.7 considerando igualmente una ventana de tiempo de 1800 segundos (media hora) y un paso entre resultados de 10 segundos.

Paso de tiempo (dt)	0.5 segundos
Tamaño de grilla (dx)	77 metros

Tabla 4: Parámetros de cálculo para la modelacion.

Para el caso del ajuste de reologías de los DTS, se optó por utilizar un modelo de reología plástica. El modelo reológico plástico sera ajustado para la caída y deformación de los DTS, ya que según el estudio de Kelfoum et al., 2011 [28], logra representar correctamente la forma abultada que suelen tomar los frentes de caída de los flujos de escombros. Recordemos que este modelo se caracteriza por ser independiente de la viscosidad dinámica, por lo que se asume un valor de este $\nu=0$ [Pa · s].

Respecto al valor de densidad (ρ), al tratarse de deslizamientos sumergidos, este es asumido por Volcflow Tsunami como una densidad sumergida de $\rho = \rho_{DTS} - \rho_w$, donde ρ_{DTS} es la densidad no sumergida del material, con un valor promedio de 2000 [kg/m³] [20], mientras que ρ_w es la densidad del agua con un valor de 1025 [kg/m³], entonces, el valor común de densidad para los 8 deslizamientos resulta ser de 975 [kg/m³].

Para el caso del parámetro de cohesión, el trabajo de Kelfoun et al., 2011 [28] ajusta un rango de valores aceptables de cohesión donde un DTS se comporta naturalmente, que va de los 2 [kPa] hasta los 180 [kPa]. A su vez, la investigación de Somphong et al., 2021 [20] obtiene 3 valores típicos de cohesión para 3 zonas de la bahía: 12.5 [kPa] para la zona norte, 7.5 [kPa] para la zona sur y 5 [kPa] para la zona centro. Se podría utilizar un valor promediado de cohesión 8.1 [kPa] para los 8 DTS, pero los resultados del modelo no mostraban ser físicamente reales para valores superiores a 8.1 [kPa], por lo que el rango de valores de cohesión aceptables en el modelo de esta investigación sera de los 2[kPa] hasta los 8.1[kPa],

Ya que no hay información en la literatura sobre el tipo de suelo bajo el agua en la bahía, se consideró la investigación de Patriaman et al., 2021 [29] como la mejor aproximación, los cuales estudian el tipo de tierra de la costa de la bahía de Palu a través de un estudio N-SPT (ensayo de penetración estándar), del cual se recopila información de los sedimentos que componen del suelo para luego armar cortes transversales en 5 secciones que recorren la línea de costa. Estos cortes son identificables en la figura 17.

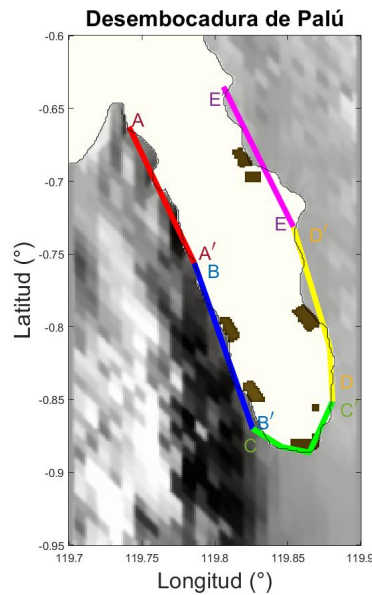


Figura 17: Secciones de cortes transversales para estudio de sedimentos hecho por Patriaman et al., 2021 [29]

De estos perfiles, se identificó el tipo de sedimento que predomina en el perfil del terreno extraído.

- A-A' : Mayormente combinaciones entre arena, grava y limo arenoso .
- B-B' : Mayormente combinaciones arena y grava.

- C-C' : Mayormente arena gravosa y limo arcilloso.
- D-D' : Mayormente combinaciones entre arena, limo, grava.
- E-E' : Mayormente grava.

De la literatura en valores típicos de cohesión de suelos, según *geotechdata* [30] se pueden identificar los siguientes:

- Arena gravosa: 0 [kPa]
- Limo arenoso: 0 [kPa]
- Arena: 0 [kPa]
- Grava: 0 [kPa]
- Grava Arenosa: 0 [kPa]
- Limo Arcilloso : 9 [kPa]
- Arena limosa : 22 [kPa]

Luego, se puede deducir el valor típico de cohesión en las secciones transversales estudiadas considerando el tipo de suelo predominante y el rango apropiado de valores de cohesión para los DTS, por ejemplo, si un valor típico de cohesión es de <2 [kPa], se considerara como 2[kPa] y si es $> 8,1$ [kPa], se considerara como 8.1[kPa]. Si el valor de cohesión calculado está dentro del rango, no se verá afectado.

- A-A': 0 [kPa] $\Rightarrow$ 2 [kPa]
- B-B': 0 [kPa] $\Rightarrow$ 2 [kPa]
- C-C': 4.5 [kPa] $\Rightarrow$ 4.5 [kPa]
- D-D': 11.15 [kPa] $\Rightarrow$ 8.1 [kPa]
- E-E': 0 [kPa] $\Rightarrow$ 2 [kPa]

Ahora, para ajustar estas cohesiones a la modelación, simplemente se vio a que sección de corte transversal se encontraban más cercanos los DTS considerados (figura 17):

- Cercanos a A-A': Ninguno
- Cercanos a B-B': C5 y C6 $\Rightarrow$ 2 [kPa]
- Cercanos a C-C': C3, C4 y E1 $\Rightarrow$ 4.5 [kPa]

- Cercanos a D-D': C2 $\Rightarrow$ 8.1 [kPa]
- Cercanos a E-E': C1 y CN5 $\Rightarrow$ 2 [kPa]

El parámetro de ángulo de fricción interna no resulta muy influyente a los resultados del modelo, por lo que se optó por usar el valor promediado entre las zonas norte, centro y sur propuestas por Somphong et al., 2021 [20], que es de 11° . Por último, como el ángulo de fricción basal no influye drásticamente en el comportamiento de los DTS y tampoco es especificado en la literatura, se utilizara un valor común de 0° . Habiendo hecho esta investigación, se resumen los parámetros reológicos en la tabla 5:

Ángulo de fricción interna φ_{int}	11°
Ángulo de fricción basal φ_{bed}	0°
Cohesión	$[2[kPa]; 4,5[kPa]; 8,1[kPa]]$
Viscosidad ν	$0[Pa \cdot s]$
Densidad sumergida ρ	$975[Kg/m^3]$

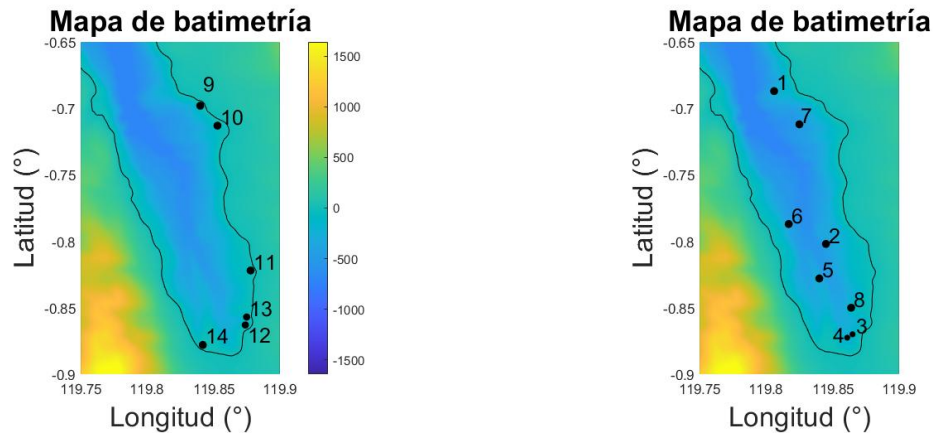
Tabla 5: Parámetros de reología que serán usados en la modelación.

4.5. Estudio de mareógrafos virtuales.

Se ubican mareógrafos virtuales en diferentes puntos de la bahía, visibles en la figura 18 y con sus coordenadas especificadas en la tabla 6, con el fin de observar las señales de ola del tsunami para cada evento y estudiar las alturas máximas alcanzadas, sus frecuencias y periodos, tiempos de arribo, entre otros. Se analizarán las perturbaciones generadas en los frentes de caída de cada DTS, las perturbaciones de los DTS en simultáneo en 6 localidades de interés y las perturbaciones del terremoto en las mismas 6 localidades, luego se realizarán gráficos comparativos entre el evento de DTS en simultáneo y el evento de terremoto. Finalmente, se estudiará un modelo acoplado que corresponde a la suma de las señales generadas por el evento de DTS y por el evento de terremoto.

Numero	Mareógrafo	Longitud [E°]	Latitud [S°]
1	Frente a C1	119.806	-0.687
2	Frente a C2	119.845	-0.802
3	Frente a C3	119.859	-0.872
4	Frente a C4	119.859	-0.872
5	Frente a C5	119.840	-0.828
6	Frente a C6	119.817	-0.787
7	Frente a CN5	119.825	-0.712
8	Frente a E1	119.864	-0.850
9	Wani	119.840	-0.698
10	Pantoloan	119.853	-0.713
11	Dupa	119.878	-0.822
12	KN Hotel	119.874	-0.863
13	Talise	119.875	-0.857
14	West Palu	119.842	-0.878

Tabla 6: Enumeración y Coordenadas de ubicación de mareógrafos en la bahía de Palú.



(a) Localidades de Palú para los mareógrafos 9 al 14. (b) Frentes de generación para los mareógrafos 1 al 8.

Figura 18: Ubicación de mareógrafos para las localidades de Palu (a) y para los frentes de generación de ola de los DTS (b).

4.6. Análisis de evoluciones de DTS.

Para entender el comportamiento de los DTS según la forma de la batimetría, sus dimensiones y parámetros reológicos, se hará un análisis de sus evoluciones espacio temporales a través de cortes transversales que recorran las direcciones de caída mas representativas de cada DTS, generando gráficas de sus evoluciones según la batimetría de caída (estas serán escaladas según un factor de escalado para mayor visualización en sus diferencias) y gráficas de la evolución

del deslizamiento según su espesor, asumiendo un plano de caída perfectamente horizontal. Además de incluir la señal de mareógrafo correspondiente al deslizamiento con marcas de tiempo ajustadas al estado de caída de interés.

4.7. Estudio de espectro de frecuencias.

Se calculan los espectros de frecuencia para cada señal de los modelos por separado (para modelo de DTS y terremoto) para obtener las frecuencias y periodos fundamentales que predominan en ambas señales (según la frecuencia de mayor amplitud), esto con el fin de analizar los comportamientos de las olas de tsunami generadas por ambos mecanismos, buscando extraer conclusiones respecto a las dispersiones de frecuencias de ambos mecanismo, la influencia de la escala espacial en las frecuencias, entre otras.

5. Resultados.

En esta sección se presentarán 4 puntos: (a) señales de mareógrafos para las perturbaciones producidas de cada DTS singular, (b) evoluciones espacio temporales de los DTS, (c) señales de mareógrafo para el evento de tsunami por DTS y por terremoto (EQ) junto a sus espectros de frecuencias y (d) señales de mareógrafo del modelo acoplado que corresponde a la suma de las señales obtenidas del modelo DTS y EQ (DTS+EQ).

5.1. (a) Mareógrafos virtuales en los frentes de caída de cada DTS.

La figura 19 muestra las señales de mareógrafo generadas por cada DTS en sus frentes de caída (mareógrafos 1 al 8 de la tabla 6). Se considera una ventana de tiempo de 600 segundos, ya que pasado este tiempo no existen resultados representativos.

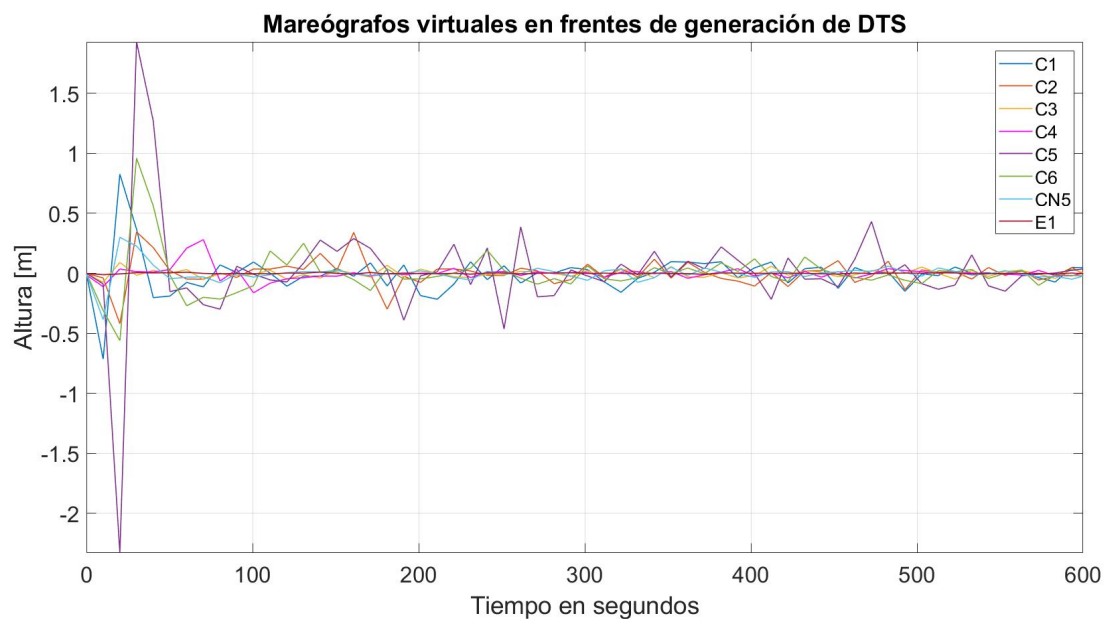


Figura 19: Mareógrafos virtuales 1 a 8 ubicados en los frentes de caída de cada DTS.

En base a estas 8 señales, se extraen únicamente las alturas máximas, las cuales son resumidas en la tabla 7.

DTS	Altura Máxima [m]
C1	0.82
C2	0.34
C3	0.091
C4	0.28
C5	1.92
C6	0.95
CN5	0.3
E1	0.01

Tabla 7: Parámetros generales de onda de cada DTS.

Se observa que el DTS C5 genera la mayor altura máxima registrada en su frente de caída de 1.92[m], caso contrario para los DTS C3 y E1, donde estos registran alturas máximas del orden de las centésimas de metro, 0.091[m] y 0.01[m] respectivamente. Los DTS C1, C2, C4, C6 y CN5 registran alturas máximas del orden de las décimas de metro, siendo la de C6 la mayor registrada de 0.95 [m].

5.2. (b) Evolución espacio-temporal de DTS.

De la figura 20 a la 39 se presentan las evoluciones espacio-temporales de los DTS estudiados, explicadas con gráficas de cortes transversales a través de sus direcciones de caída.

5.2.1. C1, Cohesión = 2[kPa].

C1 presenta dos bifurcaciones que comienzan del mismo punto, la primera en dirección noroeste y la segunda en dirección suroeste, las cuales son representadas de forma tridimensional en la figura 20. Esta bifurcación se da únicamente por la presencia de un monte al centro de la dirección de caída de C1. La figura 21 presenta los cortes transversales A-A' de la bifurcación noroeste y B-B' de la bifurcación suroeste de C1, junto a las evoluciones de ambas caídas según su batimetría. La figura 22 presenta las mismas evoluciones pero según el espesor, junto al mareógrafo virtual con marcas de tiempo para estados de interés.

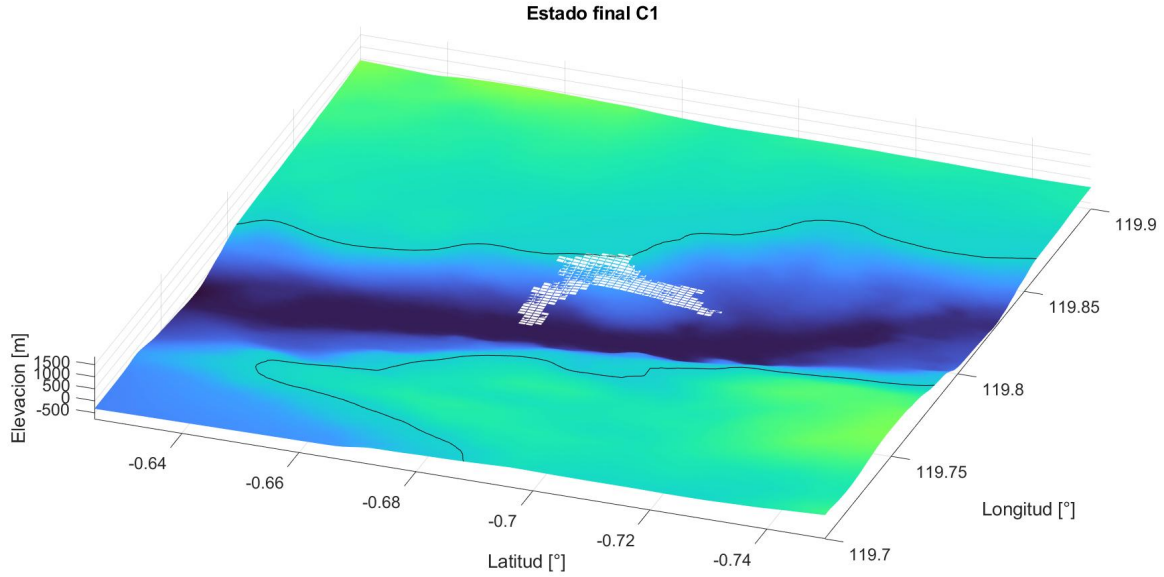


Figura 20: Representación 3D de las caídas de C1.

Según las figuras 21 y 22, se aprecia que ambas bifurcaciones de C1 inician su caída a una profundidad media de $-100[m]$. La bifurcación noroeste de C1 (A-A') recorre alrededor de $3,38[km]$ desde su centro de masa hasta reposar a $-700[m]$ de profundidad, con una pendiente de caída aproximada de $8,5^\circ$ y un área inicial de deslizamiento de $6,29 \times 10^3[m^2]$ hasta un área final de $3,58 \times 10^3[m^2]$. Para el caso de la bifurcación suroeste de C1 (B-B'), esta recorre alrededor de $2,66[km]$ desde su centro de masa hasta reposar a unos $-586[m]$ de profundidad, con una pendiente de caída aproximada de 10° y un cambio de área de deslizamiento de $4,55 \times 10^3[m^2]$ inicial hasta $2,08 \times 10^3[m^2]$ final. Las bifurcaciones noroeste y suroeste de C1 tienen un tiempo aproximado de caída de $110[s]$ y $180[s]$ respectivamente.

No se consideran señales de mareógrafo distintas para cada bifurcación, ya que la mayoría de la señal generada por C1 (figura 22.c) viene dada por la caída de C1 antes de dividirse.

Las dimensiones de C1 propuestas en la tabla 3 son de tamaño medio respecto a los demás DTS, además de tener un volumen calculado relativamente bajo ($16,8 \times 10^5[m^3]$), se esperaría entonces que sus contribuciones a la generación de ola no sean muy considerables, pero debido a su bajo valor de cohesión de $2[kPa]$, facilita el transporte de sedimento, registrando olas de mediana amplitud (visible en la figura 19).

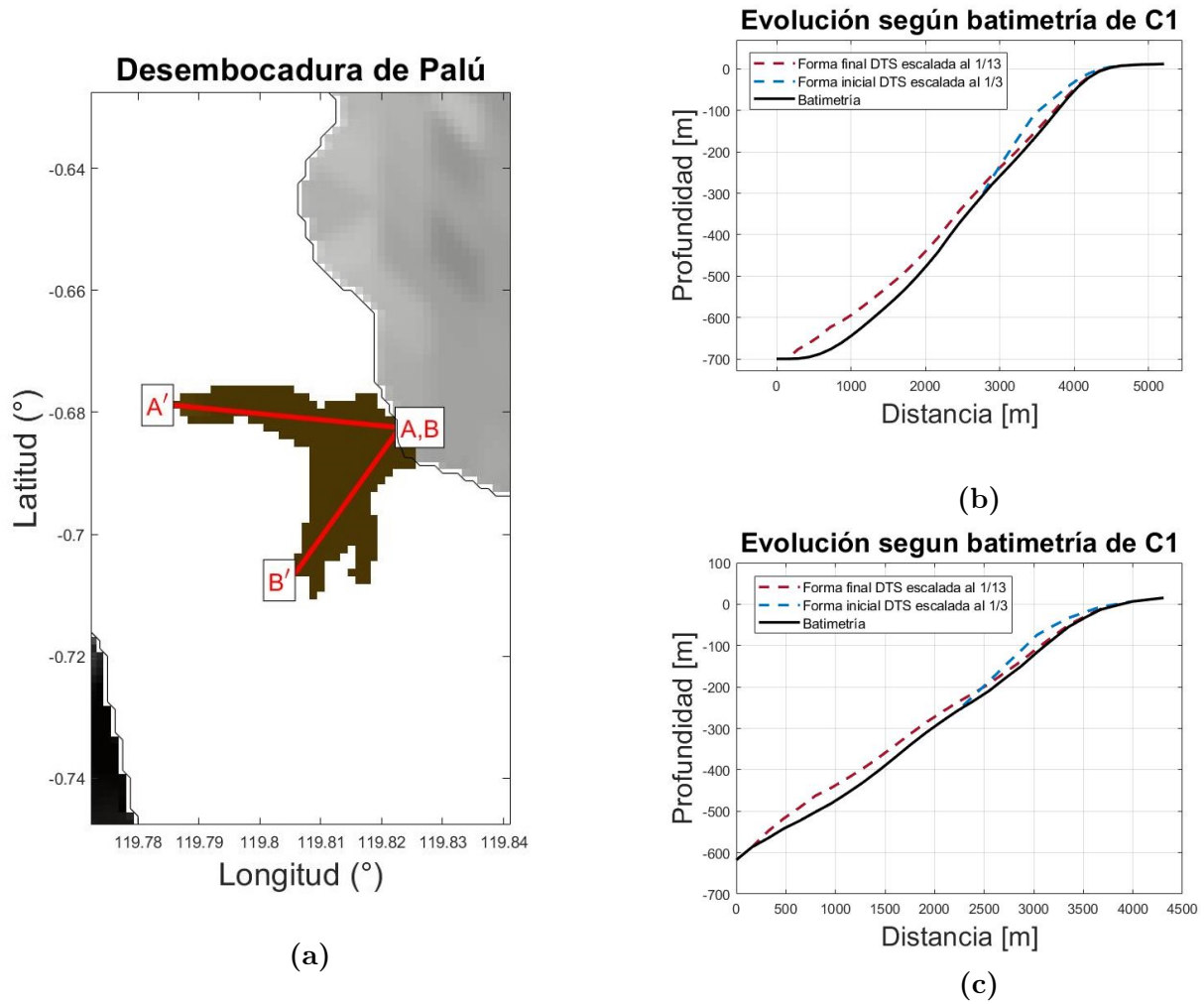


Figura 21: (a) Cortes transversales de la bifurcación noroeste A-A' y suroeste B-B' de C1 y sus respectivas evoluciones según batimetría (b y c). Notar que las figuras (b) y (c) especifican un escalado del 1/13 y 1/3 para sus estados finales e iniciales respectivamente, la razón de esto es para hacer sus formas más identificables, debido a que el espesor del DTS era muy bajo respecto a la profundidad total de caída. Este método será usado en todas las evoluciones según batimetría de los DTS siguientes.

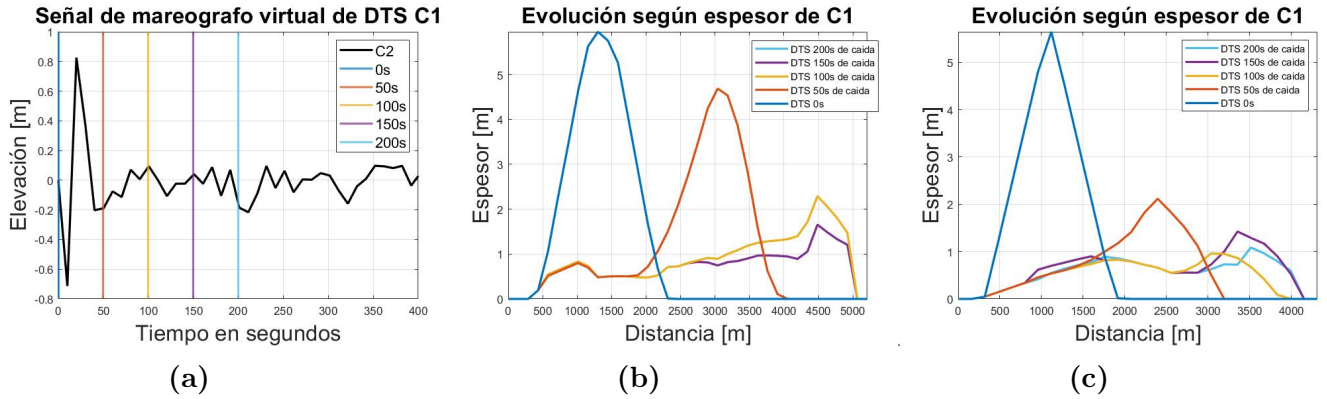


Figura 22: (a) Mareógrafo virtual al frente de C1. Evoluciones según espesor de C1 de sus respectivos cortes A-A' y B-B' (b y c)

5.2.2. C2, Cohesión = 8.1[kPa].

C2 presenta dos bifurcaciones que comienzan del mismo punto. La más representativa va en dirección suroeste y la menos representativa en dirección sureste, las cuales son presentadas de forma tridimensional en la figura 23. La figura 24 presenta los cortes transversales A-A' en dirección suroeste y B-B' en dirección sureste, junto a las evoluciones de ambas caídas según su batimetría. La figura 25 presenta las mismas evoluciones pero según el espesor de C2, junto al mareógrafo virtual con marcas de tiempo para estados de interés.

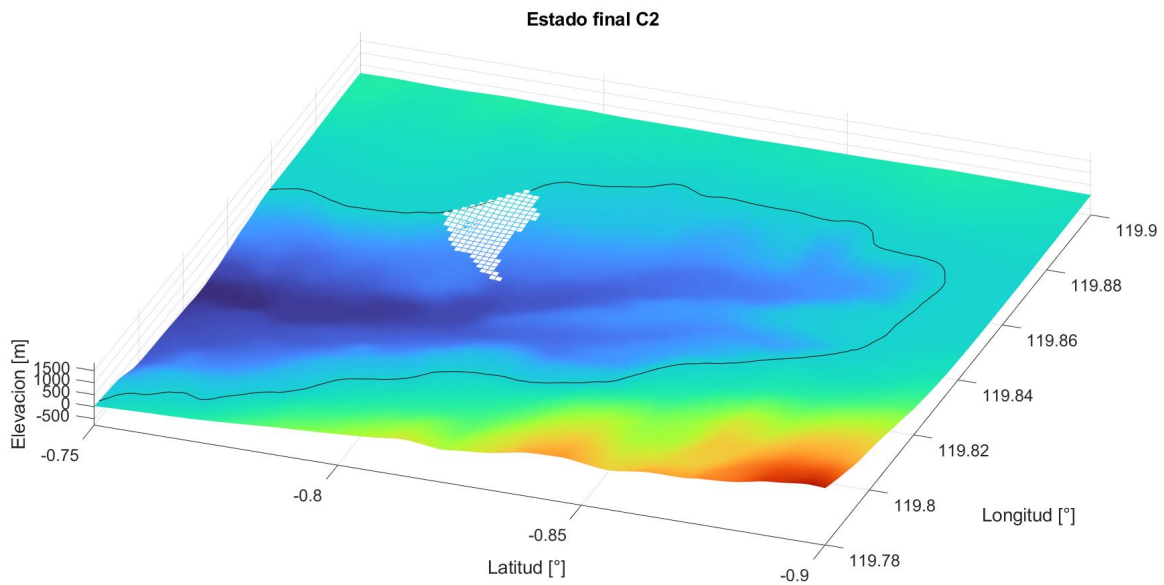


Figura 23: Representación 3D de las caídas de C2.

De las figuras 24 y 25, se puede observar que en el corte A-A', C2 inicia su caída a una

profundidad media de $-100[m]$ para recorrer $2,2[km]$ desde su centro de masa hasta reposar a $-502[m]$ de profundidad, con una pendiente de caída de 10° y un área inicial de deslizamiento de $6,1 \times 10^3[m^2]$ hasta un área final de $8,05 \times 10^3[m^2]$. Para el caso del corte B-B', C2 no se desplaza, sino que parte del material deslizado se deposita sobre el frente de la extensión de C2 (figura 24.c), lo cual puede ser visible con la falta de sedimento en la figura 25.c. Esto también se explica considerando que la caída A-A' se desarrolla en dirección a la fosa, mientras que la caída B-B' se desarrolla de forma casi paralela a la línea de costa (figura 24.a), lo que explica también las diferencias de escalas de profundidad de las figuras 24.b y 24.c, donde la caída B-B' se desarrolla con una pendiente aproximada de 2° , notablemente menor a la pendiente de la caída A-A'. Se observa además, un cambio de área de deslizamiento de $3,85 \times 10^3[m^2]$ inicial a $2,08 \times 10^3[m^2]$ final. Las bifurcaciones suroeste y sureste de C2 tienen un tiempo aproximado de caída de $130[s]$.

No se consideran señales de mareógrafo distintas para cada bifurcación, ya que la mayoría de la señal de C2 (figura 25.c) viene dada por la caída de C2 antes de dividirse.

A pesar de tener dimensiones propuestas en la tabla 3 mayores respecto a C1 (tanto para largo, ancho y espesor), C2 no genera olas de gran amplitud (visible en la figura 19). Esto podría deberse al valor de cohesión asignado a C2 de $8.1[kPa]$, limitando considerablemente la cantidad de sedimento transportada (visible en su evolución según espesor de la figura 25b) y generando olas de baja amplitud.

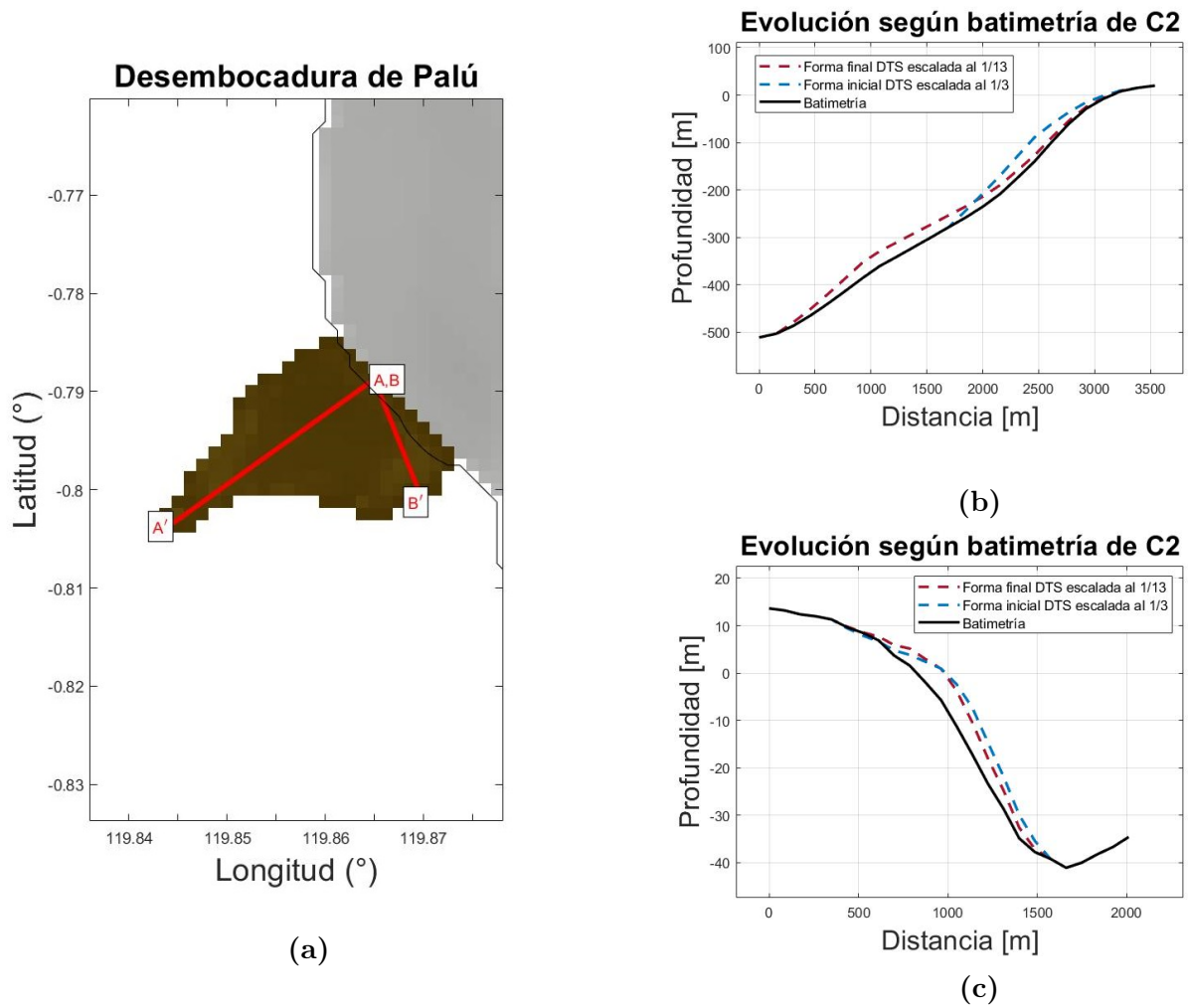


Figura 24: (a) Cortes transversales de la bifurcación suroeste A-A' y sureste B-B' de C2 y sus respectivas evoluciones según batimetría (b y c).

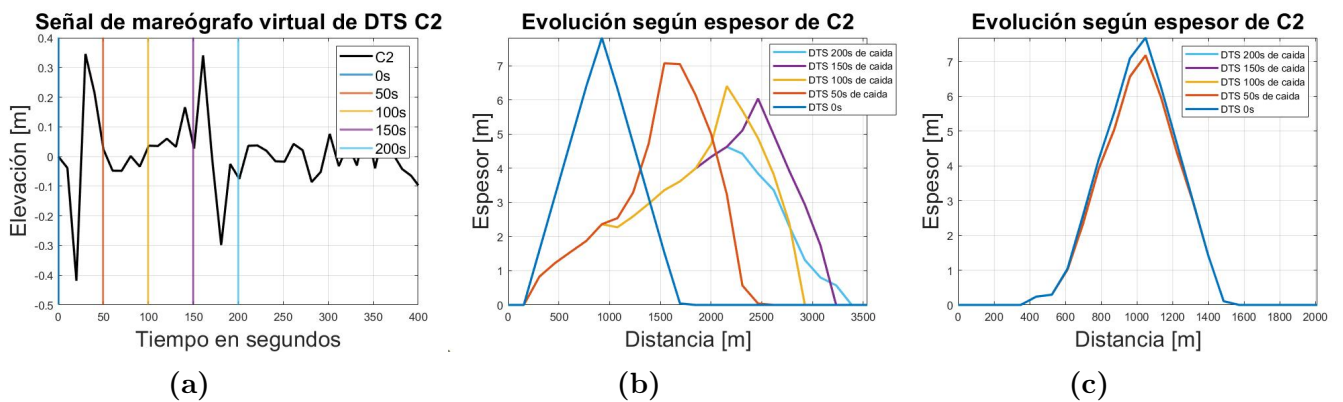


Figura 25: (a) Mareógrafo virtual al frente de C2. Evoluciones según espesor de C2 de sus respectivos cortes A-A' y B-B' (b y c).

5.2.3. C3, Cohesión = 4.5[kPa].

C3 presenta una única caída al momento de deslizarse en dirección noroeste representada tridimensionalmente en la figura 26. La figura 27 presenta el corte transversal A-A' de C3 en su dirección de caída, junto a su evolución según su batimetría y espesor con marcas de tiempo de interés de su señal de mareógrafo virtual.

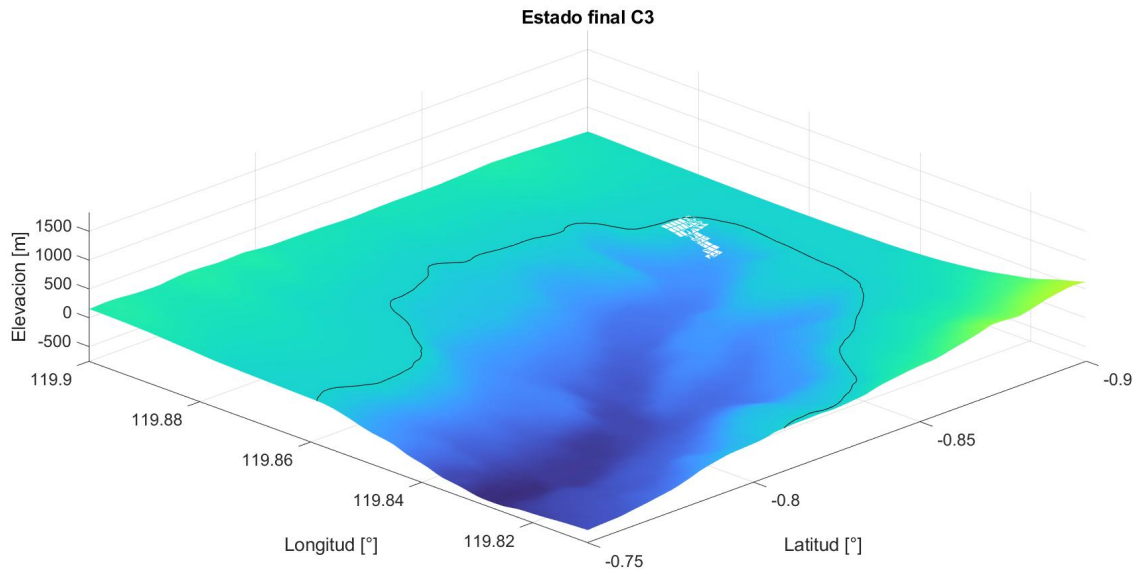


Figura 26: Representación 3D de la caída de C3.

De la figura 27 se puede observar que en el corte A-A', C3 inicia su caída a una profundidad de alrededor de $-50[m]$ para recorrer $0,8[km]$ desde su centro de masa hasta reposar a $-213[m]$ de profundidad, con una pendiente de caída de 6° y un área inicial de deslizamiento de $2,46 \times 10^3[m^2]$ hasta un área final de $3,16 \times 10^3[m^2]$. C3 tiene un tiempo aproximado de caída de $140[s]$. También es notable un leve cambio de dirección hacia el norte para el estado final de la caída de C3 (figura 27.a), aunque no es considerado debido a su insignificancia respecto a la escala espacial de la bahía.

Las dimensiones de C3 propuestas en la tabla 3 son las menores después de E1 (tanto para largo y ancho), por lo que es esperable que su contribución a la generación de olas sea baja. Esto es comprobable viendo su respectiva señal en la figura 19. También es importante considerar la relación tamaño-cohesión del modelo: mientras mas pequeño sea un DTS en sus dimensiones geométricas, y mientras mas alto sea su valor de cohesión, el transporte de material será mucho menor. Esto último se cumple tanto para C3 y E1, el cual se verá mas adelante.

También es notable en la figura 27C que C3 comienza con un aumento de sedimento en su frente hasta los 50[s] (que es su punto de mayor espesor), para luego presentar una disminución de sedimento. Esto se debe a que entre los primeros 50[s], C3 se compacta hacia su dirección de caída, para luego distribuir el material deslizado hacia sus costados, considerando también el leve cambio de dirección que toma (visible en la figura 27.a), el cual no está considerando en el corte A-A'.

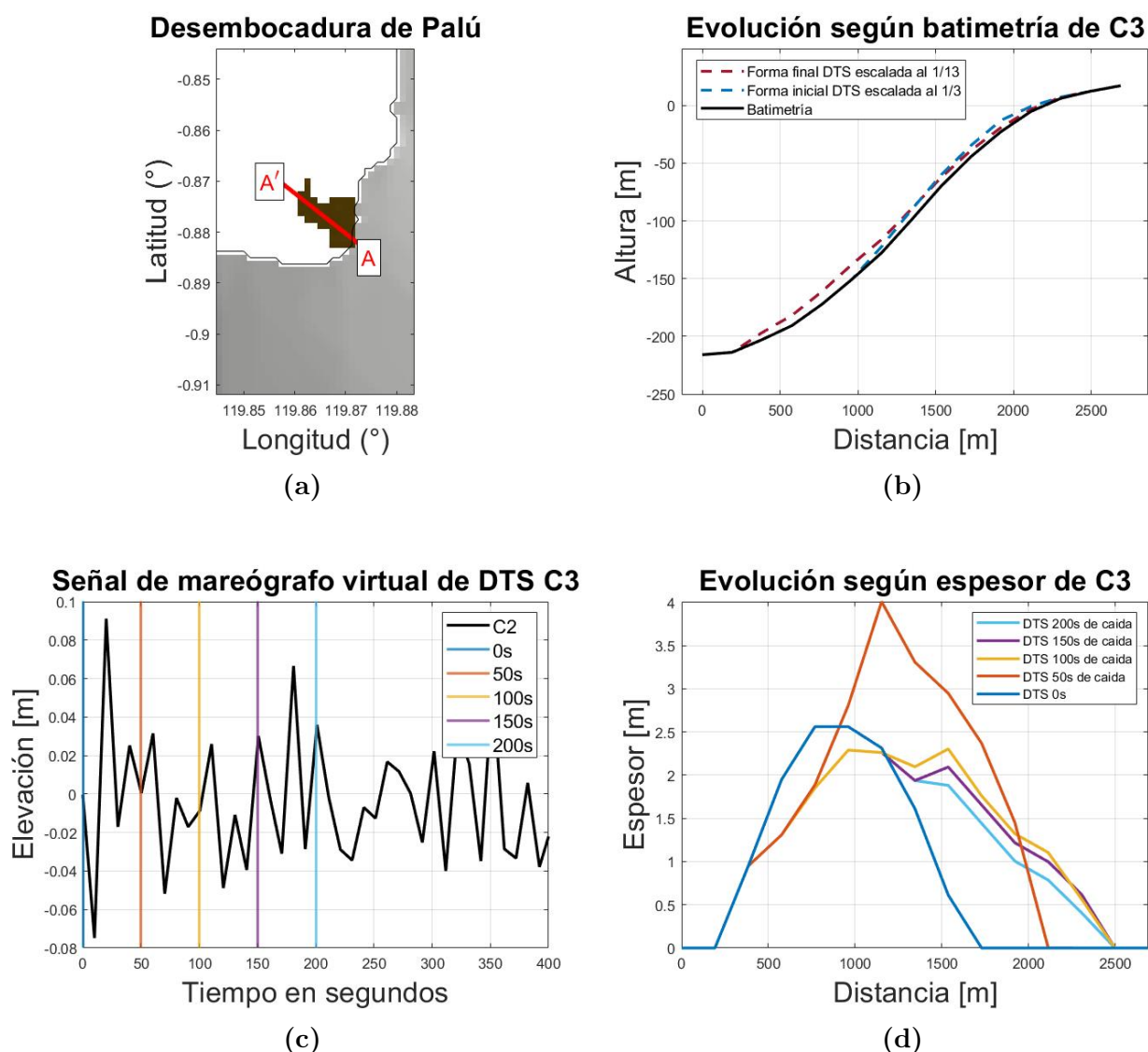


Figura 27: (a) Corte transversal A-A' de C3 en dirección noroeste junto a su respectiva evolución según batimetría y según espesor (b y c), además del mareógrafo virtual ubicado en su frente de caída (d).

5.2.4. C4, Cohesión = 4.5[kPa].

C4 presenta una única caída al momento de deslizar en dirección norte con un leve cambio de dirección hacia el este. Se representada tridimensionalmente en la figura 28. La figura 29 presenta el corte transversal A-A' de C4 en su dirección de caída, junto a su evolución segun su batimetría y espesor con marcas de tiempo de interés de su señal de mareógrafo virtual.

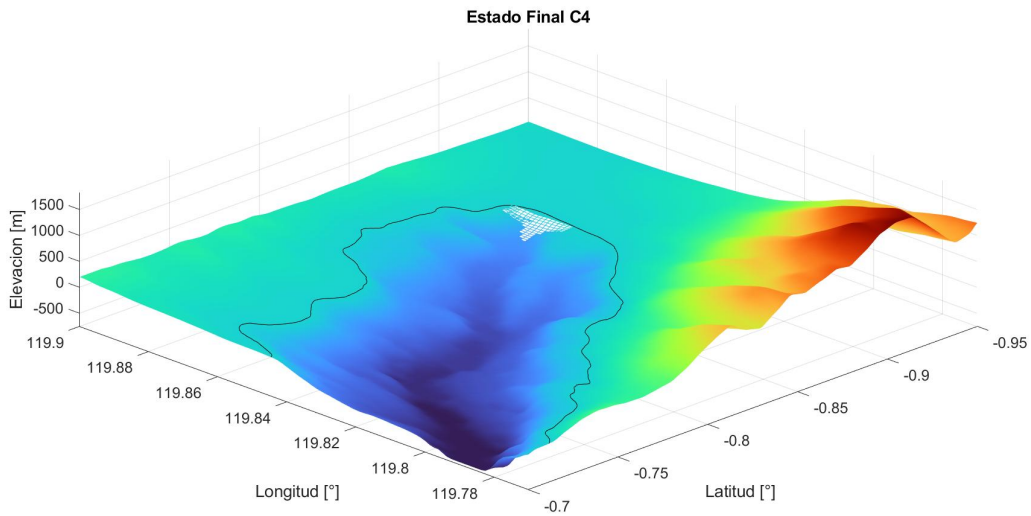


Figura 28: Representación 3D de la caída de C4.

De las figura 29 se puede observar que en el corte A-A', C4 inicia su caída a una profundidad de $-57[m]$ para recorrer $1,53[km]$ desde su centro de masa hasta reposar a $-260[m]$ de profundidad, con una pendiente de caída de 8° y un área inicial de deslizamiento de $2,42 \times 10^3[m^2]$ hasta un área final de $5,58 \times 10^3[m^2]$. C4 tiene un tiempo aproximado de caída de $140[s]$. Es notable una acumulación de sedimento de los costados de C4 hacia su frente mientras cae (visible en la figura 29.d), representando claramente el comportamiento de los DTS de abultarse en su frente de caída.

Considerando que C4 tiene el mayor de los largos ($2000[m]$) y un ancho de valor medio propuesto en la tabla 3, se esperaría que su contribución a la generación de olas sea significativa. Esto no sucede observando su respectiva señal de la figura 19, lo cual podría deberse a su espesor, que resulta ser el menor ($4[m]$) respecto a los demás DTS.

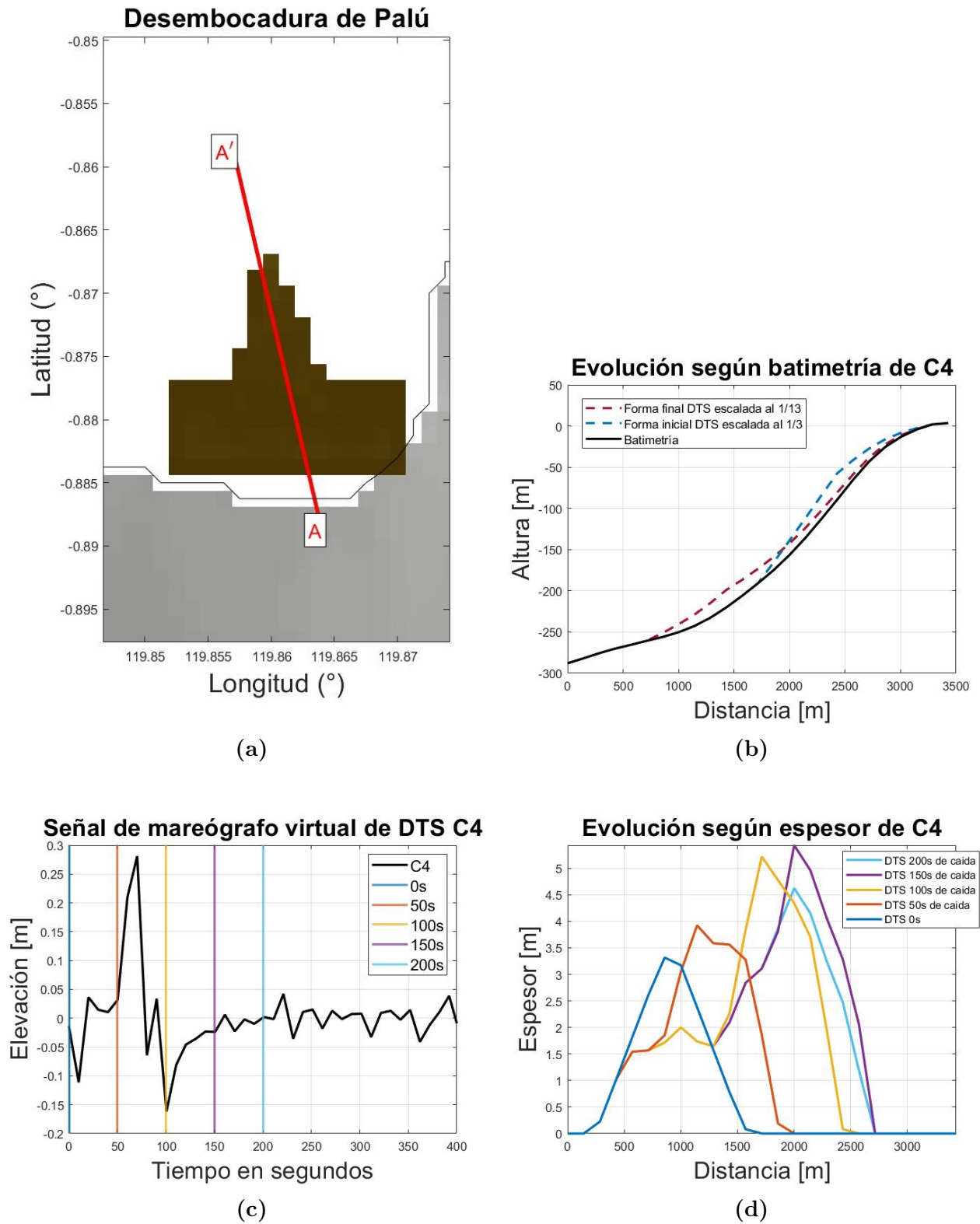


Figura 29: (a) Corte transversal A-A' de C3 en dirección norte junto a su respectiva evolución según batimetría y según espesor (b y c), además del mareógrafo virtual ubicado en su frente de caída (d).

5.2.5. C5, Cohesión = 2[kPa].

C5 presenta dos direcciones de caída al momento de deslizar, la primera en dirección noreste (corte A-A') que se ve interrumpida rápidamente por un monte de mayor altura, haciendo que C5 tome su segunda caída en dirección norte (corte B-B'), comportándose como un canal de flujo. Estas son representadas tridimensionalmente en la figura 30. La figura 31 presenta los cortes transversales A-A' en dirección noreste de la primera caída de C5 y B-B' en dirección norte para su segunda caída, junto a las evoluciones de ambas caídas según su batimetría. La figura 32 presenta las mismas evoluciones pero según el espesor de C5, junto al mareógrafo virtual con marcas de tiempo para estados de interés.

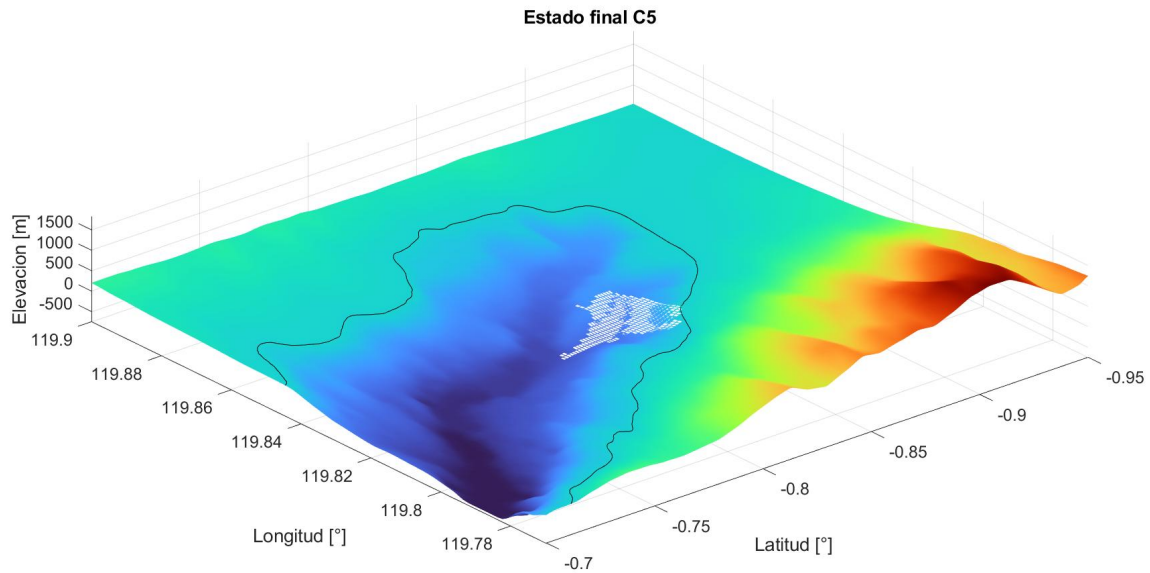


Figura 30: Representación 3D de las caídas de C5.

De las figuras 31 y 32, considerando que el corte A-A' es un estado de inicio y B-B' un estado final, C5 inicia su caída a una profundidad de $-86[m]$ para recorrer $5,15[km]$ desde su centro de masa hasta reposar a $-484[m]$ de profundidad, con una pendiente de caída de 11° (que es una de las mas pronunciadas junto a las de C6 y CN5) y un área inicial de deslizamiento de $1,059 \times 10^4[m^2]$ hasta un área final de $2,153 \times 10^4[m^2]$. C5 tiene un tiempo aproximado de caída de $240[s]$. El estado final de C5 a los $500[s]$ (curva burdeo de la figura 32.c) se caracteriza por presentar acumulación de sedimento en 3 notables crestas que disminuyen según la distancia recorrida, esto en una pendiente de caída de 2° . Este comportamiento también fue capaz de generar olas de amplitud media, visible en el mareógrafo de C5 en la figura 32.a entre las marcas de tiempo de $150[s]$ y $300[s]$. Pasados los $300[s]$ y hasta los $500[s]$, se siguen registrando olas de

amplitud media, solo que estas vienen de parte de los efectos locales de la bahía junto con los residuos de las primeras olas de C5, debido a que las olas de C5 son las mayores respecto a las generadas por los demás DTS.

Hay que considerar las dimensiones de C5 respecto a los demás DTS en la tabla 3. Si bien su largo no es el mayor, su ancho es uno de los mayores (800[m]) junto al espesor, que es el mayor de todos los DTS (13[m]), teniendo igualmente el mayor volumen calculado por Volcflow Tsunami ($55,3 \times 10^5 [m^3]$), además de su valor de cohesión de 2[kPa]. Estas características beneficiarían considerablemente el transporte de material de C5, haciéndolo mas impulsivo a diferencia de los demás DTS, traduciéndose en la generación de olas de mayor amplitud de todos los DTS, visible en la figura 19,

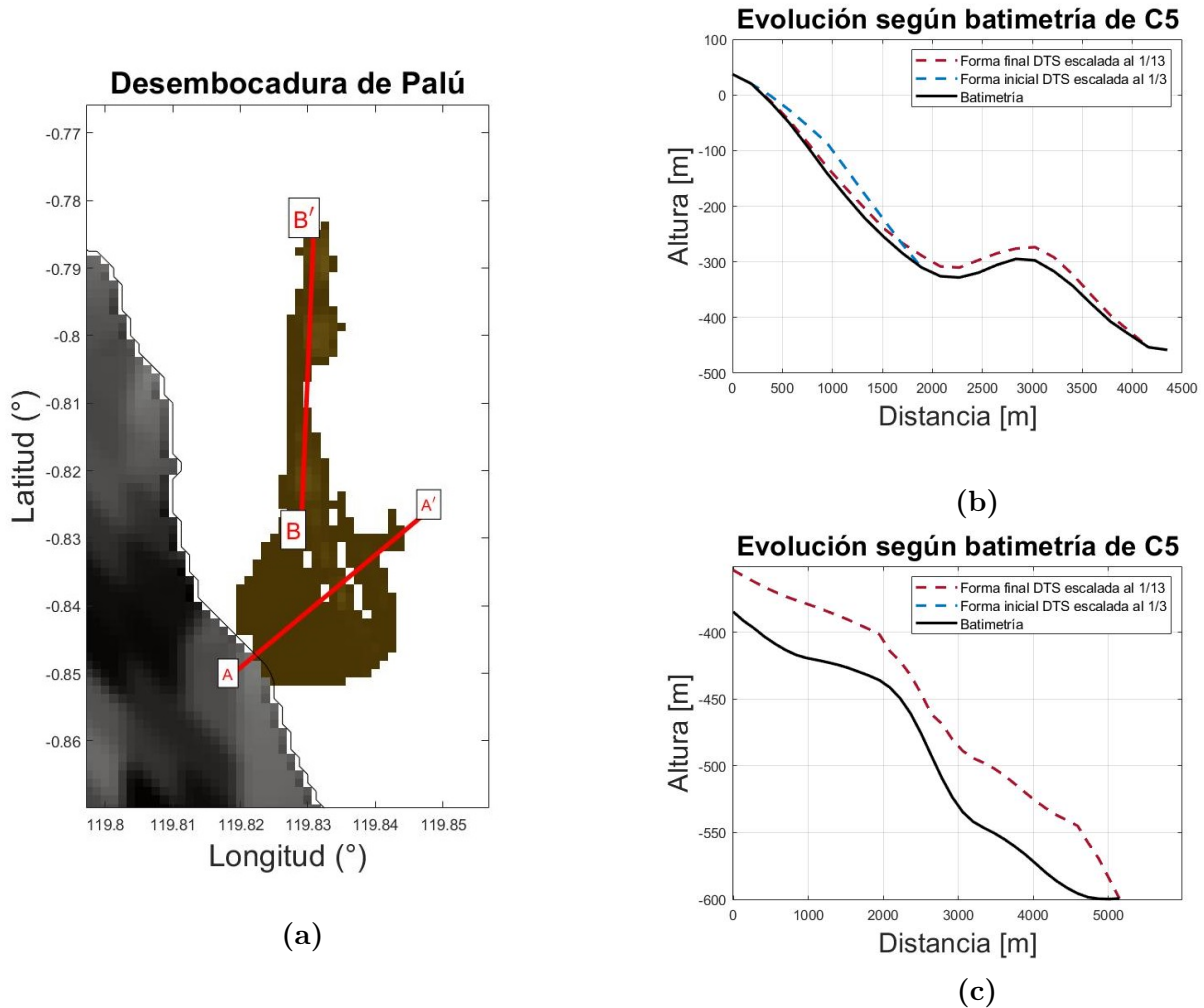


Figura 31: (a) Cortes transversales de la primera caída noreste A-A' y segunda caída norte B-B' de C5 junto a sus respectivas evoluciones según batimetría (b y c).

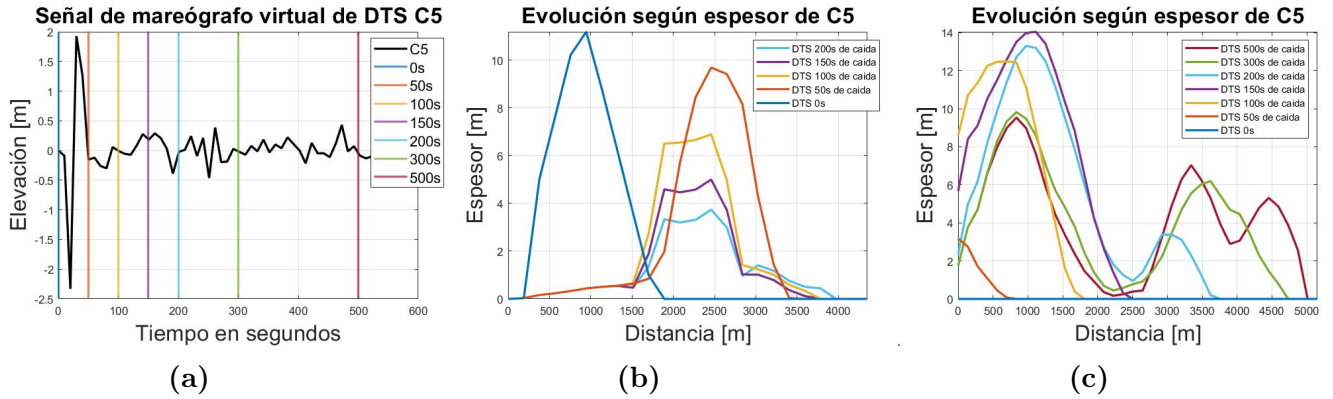


Figura 32: (a) Mareógrafo virtual al frente de C5. Evoluciones según espesor de las respectivas caídas A-A' y B-B' de C5 (b y c).

5.2.6. C6, Cohesión = 2[kPa].

C6 presenta una única caída al momento de deslizar en dirección noreste. Esta es representada tridimensionalmente en la figura 33. La figura 34 presenta el corte transversal A-A' de C5 en su dirección de caída, junto a su evolución según su batimetría y espesor con marcas de tiempo de interés de su señal de mareógrafo virtual.

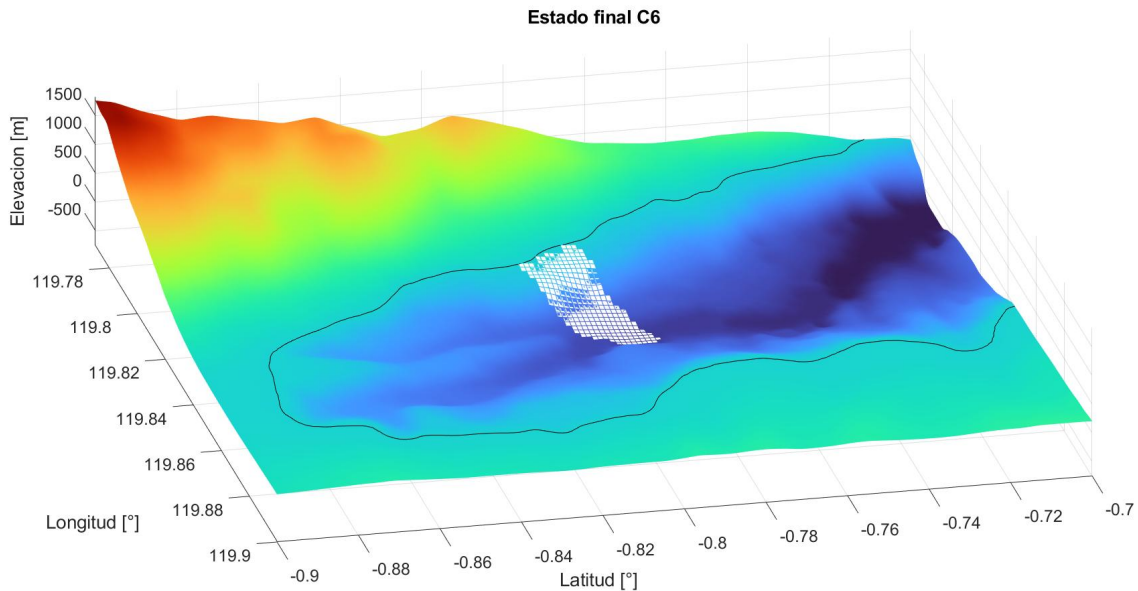


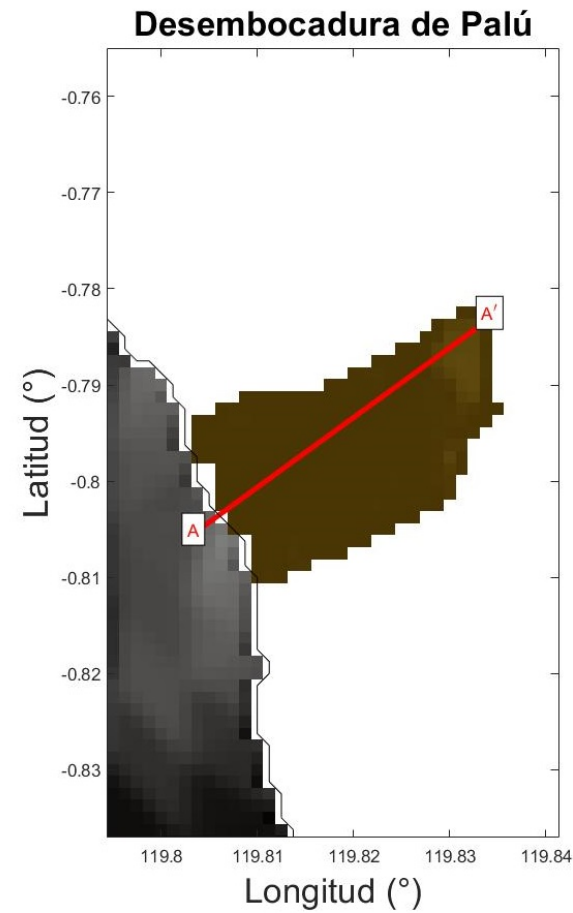
Figura 33: Representación 3D de las caídas de C6.

De la figura 34, se puede observar que en el corte A-A', C6 inicia su caída a una profundidad de alrededor de $-50[m]$ para recorrer $3,04[km]$ desde su centro de masa hasta reposar a $-592[m]$ de profundidad, con una pendiente de caída de 11° y un área inicial de deslizamiento de

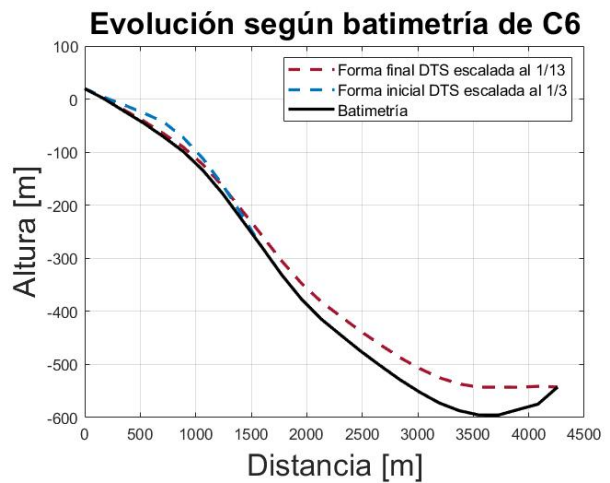
$5,42 \times 10^3[m^2]$ hasta un área final de $8,175 \times 10^3[m^2]$. La caída noreste de C6 tiene un tiempo aproximado de caída de 140[s]. Es notable una pequeña acumulación de sedimento en la esquina inferior derecha en su estado final (visible en la figura 34.a), pero debido a su insignificancia respecto a la escala espacial de la bahía, no es considerada como caída.

En términos de dimensiones de la tabla 3, C6 puede ser comparable con C2. Sus largos son iguales, teniendo 800[m] ambos; sus anchos son casi similares, donde C6 tiene una pequeña diferencia de -200[m] y lo mismo para sus espesores, donde C6 tiene una pequeña diferencia de +1[m]. Incluso el volumen calculado de C6 es menor respecto al calculado de C2 ($29,1 \times 10^5[m^3]$ y $43,8 \times 10^5[m^3]$ respectivamente), por lo que se esperaría que las amplitudes generadas por C2 sean mayores a las generadas por C6. Esto no sucede, debido únicamente al parámetro de cohesión, siendo de 2[kPa] para C6 y de 8.1[kPa] para C2, beneficiando considerablemente el movimiento de C6, traduciéndose en olas de mayor amplitud respecto a C2, visible en la figura 19.

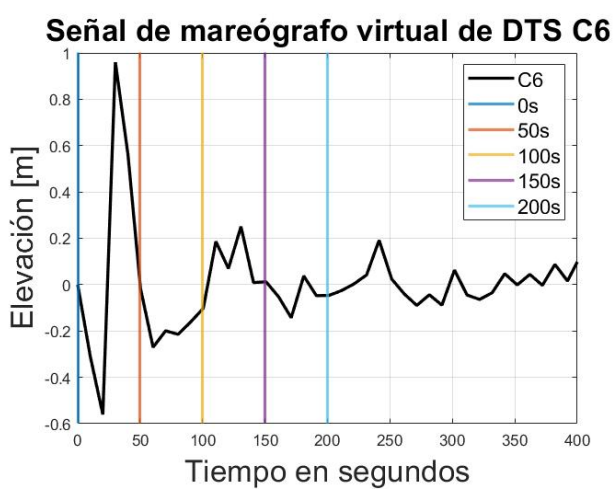
Según la figura 34d, puede notarse que C6 comienza con una disminución de material hasta los 50[s], para luego aumentar su espesor. Esto se debe a que en los primeros tiempos de caída, el material de C6 cae distribuido en toda la extensión de su largo, para luego abultarse en el punto A' de la figura 34a.



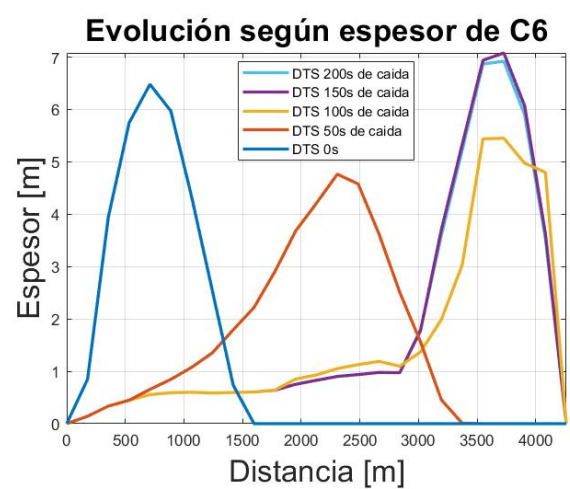
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 34: (a) Corte transversal A-A' de C6 en dirección noreste junto a su respectiva evolución según batimetría y espesor (b y c), además del mareógrafo virtual en ubicado en su frente (d).

5.2.7. CN5, Cohesión = 2[kPa].

CN5 presenta dos direcciones de caída al momento de deslizar, la primera en dirección suroeste (corte A-A') y la segunda levemente hacia el suroeste (corte B-B'), debido a que rodea un monte ubicado a la derecha respecto a su superficie de reposo. Estas son representadas tridimensionalmente en la figura 35. La figura 36 presenta los cortes transversales A-A' en la primera dirección noreste de caída de C5 y B-B' en su segunda dirección suroeste, junto a las evoluciones de ambas caídas según su batimetría. La figura 37 presenta las mismas evoluciones pero según el espesor de C2, junto al mareógrafo virtual con marcas de tiempo para estados de interés..

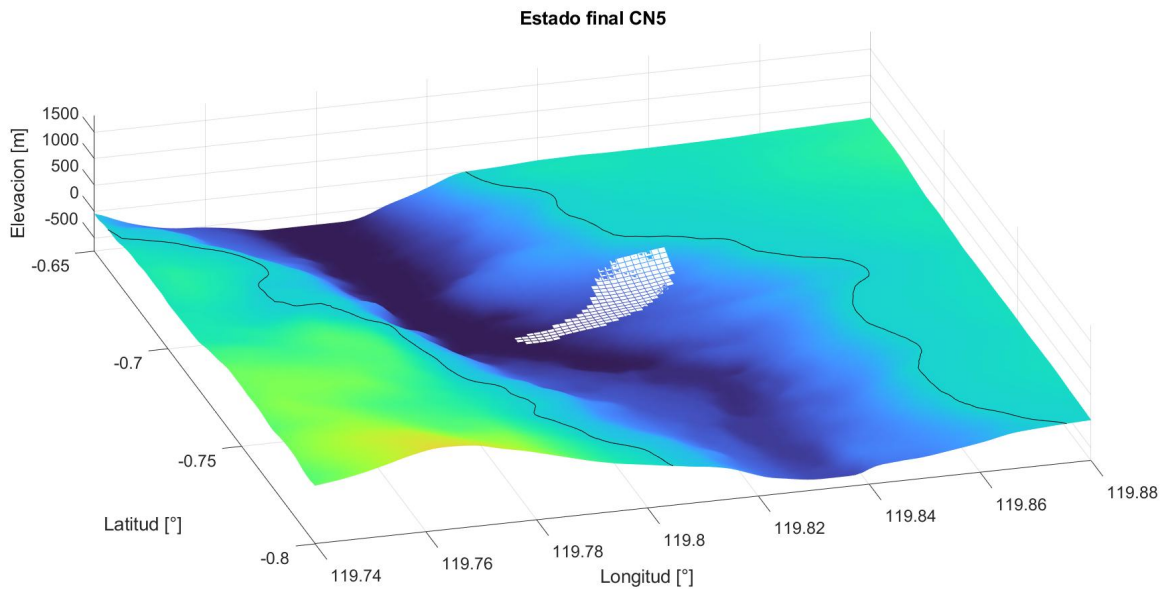


Figura 35: Representación 3D de las direcciones de caída de CN5.

De las figuras 36 y 37, considerando que el corte A-A' es el estado de inicio y B-B' el estado final, CN5 inicia su caída a una profundidad de alrededor de $-200[m]$ para recorrer $3,95[km]$ desde su centro de masa hasta reposar a $-700[m]$ de profundidad, donde ambas caídas se desarrollan en una pendiente de 17° y 5° respectivamente. Se calcula un área inicial de deslizamiento de $4,66 \times 10^3[m^2]$ hasta un área final de $7,9 \times 10^3[m^2]$. CN5 tiene un tiempo aproximado de caída de $150[s]$.

Al igual que con C6, las dimensiones de CN5 propuestas en la tabla 3 son bajas en comparación a C2, por lo que se esperaría contribuciones de CN5 menores a C2. Esto no sucede debido al valor de cohesión, que también resulta ser de $2[kPa]$ para CN5 y de $8.1[kPa]$ para C2, beneficiando considerablemente el movimiento de CN5, generado contribuciones mayores a la generación de

olas, visible en la figura 19.

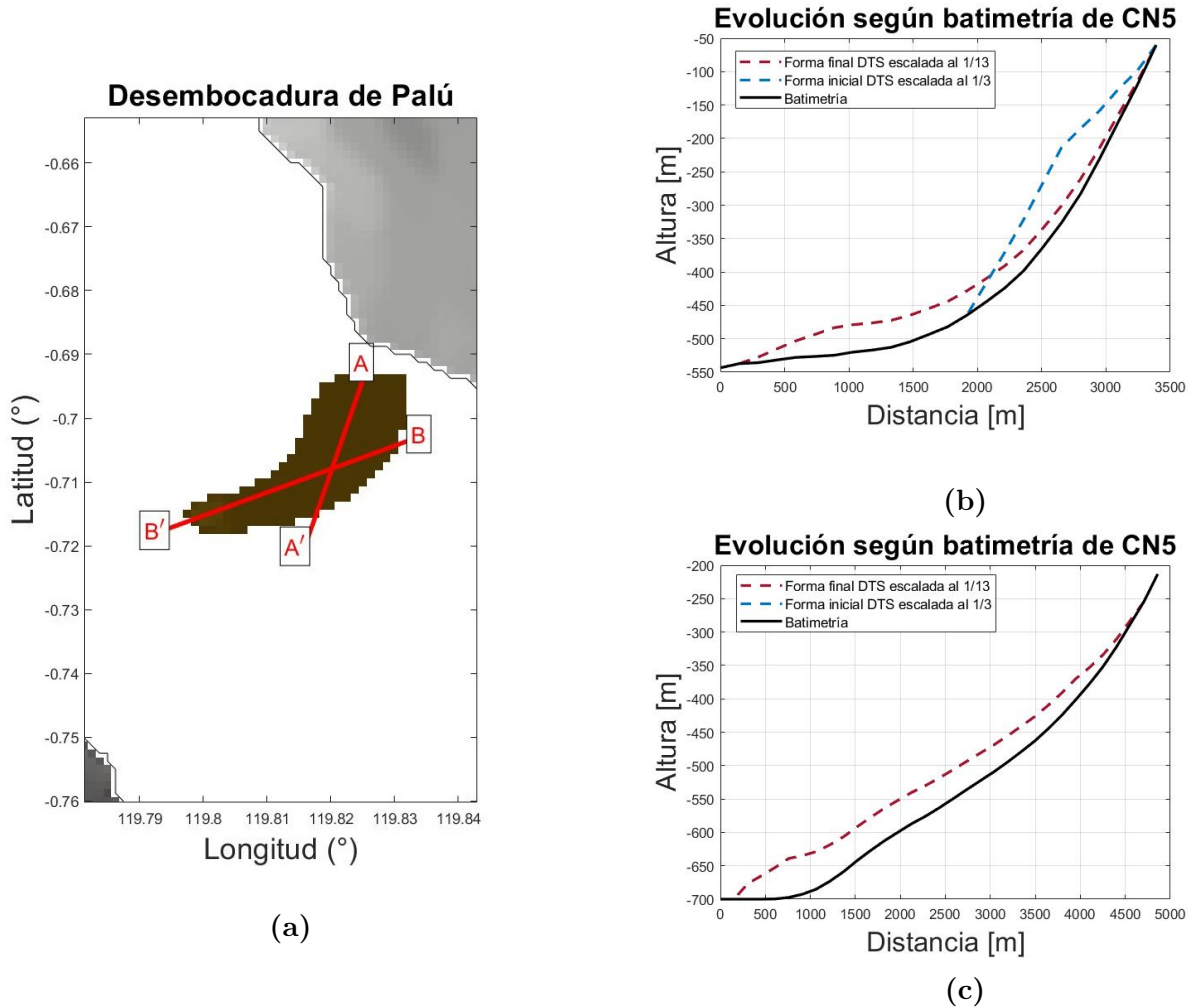


Figura 36: (a) Cortes transversales de la primera caída en dirección suroeste A-A' y segunda caída en dirección suroeste B-B' de CN5 junto a sus respectivas evoluciones según batimetría (b y c).

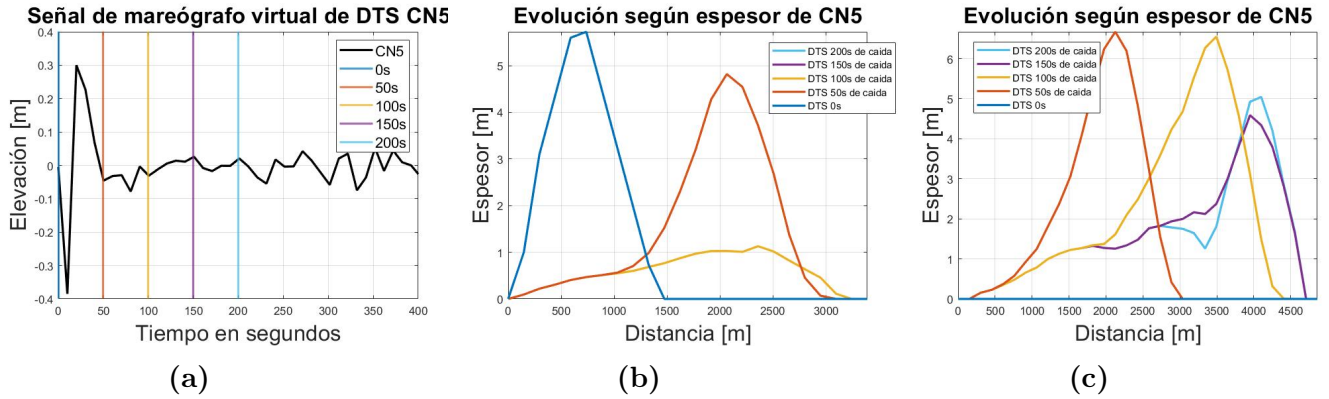


Figura 37: (a) Mareógrafo virtual al frente de CN5. Evoluciones según espesor de las respectivas caídas A-A' y B-B' (b y c).

5.2.8. E1, Cohesión = 4.5[kPa].

E1 presenta una única caída al momento de deslizar en dirección suroeste (corte A-A'), debido a que rodea un monte ubicado a la derecha respecto a su dirección de caída. Se presenta tridimensionalmente en la figura 38. La figura 39 presenta el corte transversal A-A' de E1 en su dirección suroeste de caída, junto a su evolución según su batimetría y espesor con marcas de tiempo de interés de su señal de mareógrafo virtual.

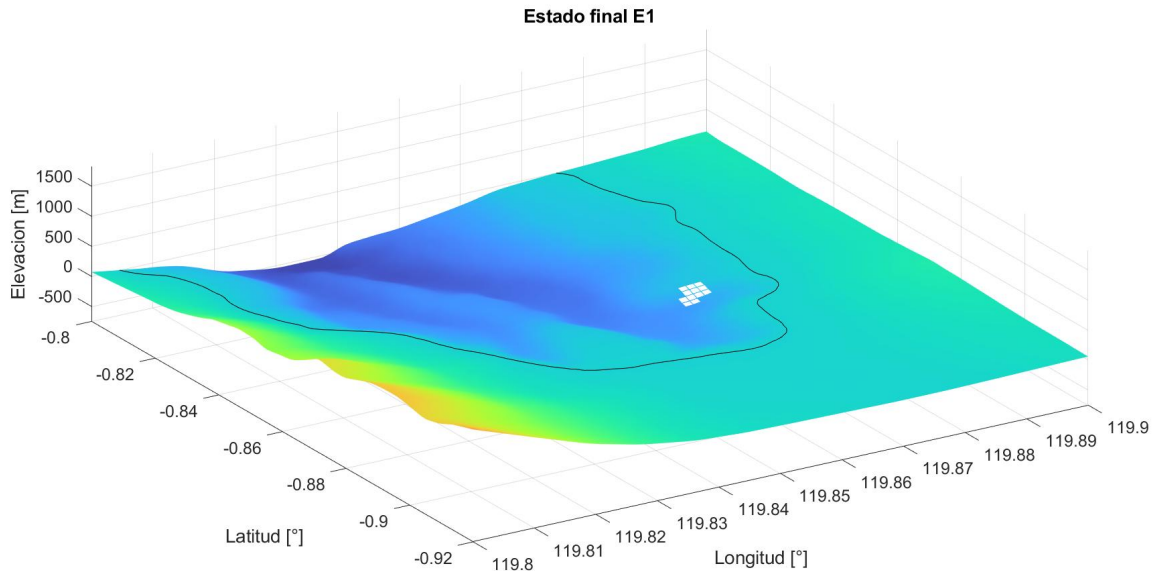


Figura 38: Representación 3D de las caídas de E1.

De la figura 39 se puede observar que en el corte A-A', E1 inicia su caída a una profundidad de alrededor de $-50[m]$ para recorrer $0,69[km]$ desde su centro de masa hasta reposar a $-244[m]$

de profundidad con una pendiente de caída de $9,6^\circ$ y un área inicial de deslizamiento de $1,66 \times 10^3[m^2]$ hasta un área final de $1,99 \times 10^3[m^2]$. E1 tiene un tiempo aproximado de caída de 50[s].

Considerando que E1 tiene las dimensiones mas bajas de largo y ancho respecto a los demás DTS (tabla 3), se espera que sus contribuciones al tsunami sean bajas también, lo cual es visible en la figura 19, donde la señal que le corresponde es casi imperceptible respecto a las demás señales.

Al igual que C6, de la figura 39d puede notarse que E1 comienza con una disminución de sedimento para luego aumentar su espesor, esto debido a que en sus estados iniciales, el material de E1 cae distribuido en la extensión de su largo, para luego abultarse en el punto A' de la figura 39a.

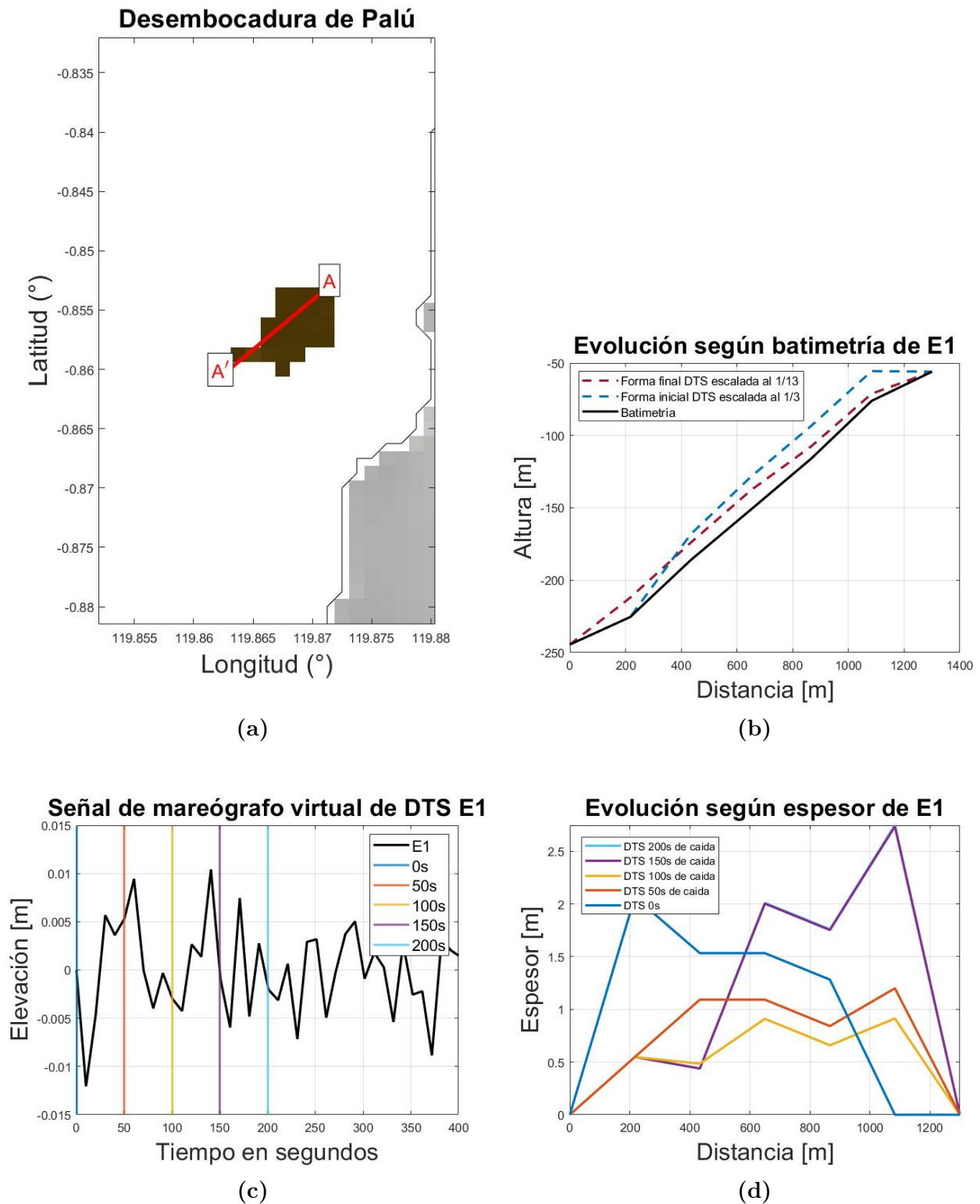


Figura 39: (a) Corte transversal A-A' de C4 en dirección norte junto a su respectiva evolución según batimetría y espesor (b y c), además del mareógrafo virtual ubicado en su frente (d).

En términos generales, los DTS presentan diferentes comportamientos, el más notable es la forma en la que caen, lo cual viene condicionado totalmente a su entorno batimétrico, por ejemplo: C1 y C2 se caracterizan por dividirse en 2 flujos, entre los cuales se distribuye la cantidad inicial de sedimento. Para los casos de C5 y CN5, se caracterizan por tomar 2 direcciones en su caída, mientras que C3, C4, C6 y E1 se caracterizan por presentar una única dirección de caída. Este efecto no viene condicionado al valor de cohesión, ya que para el caso de C2 que tiene un valor de cohesión alto (8.1[kPa]), presenta dos flujos, mientras que para C6, que posee un valor de cohesión bajo (2[kPa]), presenta una única dirección de caída.

Para el caso de las pendientes de caída, también es notable que en algunos casos, mientras mas pronunciada sea, mayor sera la contribución del DTS a la generación de olas, por ejemplo para los casos de C1, C5, C6 y CN5, donde sus pendientes van en un rango de 8,5° hasta 17°. Aun así, para los casos de C2, C4 y E1, donde sus contribuciones son notablemente menores a las de C1, C5, C6 y CN5, se observa que sus pendientes son de 10°, 8° y 9,6°, que están dentro del mismo rango de las pendientes de C1, C5, C6 y CN5. Esto podría deberse nuevamente al valor de cohesión para los casos de C2 y C4, limitando de cierta forma su movimiento, mientras que para E1, podría deberse a la relación entre sus dimensiones geométricas (que son notablemente bajas) respecto a las dimensiones de la bahía.

Es notable también el aumento de sedimento de los 8 DTS al hacer las diferencias entre las áreas de sus espesores iniciales y finales, esto debido a la característica de los DTS de abultares en su frente mientras caen (Kelfoun et al., 2011 [28]).

En términos de distancia de caída, las mayores distancias recorridas le corresponden a C1 en su bifurcación noroeste, C2 en su bifurcación suroeste, C5 en toda su extensión y a CN5, mientras que las menores distancias recorridas le corresponden a E1 y C3, sin superar el kilómetro de desplazamiento. En términos de tiempo de caída, el mayor le corresponde a C5, que finaliza su caída a los 240[s] después de su desestabilización, mientras que el menor le corresponde a E1, que finaliza su caída a los 50[s] después de ser desestabilizado.

Para la siguiente sección donde se estudiaran las señales del tsunami generado por la caída de los 8 DTS en simultaneo, se esperaría que los mayores contribuidores vengan de parte de los DTS C1, C5, C6 y CN5, ya que son los cuales generas olas de mayor amplitud, seguidos de C2, C3 y C4. Se espera que las contribuciones de E1 sean casi imperceptibles en las señales del tsunami por DTS, debido a su nula participación en la generación de olas (visible en la figura 14).

5.3. (c.1) Resultados Modelo DTS y de terremoto (EQ).

De las figuras 40 a la 50 se presentan las señales de mareógrafo registradas y los espectros de frecuencias para los modelos DTS y EQ en las 6 localidades de estudio. Además de las tablas 8 a la 13, se resumen las alturas máximas de las señales h_{max} , sus periodos T , frecuencias f , tiempo de llegada de la primera ola t_{fw} y altura de la primera ola registrada h_{fw} .

5.3.1. Wani.

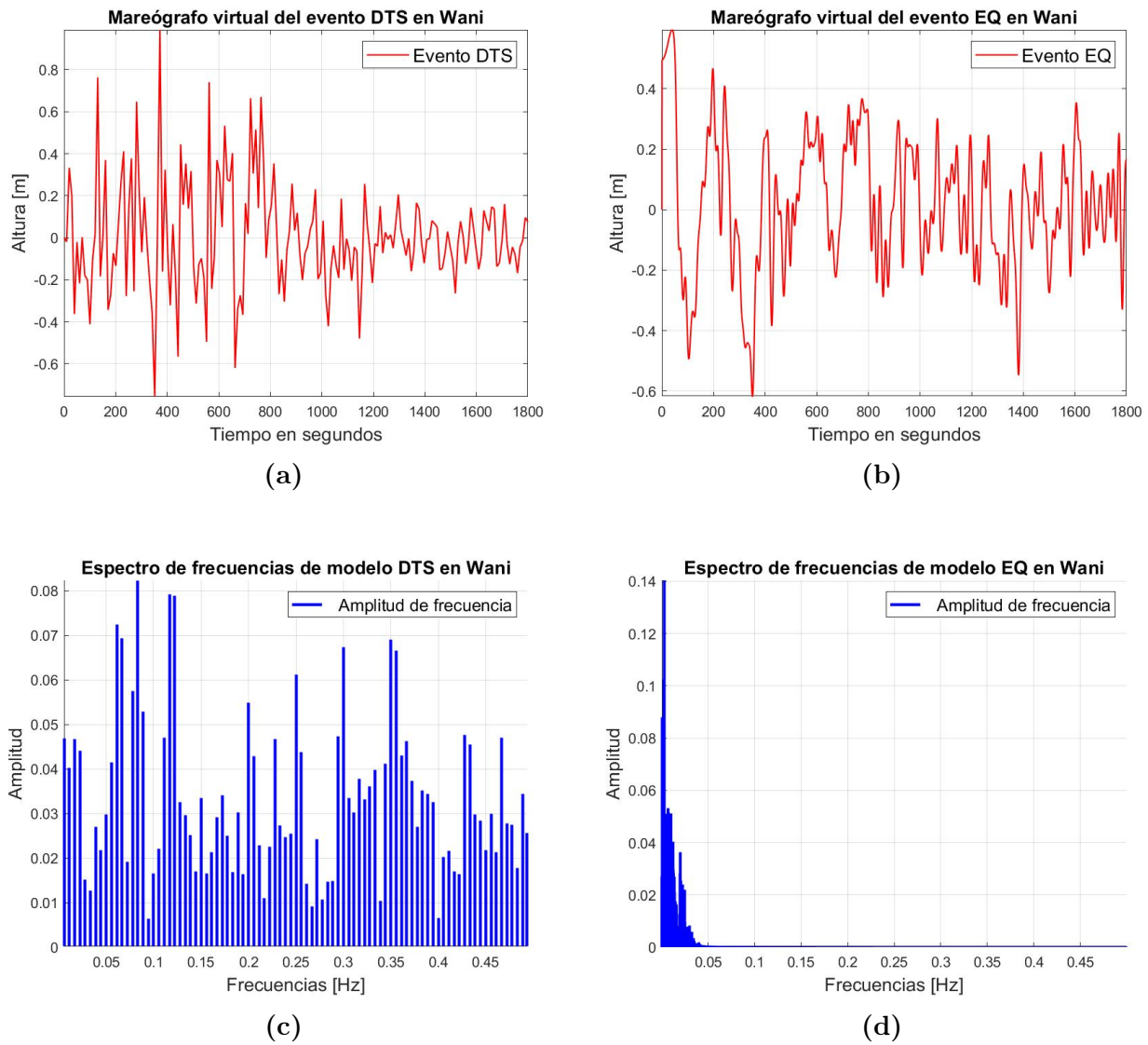


Figura 40: Señales de tsunami y sus respectivos espectros de frecuencias para modelo DTS (figura 40a y 40c) y para modelo EQ (figura 40b y 40d) en Wani.

De la figura 40 se resume la tabla 8:

	$h_{max}[m]$	$t_{fw}[s]$	$h_{fw}[m]$
Modelo DTS	0.98	20	0.33
Modelo EQ	0.59	40	0.59

Tabla 8: Características principales de onda para modelos DTS y EQ en Wani.

Para la señal del evento DTS y considerando la ubicación de Wani al norte de la bahía, las primeras crestas de amplitud de ola visibles hasta los $\approx 100[s]$ se deben a las olas generadas por los DTS C1 y CN5, que son los mas próximos a la localidad. Entre los 100[s] y 400[s] se observan crestas de amplitud mas altas, generadas por las olas de los DTS C5 y C6, que logran viajar desde la zona centro-oeste (que es donde caen) hasta Wani (figuras 14a y 18a), considerando que tanto C5 y C6 generan las olas de mayor amplitud (figura 19). El resto de amplitudes después de los 400[s] corresponden a efectos locales de la bahía, generados por los residuos de las olas de los DTS C1, C2, C5, C6 y CN5. Las contribuciones de C3, C4 y E1 son casi nulas debido a la baja amplitud de ola de estos DTS (figura 19), sumado a que se encuentran en la zona sur de la bahía, lejanos a Wani (figuras 14b y 18a).

Para la señal EQ, el mareógrafo registra una elevación inicial de agua de 0.49[m], considerando la ubicación de Wani en el mapa de deformación inicial (figura 41).

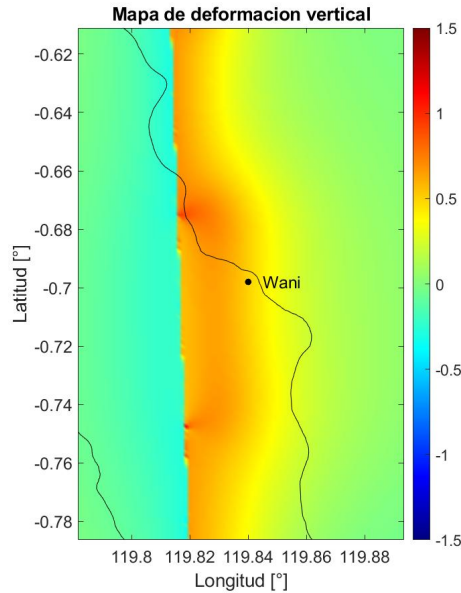


Figura 41: Ubicación de Wani respecto a las deformaciones iniciales.

En términos de alturas máximas y tiempo de llegada de la tabla 8, el modelo de DTS supera al modelo EQ para la altura máxima y la altura de la primera ola. Además, la ola del modelo de

DTS llega antes que la del modelo de terremoto, más específicamente con un desfase de 20 [s].

5.3.2. Pantoloan.

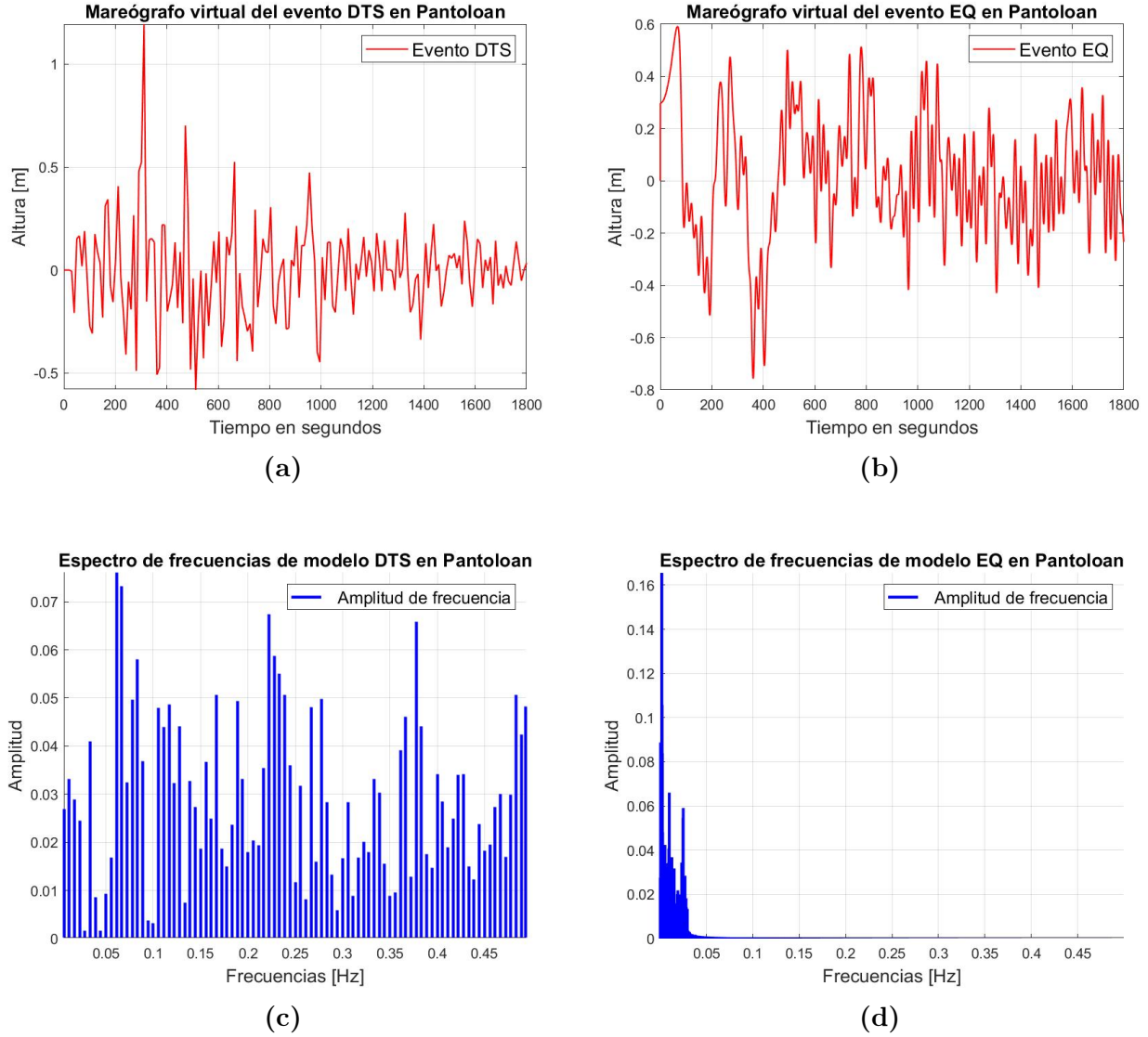


Figura 42: Señales de tsunami y sus respectivos espectros de frecuencias para modelo DTS (figura 42.a y 42.c) y para modelo EQ (figura 42.b y 42.d) en Pantoloan.

De la figura 42 se resume la tabla 9:

	$h_{max}[m]$	$t_{fw}[s]$	$h_{fw}[m]$
Modelo DTS	1.19	60	0.16
Modelo EQ	0.59	67	0.59

Tabla 9: Características principales de onda para modelos DTS y EQ en Pantoloan.

Para la señal del evento DTS en Pantoloan, ubicada al norte de la bahía, se cumple el mismo patrón que en la señal de DTS de Wani. Las primeras crestas de amplitud vienen dadas por los DTS C1 y CN5 para los primeros 130[s] ya que son los DTS mas cercanos a esta localidad (figuras 14a y 18a). Entre los 100[s] los 150[s], se comienzan a registrar crestas de amplitud mas altas, generadas por las olas de las caídas de los DTS C5 y C6 en la zona centro-oeste de la bahía (figuras 14b, 18a y 19). De los 150[s] en adelante, las crestas provienen de efectos locales de la bahía, generados por los residuos de olas de los DTS C1, C2, C5, C6 y CN5.

Para la señal EQ, el mareógrafo registra una elevación inicial del agua de 0.29[m], considerando la ubicación de Pantoloan en el mapa de deformación inicial (figura 43).

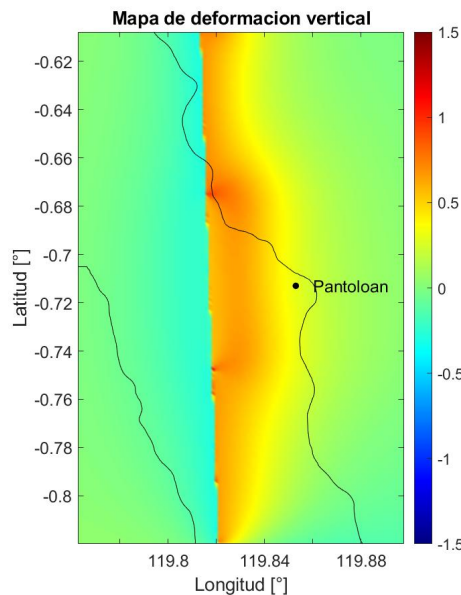


Figura 43: Ubicación de Pantoloan respecto a las deformaciones iniciales.

En términos de alturas máximas y tiempo de llegada de la tabla 9, el modelo DTS supera al modelo EQ para la altura máxima, no así para la de la primera ola, donde la registrada por el modelo EQ es mayor. La primera ola del modelo de deslizamientos llega antes que la del modelo de terremoto, más específicamente con un desfase de 7 [s].

5.3.3. Dupa.

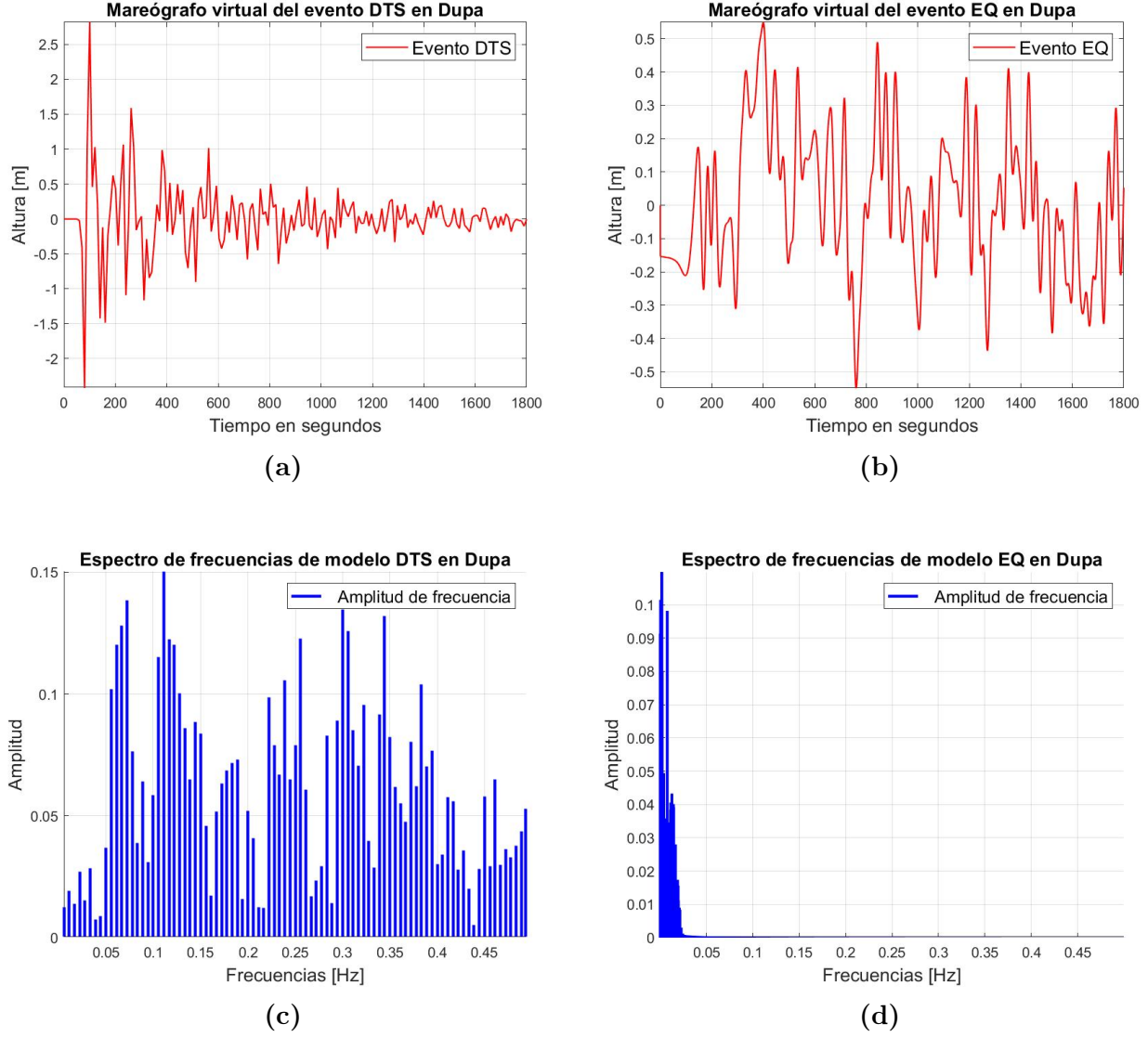


Figura 44: Señales de tsunami y sus respectivos espectros de frecuencias para modelo DTS (figura 43.a y 43.c) y para modelo EQ (figura 43.b y 43.d) en Dupa.

De la figura 44 se resume la tabla 10:

	$h_{max}[m]$	$t_{fw}[s]$	$h_{fw}[m]$
Modelo DTS	2.81	100	2.81
Modelo EQ	0.54	147	0.17

Tabla 10: Características principales de onda para modelos DTS y EQ en Dupa.

Para la señal de DTS en Dupa, la cresta de amplitud mas alta se registra alrededor de los 100[s],

alcanzando valores de hasta 2.81[m], esto debido a que Dupa esta ubicada en la zona centro-este de la bahía, justo al frente de las caídas de los DTS C5 y C6 (figuras 14b y 18a), los cuales generan las olas de mayor amplitud (figura 19). Pasado este tiempo, el resto de amplitudes vienen dadas por efectos locales de la bahía, generados los residuos de las olas de los DTS C2, C3, C4, C5, C6 y E1. Las contribuciones de los DTS C1 y CN5 son casi nulas debido a la distancia que hay entre estos y la localidad.

Para la señal EQ, Dupa registra una disminución del nivel de agua de -0.15[m], considerando la ubicación de Dupa en el mapa de deformación inicial (figura 45).

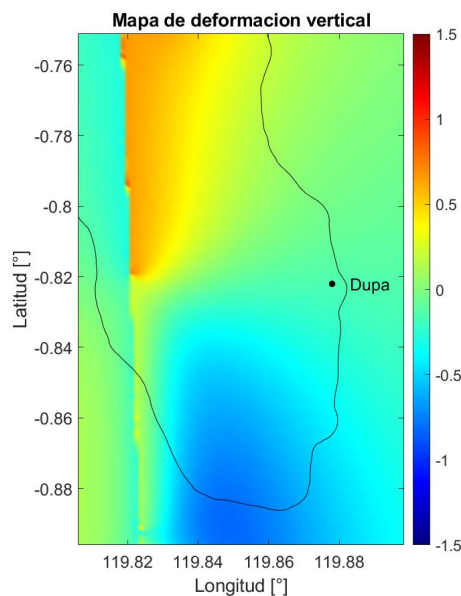


Figura 45: Ubicación de Dupa respecto a las deformaciones iniciales.

En términos de alturas máximas y tiempo de llegada de la tabla 10, el modelo DTS supera al modelo EQ para la altura máxima de la señal total y para la de la primera ola, así mismo, la ola registrada por el modelo de deslizamientos llega antes que la del modelo de terremoto, más específicamente con un desfase de 47 [s].

5.3.4. KN Hotel.

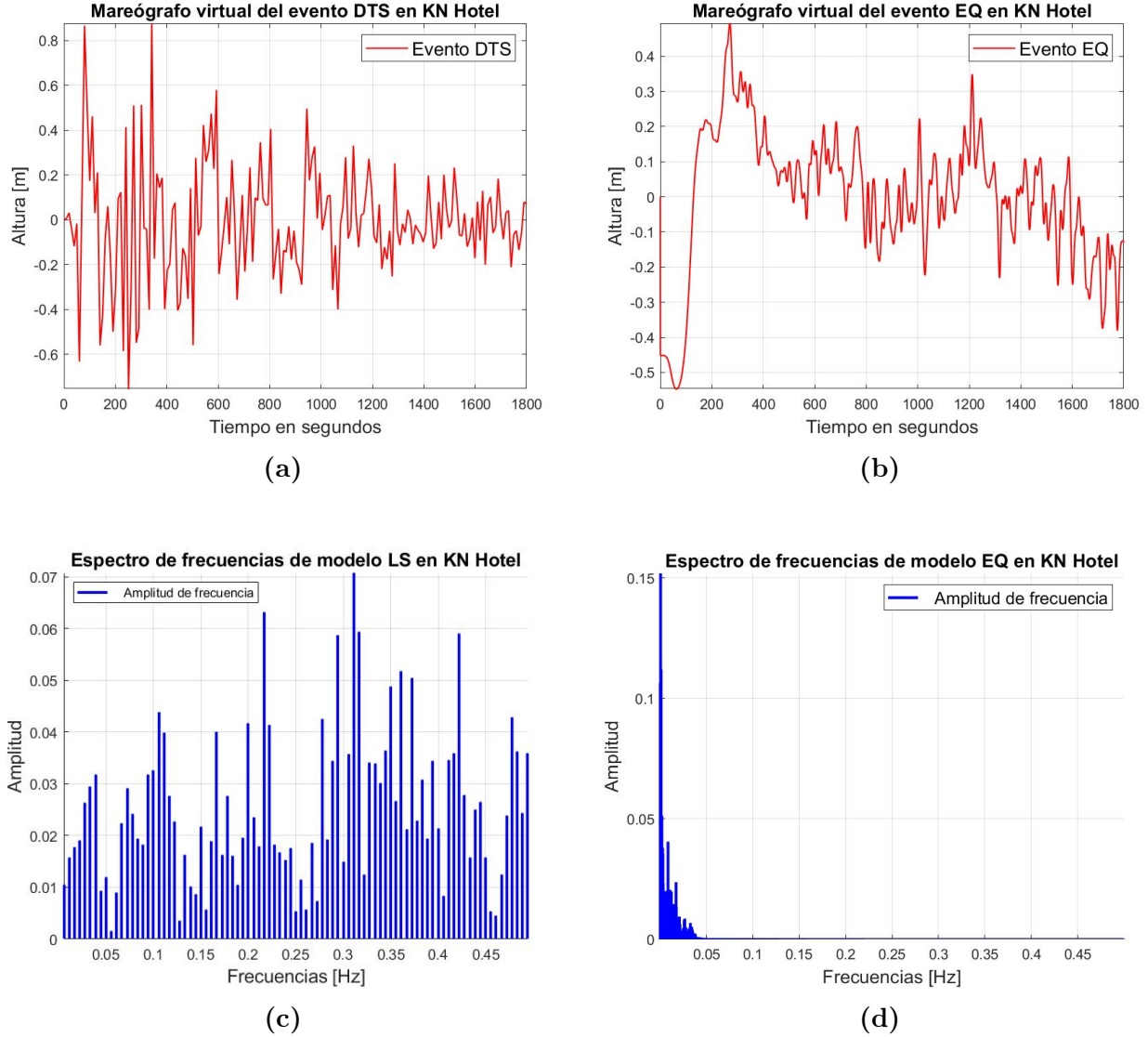


Figura 46: Señales de tsunami y sus respectivos espectros de frecuencias para modelo DTS (figura 44.a y 44.c) y para modelo EQ (figura 44.b y 44.d) en KN Hotel.

De la figura 46 se resume la tabla 13:

	$h_{max}[m]$	$t_{fw}[s]$	$h_{fw}[m]$
Modelo DTS	0.87	20	0.03
Modelo EQ	0.49	177	0.22

Tabla 11: Características principales de onda para modelos DTS y EQ en KN Hotel.

La señal de DTS en KN Hotel ubicada al sur de la bahía, registra su primera cresta de amplitud a los 80[s], la cual viene dada, en su mayoría, por la caída de C5, ubicado en la zona centro-oeste

de la bahía, junto a pequeñas contribuciones por parte de C3, C4 y E1, ubicados en la zona sur-este (figuras 14b y 18a). El resto de crestas de amplitud pasado los 80[s] vienen de parte de efectos locales de la bahía, generados por los residuos de las olas generadas por C2, C3, C4, C5, C6 y E1. Las contribuciones de los DTS C1 y CN5 son casi nulas debido a la distancia que hay entre estos y el mareógrafo.

Para la señal EQ en KN Hotel, se registra una disminución del nivel de agua de -0.45[m], considerando la ubicación de KN Hotel en el mapa de deformación inicial (figura 47).

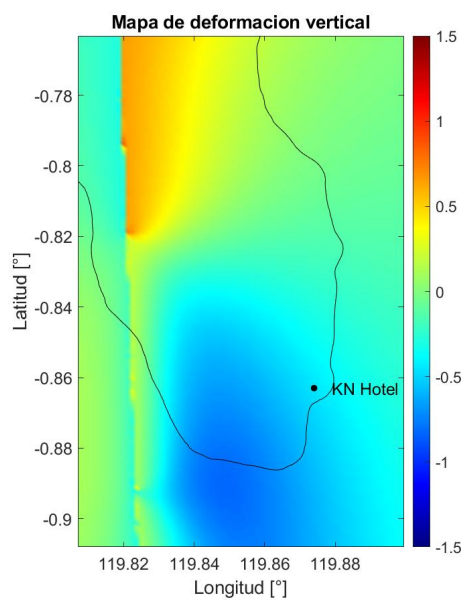


Figura 47: Ubicación de KN Hotel respecto a las deformaciones iniciales.

En términos de alturas máximas y tiempo de llegada de la tabla 10, el modelo DTS supera al modelo EQ para la altura máxima de la señal total, no así para la de la primera ola, donde la registrada por el modelo EQ es mayor. La ola del modelo de deslizamientos llega antes que la del modelo de terremoto, más específicamente con un desfase de 157 [s].

5.3.5. Talise.

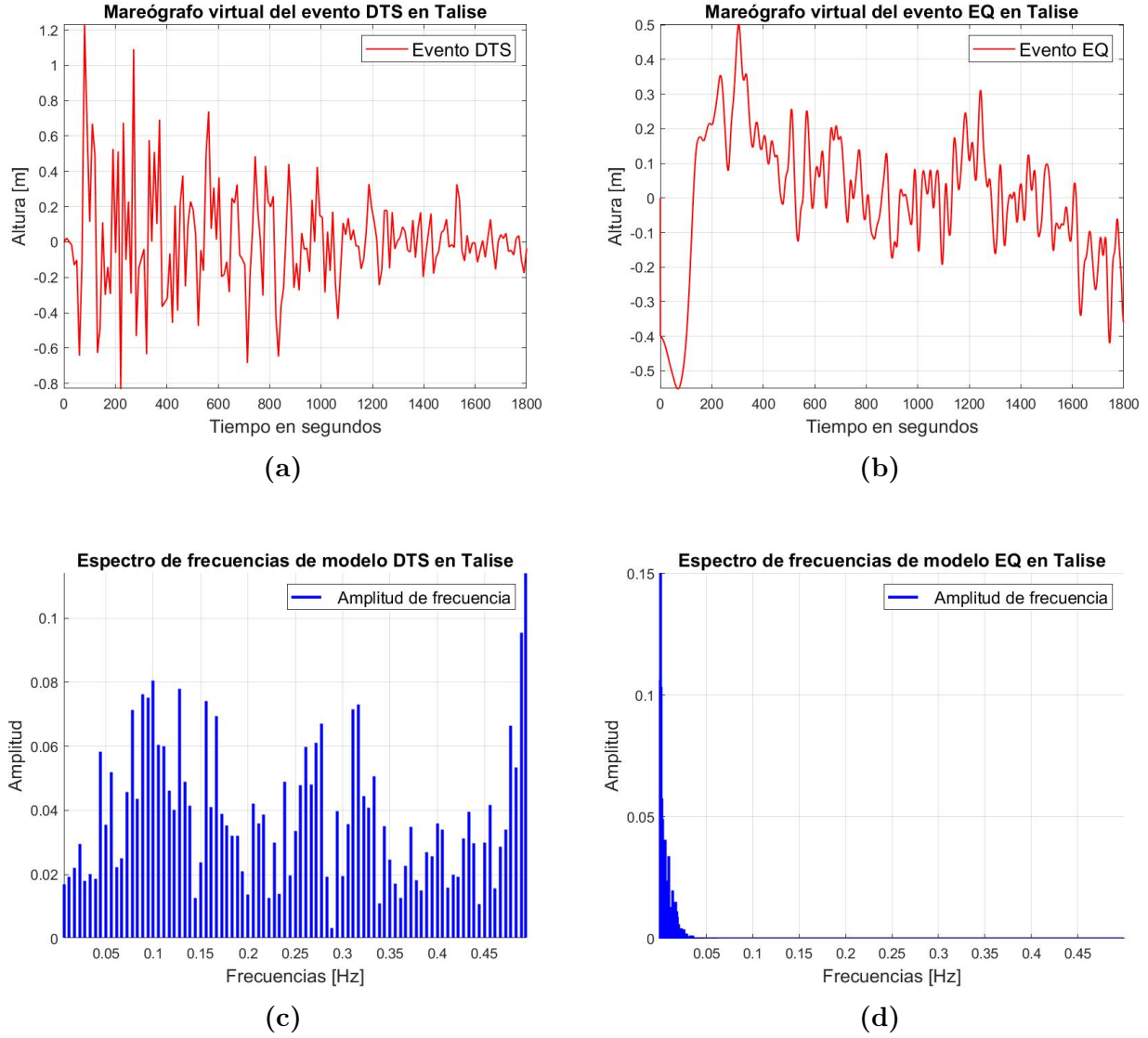


Figura 48: Señales de tsunami y sus respectivos espectros de frecuencias para modelo DTS (figura 45.a y 45.c) y para modelo EQ (figura 45.b y 45.d) en Talise.

De la figura 48 se resume la tabla 12:

	$h_{max}[m]$	$t_{fw}[s]$	$h_{fw}[m]$
Modelo DTS	1.23	10	0.022
Modelo EQ	0.5	233	0.35

Tabla 12: Características principales de onda para modelos DTS y EQ en Talise.

En la señal de DTS en Talise, se cumple el mismo patrón que en KN Hotel, debido a la baja distancia que hay entre ambas localidades (figura 18a). La primera cresta de amplitud visible

a los 80[s] viene dada por la caída del DTS C5, ubicado en la zona centro-oeste de la bahía, junto a pequeñas contribuciones por parte de C3, C4 y E1, ubicados en la zona sur-este (figuras 14b y 18a). Pasados los 80[s], el resto de amplitudes corresponden a efectos locales de la bahía generados por los residuos de las olas generadas por los DTS C2, C3, C4, C5, C6 y E1. Las contribuciones de los DTS C1 y CN5 son casi nulas debido a la distancia que hay entre estos y el mareógrafo.

Para la señal EQ, Talise registra una disminución del nivel de agua de -0.4[m], considerando la ubicación de Talise en el mapa de deformación inicial (figura 49).

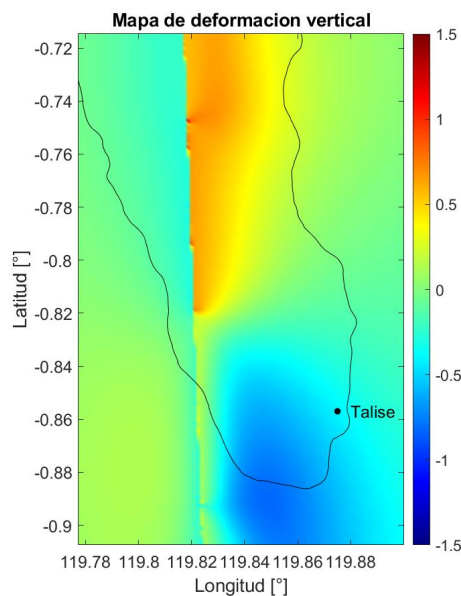


Figura 49: Ubicación de Talise respecto a las deformaciones iniciales.

En términos de alturas máximas y tiempo de llegada de la tabla 12, el modelo de deslizamientos supera al modelo de terremoto para la altura máxima, no así para la de la primera ola, donde la registrada por el modelo EQ es mayor. Además, la ola del modelo DTS llega antes que la del modelo EQ, más específicamente con un desfase de 163 [s].

5.3.6. West Palu.

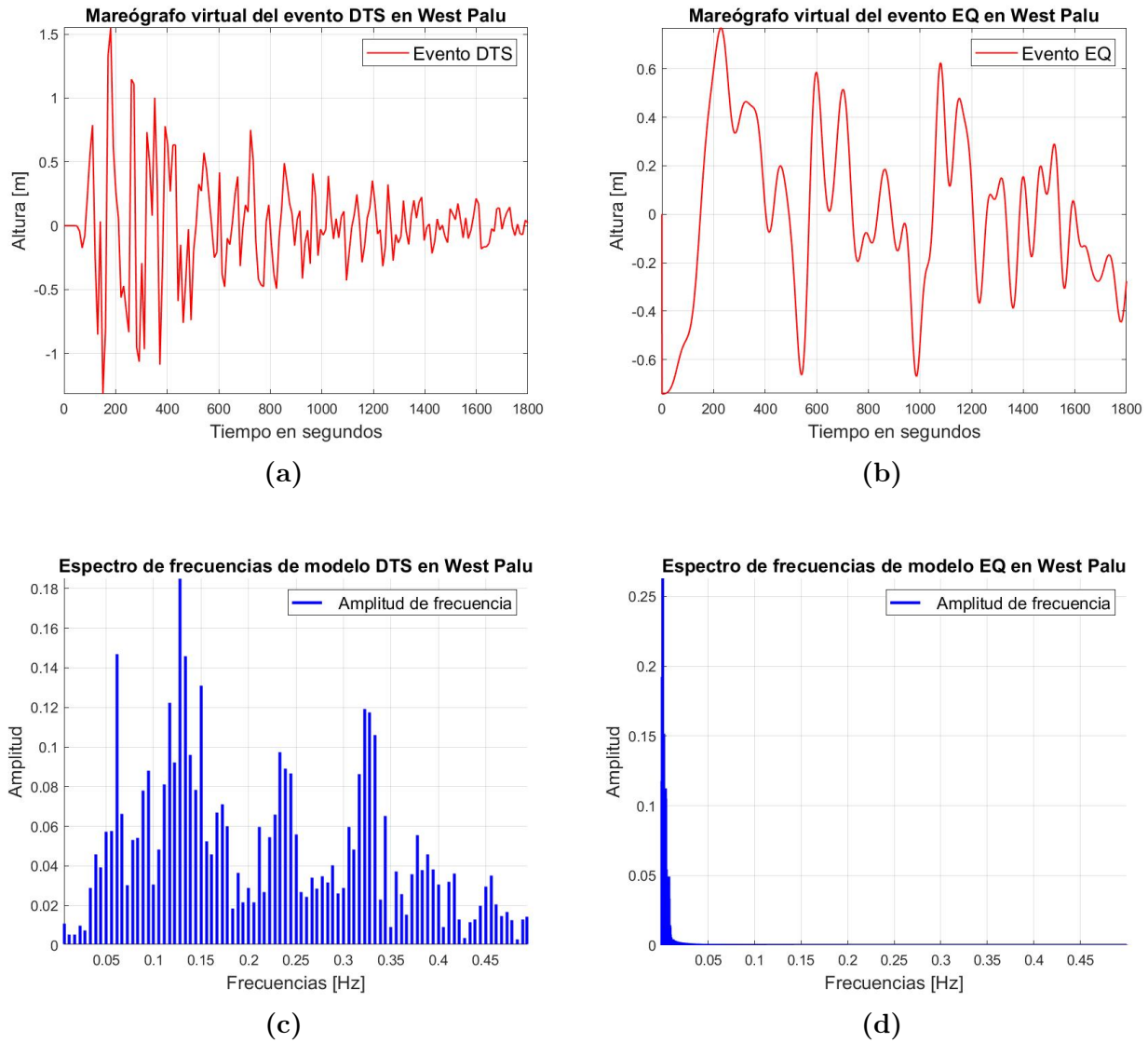


Figura 50: Señales de tsunami y sus respectivos espectros de frecuencias para modelo DTS (figura 46.a y 46.c) y para modelo EQ (figura 46.b y 46.d) en West Palu.

De la figura 50 se resume la siguiente tabla:

	$h_{max}[m]$	$t_{fw}[s]$	$h_{fw}[m]$
Modelo DTS	1.54	110	0.78
Modelo EQ	0.76	228	0.76

Tabla 13: Características principales de onda para modelos DTS y EQ en West Palu.

La señal de DTS en West Palu ubicada en la zona sur-oeste, registra sus primera crestas de amplitud debido a las olas generadas por los DTS C3, C4, C5 y E1 a los 120[s], los cuales se

distribuyen entre la zona sur-oeste y sur-este (figuras 14b y 18a). Pasado este tiempo, la señal consiste en efectos locales de la bahía debido a los residuos de las olas generadas por los DTS C2, C3, C4, C5, C6 y E1. Las contribuciones de los DTS C1 y CN5 son casi nulas debido a la distancia que hay entre estos y el mareógrafo.

Para la señal EQ, West Palu registra una disminución del nivel de agua de $-0.74[m]$, considerando la ubicación de West Palu en el mapa de deformación inicial (figura 51).

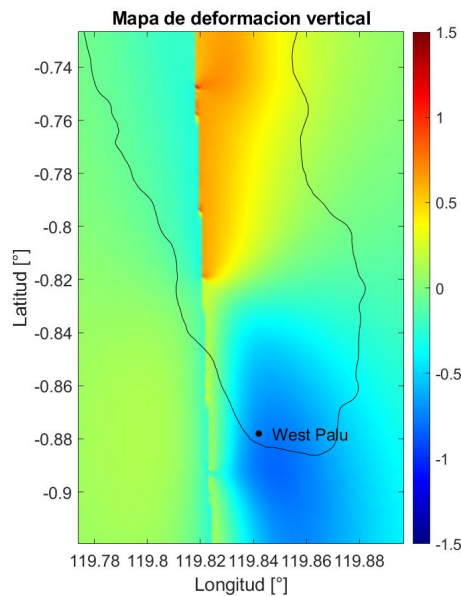


Figura 51: Ubicación de West Palu respecto a las deformaciones iniciales.

En términos de alturas máximas y tiempo de llegada de la tabla 13, el modelo de deslizamientos supera al modelo de terremoto para la altura máxima, no así para la de la primera ola, donde la registrada en ambas señales son similares. Además, la ola del modelo DTS llega antes que la del modelo EQ, más específicamente con un desfase de 118 [s].

En resumen, las alturas máximas registradas en los modelo DTS son mayores a las registradas en los modelos EQ para las 6 localidades. Para las alturas de la primera ola, las registradas por el modelo EQ son mayores a las registradas por el modelo DTS en las localidades de Wani, Pantoloan, KN Hotel, Talise.

En términos de tiempo de llegada de las primeras olas, las producidas por el modelo DTS llegarían más tempranamente que las registradas por el modelo EQ, excepto en Pantoloan, donde la primera ola del modelo EQ llegaría antes que la del modelo DTS.

5.4. (c.2) Espectros de frecuencias.

En base a los resultados de los espectros de frecuencia para las señales del modelo DTS y EQ en las 6 localidades (figuras 40c-50c y 40d-50d), se puede notar que los periodos de oscilación del modelo DTS son menores a los periodos del modelo EQ. Lo anterior se explica considerando la naturaleza de los tsunamis generados por deslizamientos de tierra submarinos y por terremoto, donde los primeros suelen tener periodos de oscilación bajos, usualmente menores a 1 minuto (Bardet et al., 2003 [31], Harbitz et al., 2006 [32], Lynett et al., 2003 [33]), mientras que los tsunamis por terremoto suelen tener periodos de oscilación altos, entre un rango de 5 a 90 minutos (Bardet et al., 2003 [31], Harbitz et al., 2006 [32], Tappin et al., 2008 [34]). Es notable que las frecuencias del modelo DTS presentan mayor variabilidad, esto debido al comportamiento impulsivo de un DTS, lo cual genera grandes variaciones tanto en las amplitudes como en las velocidades de las olas, llevando a la dispersión de frecuencias (Lovholt et al., 2015 [35], Lynett et al., 2003 [33]).

5.5. (d) Mareógrafos virtuales para señal acoplada.

La figura 52 muestra las señales de tsunami para las 6 localidades del modelo acoplado, que corresponde a la suma entre las señales DTS (figuras 40a-50a) y EQ (figuras 40b-50b). También se resume la tabla 14 con los valores de altura máxima de la señal h_{max} , tiempo de llegada de la primera ola t_{fw} y la altura registrada de la primera ola h_{fw} .

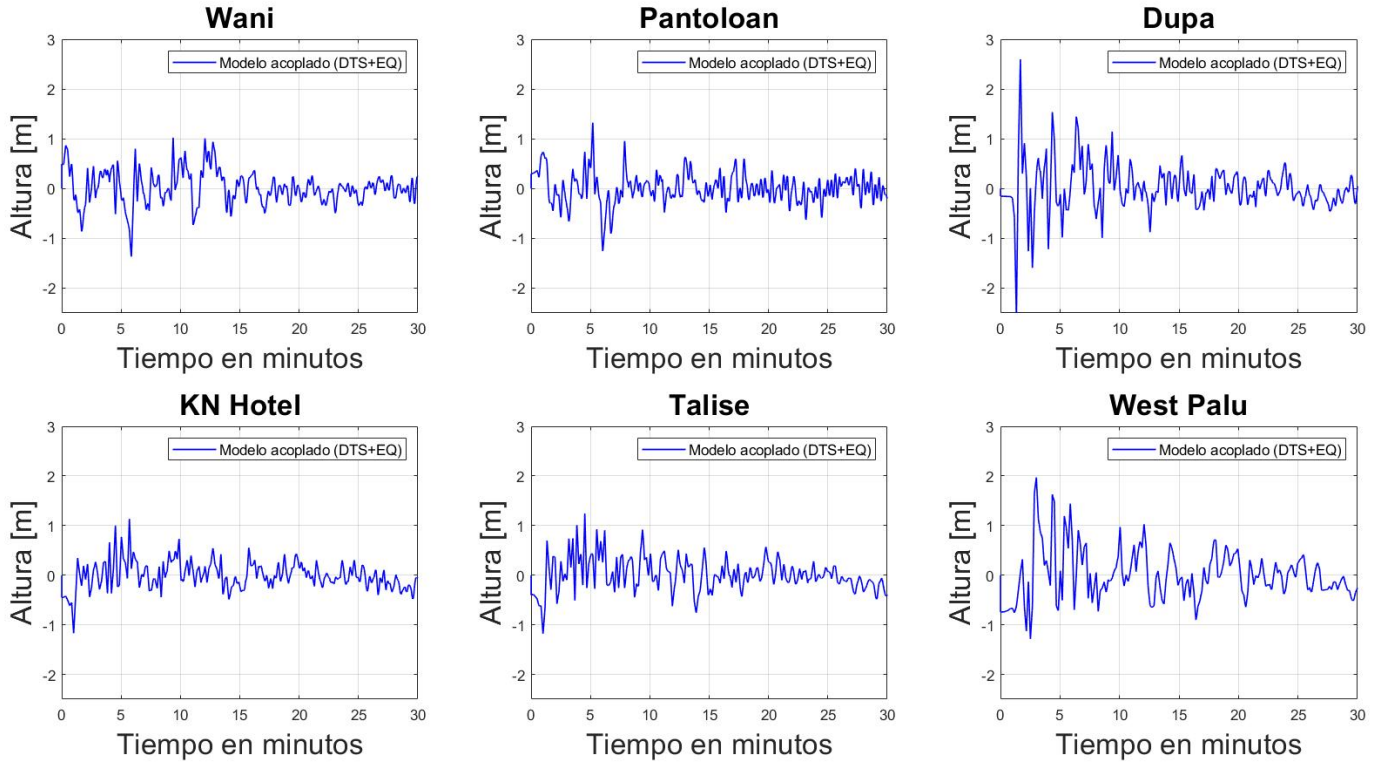


Figura 52: Señal acoplada en las 6 localidades de estudio.

Localidad	h_{max} [m]	t_{fw} [s]	h_{fw} [m]
Wani	1.02	20	0.86
Pantoloan	1.32	60	0.73
Dupa	2.59	100	2.59
KN Hotel	1.13	80	0.34
Talise	1.24	80	0.69
West Palu	1.97	110	0.32

Tabla 14: Características principales de la señal acoplada en las 6 localidades.

Para las localidades 6 localidades, las señales de DTS tienen mayor significancia en el modelo acoplado a diferencia de las señales EQ. Esto es notable viendo las alturas máximas de la señal acoplada, que van de los 1.02[m] hasta los 2.59[m], similares a las alcanzadas por el modelo DTS y menores a las alcanzadas por el modelo EQ.

También se observa que en Dupa, la señal acoplada se ve disminuida en 0.22[m] respecto a la altura máxima alcanzada por su señal DTS, esto se debe a una interferencia destructiva entre las señal DTS y EQ. Para el resto de localidades, la señal acoplada se ve amplificada respecto a sus señales DTS, esto debido a que ambas señales presentan interferencia constructiva.

Al igual que para las señales de DTS, se cumple el mismo patrón en términos de llegada de ola en la señal acoplada. Las localidades de Wani y Pantoloan ubicadas al norte registran su primera actividad en el primer minuto debido a las olas de C1 y CN5, ubicados próximos a estas localidades (figuras 14a y 18.a). Luego, se registran amplitudes entre los minutos 2 y 5, gracias a las olas de gran generadas por los DTS C5 y C6 (figura 19), que viajan desde la zona centro-oeste hacia la zona norte (figuras 14b y 18.a). Las contribuciones de C2 son bajas debido a sus olas de baja amplitud (figura 19), mientras que las olas de C3, C4 y E1 no son percibidas debido a su ubicación sur (figura 14b). El resto de amplitudes son debido a efectos locales de la bahía. Para las localidades de Dupa, KN Hotel, Talise y West Palu, distribuidas desde la zona centro hasta la zona sur de la bahía (figura 18.a), registran sus primeras actividades entre los minutos 1 y 4, debido a las olas que vienen de parte de los DTS C5 y C6, junto a pequeñas contribuciones de los DTS C2, C3, C4 y E1 (figura 19). Las contribuciones de C1 y CN5 son imperceptibles debido a la distancia entre estos DTS y las localidades mencionadas (figuras 14b y 18.a).

El efecto notable de las señales EQ que se presenta en las señales acopladas, es que agrega un comportamiento periódico a lo largo de la señal, debido a que las frecuencias de la señal EQ predominan sobre las de la señal DTS. Este efecto haría que las olas de la señal DTS se presenten con un efecto oscilatorio de disminución y elevación del nivel de agua, donde estas oscilaciones tendrían un periodo aproximado de 5 minutos. La figura 53 presenta un ejemplo de este efecto para la señal de Dupa desde los 10 hasta los 30 minutos.

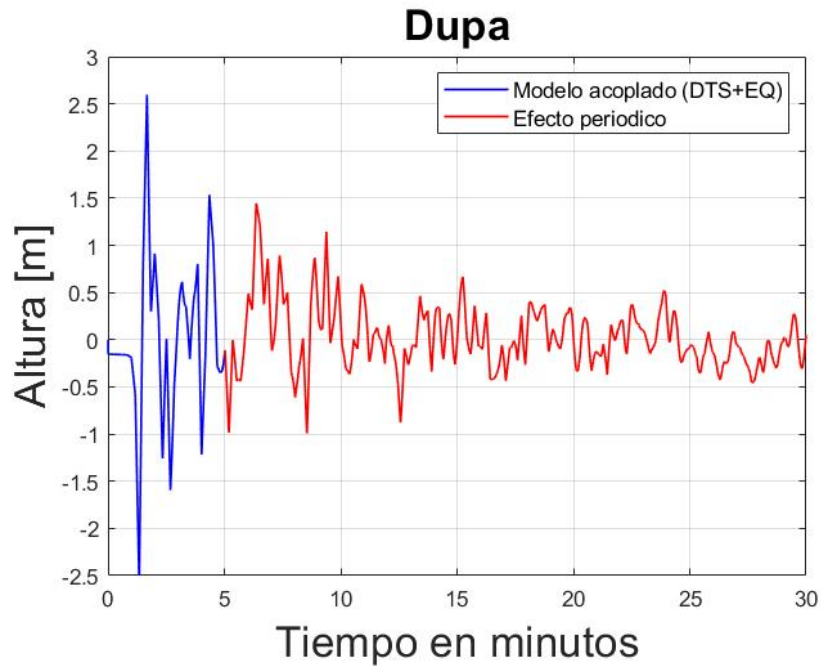


Figura 53: Efecto oscilatorio de la señal EQ sobre la señal DTS visible en la señal acoplada de Dupa.

En resumen, la señal acoplada se caracterizaría por 2 tipos de comportamientos: el primero dado por la señal DTS, que consistiría en olas de alta frecuencia de alta y baja amplitud, alcanzando casi los 2 metros de altura, mientras que el segundo viene dado por la señal EQ, que consistiría en la disminución y elevación del nivel del mar en una ventana promedio de 5 minutos a lo largo de la ventana de tiempo total.

6. Discusión

La sección de discusión estará enfocada en comparar los diferentes modelos y comportamientos tanto de deslizamientos de tierra submarinos (DTS) como de terremoto (EQ) en torno a sus resultados de alturas máximas registradas por ambas señales, junto a un breve análisis de los márgenes de error para los resultados obtenidos en este trabajo. Finalmente, se realizará una comparación de los resultados de las señales DTS, EQ y del modelo acoplado de este trabajo con las observaciones de forma de ola del tsunami de Palú propuestas por Carvajal et al., 2019 [7].

6.1. Comparación de modelos EQ y DTS.

Se hizo una recopilación de otras investigaciones referidas al tsunami de Palú, donde los autores fueron clasificados según el mecanismo de generación considerado en sus investigaciones (tabla 15).

Autor	Modelo de terremoto (EQ)	Modelo de DTS (DTS)
Esta investigación	✓	✓
Nagai et al., 2019 [11]		✓
Carvajal et al., 2019 [7]	✓	
Socquet et al., 2019 [36]	✓	
Pakoksung et al., 2019 [15]	✓	✓
Aranguiz et al., 2020 [10]	✓	✓
Sepulveda et al., 2020 [9]	✓	✓

Tabla 15: Autores clasificados según el mecanismo de generación estudiado para el tsunami de Palú.

Es importante considerar que los autores no utilizan el mismo método para la obtención de resultados. Para los modelos de terremoto, la variabilidad se da principalmente en el modelo para calcular el slip del terremoto, por ejemplo, Carvajal et al., 2019 [7] utiliza el modelo de deslizamiento de falla propuesto por Socquet et al., 2019 [36], quien usa el método de inversiones de slip mediante funciones de Green para obtener respuestas sintéticas de deslizamiento; para el caso de Pakoksung et al., 2019 [15], este utiliza un modelo de fallas finitas, con el cual también calcula distribuciones de slip que usa para generar las señales de mareógrafos, Aranguiz et al., 2020 [10] utiliza un modelo de fallas finitas en torno a los movimientos verticales de 49 estaciones de GPS extraídas del *Incorporated Research Institutions for Seismology Data Management Center*. Como se presenta en la sección metodológica, esta investigación utiliza el

método de Okada junto con los parámetros de falla extraídos del USGS presentados en la tabla 1.

Para los casos de modelos de DTS, las diferencias se dan principalmente entre:

- Resolución de batimetrías: En algunos de los trabajos considerados, los autores realizan sus propias expediciones para obtener la batimetría de la bahía, por ejemplo en el trabajo de Aranguiz et al., 2020 [10], se especifica como emplea sondas náuticas en botes que recorren toda la bahía, obteniendo una grilla con una resolución de 50[m], mucho mayor a la resolución usada en este trabajo, que es de 77[m].
- Número de DTS considerados en las simulaciones: en los diferentes trabajos considerados, los autores usan diferentes fuentes de deslizamientos, las cuales son obtenidas tanto haciendo comparaciones de estados pre y post tsunami como de inferencias por videos de testigos como de imágenes satelitales. Por ejemplo, Nagai et al., 2021 [11] considera 8 fuentes de DTS; Pakoksung et al., 2019 [15] considera 10 posibles DTS; Aranguiz et al., 2020 [10] considera 5 posibles DTS y Sepulveda et al., 2020 [9] considera 14 posibles DTS. En esta investigación son consideradas las 8 fuentes de DTS propuestas por Nagai et al., 2021 [11]. La razón de esto es porque cada parámetro de DTS presentado en su trabajo (tabla 3) pudo ser utilizado en el modelo, a diferencia de por ejemplo, los parámetros de DTS presentados por Aranguiz et al., 2020 [10], donde se especifican parámetros DTS como aceleración inicial, velocidad terminal, entre otros, los cuales no son especificados como parámetro de entrada del modelo Volcflow Tsunami. Se trato de tener la menor pérdida de datos posibles.
- Características y reologías de los DTS: En los trabajos considerados, es normal que haya alta variabilidad en términos de dimensiones (largo, ancho, espesor, volumen, etc) de los DTS, debido a que las fuentes de generación consideradas no son las mismas ya que las imágenes satelitales desde donde se estudian pueden variar en resolución. Para el caso de los parámetros reológicos, algunos autores no los especifican o no son usados, como por ejemplo el parámetro de cohesión, viscosidad, entre otros.
- Método numérico implementado: En los trabajos considerados, existe una gran diferencia en términos de métodos numéricos, que si bien todos hacen sus cálculos basándose en las ecuaciones de aguas someras (utilizadas por ejemplo en COMCOT y VolcFlow Tsunami), también puede dar lugar a diferencias de resultados, por ejemplo Pakoksung et al., 2019 [15], implementa su propio método numérico de 2 capas para la modelación de tsunami específicamente generados por DTS.

Si bien se indica que los distintos autores estudian claramente los mecanismos mencionados, no todos se enfocan en las 6 localidades, por lo que al momento de realizar las comparaciones, se notará la falta de alturas máximas en algunos sectores.

6.1.1. Resultados de modelos EQ.

Se recopilaron las máximas amplitudes alcanzadas de las señales de tsunami de los autores mencionados, para sus modelos de terremoto. Estas son visibles en la figura 54:

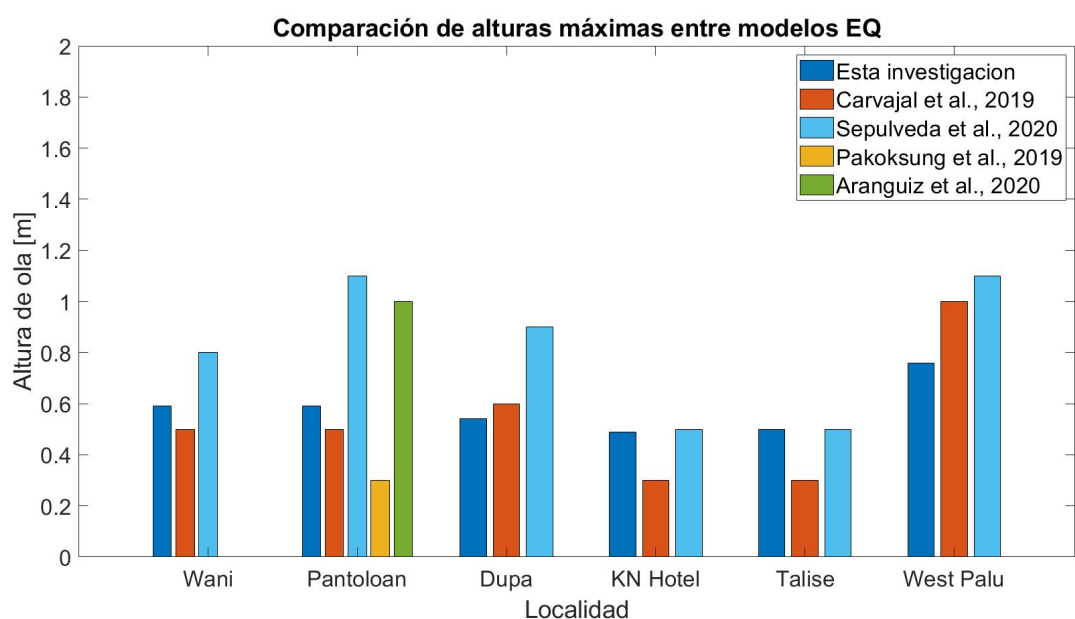


Figura 54: Diferencia de alturas para modelos de terremoto como mecanismo de generación.

Se resume este gráfico en la tabla 16;

Autor	Wani	Pantoloan	Dupa	KN Hotel	Talise	West Palu
Esta investigación	0.59	0.59	0.54	0.49	0.5	0.76
Carvajal et al., 2019	0.5	0.5	0.6	0.3	0.3	1.0
Pakoksung et al., 2019		0.3				
Aranguiz et al., 2020		1.0				
Sepulveda et al., 2020	0.8	1.1	0.9	0.5	0.5	1.1

Tabla 16: Alturas máximas de ola en metros de las señales resultantes de cada modelo EQ.

Resulta importante calcular las desviaciones porcentuales del modelo utilizado en este trabajo, considerando los modelos de otros trabajos como los valores teóricos. Esto se lleva a cabo utilizando su fórmula:

$$E = \left| \frac{v_a - v_e}{v_e} \right| \cdot 100 \% \quad (28)$$

- v_a = valor aproximado (de esta investigación)
- v_e = valor teórico (de otras publicaciones)

Las desviaciones porcentuales son presentados en la tabla 17:

Autor \ Localidad	Wani	Pantoloan	Dupa	KN Hotel	Talise	West Palu
Carvajal et al., 2019	18 %	18 %	10 %	63 %	66 %	24 %
Pakoksung et al., 2019		18 %				
Aranguiz et al., 2020		41 %				
Sepulveda et al., 2020	26 %	46 %	40 %	2 %	30 %	95 %

Tabla 17: Desviaciones porcentuales para valores aproximados de altura máxima de terremoto (esta investigación) con valores teóricos (otros trabajos)

En 11 casos, los valores aproximados se mantienen cercanos a los valores teóricos (menos del 50 %), mientras que en los 3 restantes, estos superan el 50 %.

6.1.2. Resultados de modelos DTS.

Se recopilieron las máximas amplitudes alcanzadas de las señales de tsunami de los autores mencionados, para sus modelos de DTS. Estas son visibles en la figura 55:

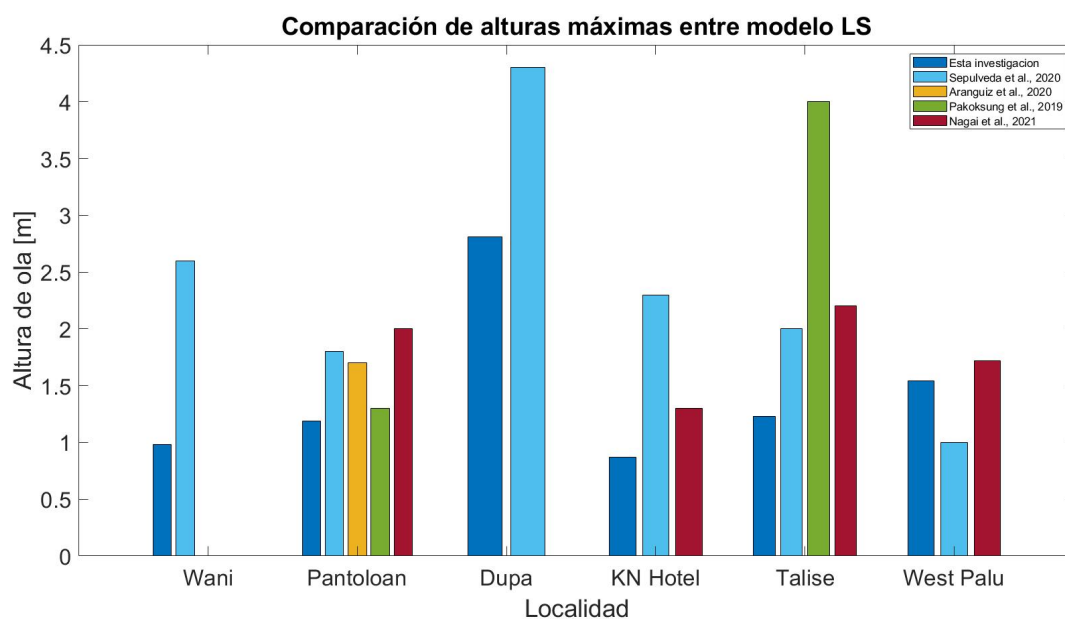


Figura 55: Diferencia de alturas para modelos de DTS como mecanismo de generación.

Se resume este gráfico en la tabla 18:

Autor	Wani	Pantoloan	Dupa	KN Hotel	Talise	West Palu
Esta investigación	0.98	1.19	2.81	0.87	1.23	1.54
Nagai et al., 2021		2		1.3	2.2	1.72
Pakoksung et al., 2019		1.7				
Aranguiz et al., 2020		1.3			4	
Sepulveda et al., 2020	2.6	1.8	4.3	2.3	2	1

Tabla 18: Alturas máximas de ola en metros de las señales resultantes de cada modelo DTS.

La mayoría de alturas máximas de las señales superan el metro de altura de ola, algunas superando levemente los 2 metros, mientras que las calculadas por Sepúlveda et al., 2020 [9] y Aranguiz et al., 2020 [10], superarían casi los 4 metros de altura en Dupa y Talise respectivamente. Para el caso de Dupa que registra las mayores alturas máximas tanto para esta investigación como para Sepulveda et al., 2020 [9], podría deberse a que una gran parte de los DTS considerados caen desde la costa centro-este, mientras que Dupa se ubica en la costa centro-oeste de la bahía, recibiendo claramente las mayores amplitudes de ola.

Al igual que con los modelos de terremoto, resulta relevante calcular las desviaciones porcentuales entre el modelo propuesto en este trabajo con los modelos propuestos por otros autores. Estos valores son presentados en la tabla 19:

Autor \ Localidad	Wani	Pantoloan	Dupa	KN Hotel	Talise	West Palu
Nagai et al., 2021		40.5 %		33 %	44 %	10.4 %
Pakoksung et al., 2019		30 %				
Aranguiz et al., 2020		8.4 %			69.2 %	
Sepúlveda et al., 2020	62.3 %	33.8 %	34.6 %	62.1 %	38.5 %	54 %

Tabla 19: Desviaciones porcentuales para valores aproximados de altura máxima de deslizamientos (esta investigación) con valores teóricos (otros trabajos)

Para este caso, 4 valores aproximados se alejan considerablemente de los valores teóricos, superando el 50 %, mientras que los 9 restantes se mantienen bajo este valor.

6.2. Caracterización de mecanismos.

Como se aprecia tanto en los resultados como en las comparaciones entre modelos EQ y DTS, se podría confirmar que las contribuciones del mecanismo de generación de DTS son mucho mayores

a comparación del mecanismo de generación por terremoto para los parámetros considerados. Esto se sostiene por varios motivos, uno de ellos, los resultados de las señales de mareógrafos: Observando las señales de mareógrafos de ambos modelos (figuras 40a-50a y 40b-50b), es notable que las alturas alcanzadas por el modelo de DTS son mucho mayores a diferencia de las alcanzadas por el modelo EQ, tanto para la primera ola registrada como para la altura máxima de la señal total.

Incluso se registran olas de notable amplitud en las señales DTS después de sus caídas. Esto se debe a efectos locales de bahía, resultando en la amplificación de las olas registradas. Este comportamiento suele ser bastante común en bahías, según es indicado A. Lechuga (Diciembre 5, 2017) [37] y Aranguiz et al., 2013 [27].

Para el caso de las alturas alcanzadas por el modelo de terremoto, se observa que son menores, la explicación de esto último puede deberse a las deformaciones verticales. Como se observó en el mapa de deformaciones verticales generadas por el sismo (figura 11), estas van de los -0.2[m] a los 0.2[m], que ya de por sí son valores considerablemente bajos en comparación de otros eventos de tsunami por terremoto, por ejemplo para el terremoto del Maule en Chile del año 2010, las deformaciones verticales calculadas alcanzaban los ≈ 4 [m], lo que generó olas de alturas de casi 10[m] (Oportus et al., 2020 [38]), para el caso del terremoto de Valdivia en Chile del año 1960, las deformaciones verticales alcanzaron valores de ≈ 10 [m] generando olas de casi 25[m] (Winckler et al., 2017 [39]) mientras que para el terremoto de Alaska del año 1964, se calcularon deformaciones verticales de ≈ 5 [m], alcanzando alturas de olas de hasta 8[m] (Suleimani et al., 2020 [40]). Se esperaría entonces que el terremoto de Palú no fuese capaz de generar olas de gran altura por si solo.

Aparte de lo descrito en el párrafo anterior, hay que considerar las afirmaciones comentadas por otros/as autores/as en sus investigaciones respecto al comportamiento de los tsunami para ambos mecanismos, donde uno de sus puntos principales trata sobre su dependencia en la escala espacial. Los tsunami por DTS tienden a ser tener mayor significancia en el campo cercano (escala espacial pequeña) en comparación a los tsunami por terremoto, donde estos últimos tienen mayor relevancia cuando se desarrollan de forma transoceánica o sobre el campo lejano (escala espacial alta) (Harbitz et al., 2006 [32], Lynett et al., 2003 [33], Okal Synolaiks et al., 2004 [41], Tappin et al., 2008 [34]).

Si el mismo procedimiento de este trabajo se hubiera hecho en una escala continental, los resultados hubieran sido totalmente diferentes, ya que al haber una gran área de ruptura al momento del sismo, la energía acumulada por el tsunami sería mayor, generando olas de mayor

amplitud, mayor periodo, mayor longitud de onda y baja frecuencia (Harbitz et al., 2006 [32], Bardet et al., 2003 [31], Tappin et al., 2008 [34], Hammack et al., 1973 [42]), las cuales debido a su eficiencia de propagación, serían capaces de recorrer grandes distancias, alcanzando las costas de otros continentes. Así mismo ocurrió para el tsunami generado por el terremoto de magnitud momento $M_w = 8,8$ en la costa del Maule, Chile. Este alcanza la costa japonesa al día siguiente del terremoto y registró cambios del nivel del mar de 12 a 30 centímetros (Kato et al., 2011 [2]), que si bien no son cambios de gran magnitud, se entiende el potencial de un tsunami generado por terremoto bajo ciertas condiciones, considerando que la distancia entre Chile y Japón es de 17.332 kilómetros. En la otra parte, para un modelo de DTS, los mareógrafos que estarían ubicados en la costa japonesa, directamente no registrarían perturbaciones, debido a la alta dispersión de frecuencias y la alta variación en las componentes de velocidad de las olas, disminuyendo la eficiencia de propagación hacia el campo lejano, disipando rápidamente la energía de las olas (Lovholt et al., 2015 [35], Harbitz et al., 2006 [32]).

Esto claramente no sucede en la bahía de Palu, donde su extensión norte-sur es de alrededor de 30 kilómetros, mientras que la extensión este-oeste es de alrededor de 6 kilómetros, por lo que sería catalogado como un evento de campo cercano, dando mayor significancia al modelo DTS sobre el modelo EQ, además de que un tsunami por terremoto que se desarrolla en el campo cercano, viene condicionado totalmente a su largo de ruptura, donde mientras mayor sea este, menor es la energía total del tsunami y viceversa (Novikova et al., 2011 [43]). Para el caso del terremoto de Palú, la información extraída del USGS y propuesta en la tabla 1 significaría un largo de ruptura de alrededor 180[km], notablemente mayor en contraste con la escala de la bahía, afirmando lo propuesto por Novikova et al., 2011. También es importante considerar el tipo de falla presente, donde las fallas de subducción suelen generar tsunamis de mayores amplitudes a diferencia de las fallas transformantes (que es el tipo de falla presente en el terremoto de Palú), según es indicado por la NOAA (último acceso Abril 24, 2022 [44])

Esto explicaría también la consistencia cuando se comparan los resultados de alturas máximas de modelos DTS y EQ propuestos en la literatura, donde los modelos DTS tienden a superar al modelo EQ, a pesar de haber una notable variabilidad entre resultados de un mismo tipo de mecanismo (considerando que los modelos empleados no son iguales).

6.3. Datos observados.

Carvajal et al., 2019 [7] muestra una serie de datos observados para el tsunami de Palú, obtenidos a través de reconstrucciones de las formas de ola de tsunami registradas para las 6 localidades a través de videos e imágenes tomadas por testigos, extractos de cámaras CCTV e imágenes

satelitales que registraron el evento. De estas reconstrucciones, Carvajal et al., 2019 lograron inferir varios aspectos de ola, entre estos las amplitudes de ola y tiempos de llegada.

6.3.1. Antecedentes de las reconstrucciones.

Como se mencionó anteriormente, las reconstrucciones hechas por Carvajal et al., 2019 se basan en las observaciones disponibles de gente presenta en la bahía de Palu al momento del tsunami. Entre las inferencias de su trabajo para las 6 localidades, se consideran las siguientes.

- Wani: primer registro de olas entre los 3-5 minutos después de ocurrido el terremoto. existencia de una ola de polaridad positiva alrededor de los primeros 3 minutos.
- Pantoloan: a los 3 minutos de sucedido el terremoto, las cámaras en el lugar grabaron un recogimiento de agua de alrededor de 2[m], después de esto se observó un aumento del nivel del mar de 4[m]
- Dupa: formación de ola al mismo instante del evento sísmico, justamente después de un recogimiento del nivel del mar.
- Talise: recogimiento evidente del mar, seguido de una ola de gran de amplitud, esto en el instante del movimiento sísmico.
- West Palu: llegadas de ola en menos de 2 minutos de sucedido el terremoto.

Las formas de ola inferidas por Carvajal et al., 2019 [7] en las 6 localidades están disponibles como sets de datos en su trabajo, los cuales fueron utilizados para compararlos con los modelos DTS, EQ y el modelo acoplado de esta investigación.

6.3.2. Comparación de observaciones con modelo DTS y EQ.

La figura 56 muestra las señales del modelo DTS, del modelo EQ y de las observaciones de Carvajal et al., 2019. A las señales DTS y EQ se les agrego el cambio de nivel de agua inicial propuesto en el trabajo de Carvajal et al., 2019 de +1[m].

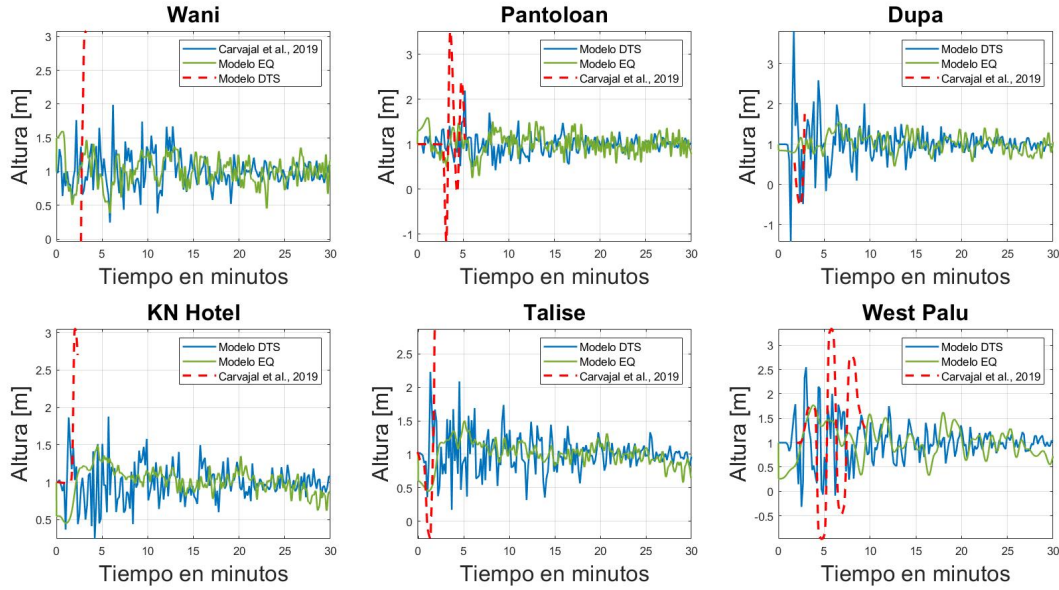


Figura 56: Comparación de señales de ola para el modelo DTS (azul) y EQ (verde) de esta investigación junto a las señales de ola inferidas de datos observados por Carvajal et al., [7] (rojo).

De la figura 56, se pueden inferir 2 puntos.

- Las amplitudes de ola vinieron mayormente de parte de DTS. Esto es visible en los gráficos de las señales para las 6 localidades, ya que las señales mas cercanas a la señal reconstruida por Carvajal et al., 2019 en términos de amplitud, resultan ser las de DTS para los 6 casos.
- La periodicidad con la que se presentan las señales inferidas se vio influenciada en menor medida por el terremoto, debido al efecto presentado la figura 53.

6.3.3. Comparación de observaciones con modelo acoplado.

Uno de los aspectos mas representativos al comparar las señales junto con las observaciones, son las amplitudes de ola, donde las inferidas por Carvajal resultan ser mucho mayores a comparación del modelo acoplado para los casos de Wani, Pantoloan, KN Hotel, Talise y West Palu. Esto no sucede para Dupa, ya que presuntamente las inferencias de Carvajal para esta localidad, solo fueron posibles para un par de minutos. De la figura 57, se extrajeron los valores de altura máxima alcanzada en la señal total, las cuales son resumidos en la tabla 20. Como menciona Carvajal et al., 2019, algunos de los varios extractos de video que sirvieron para reconstruir las señales presentaban bajas calidades, por lo que en esta comparación, las observaciones serán consideradas como estimadores únicamente a las características reales del tsunami. A la señal

acoplada se le agrego el cambio del nivel de agua de $+1\text{[m]}$, además de los intervalos entre terremoto y primera ola, ambos elementos propuestos por Carvajal et al., 2019.

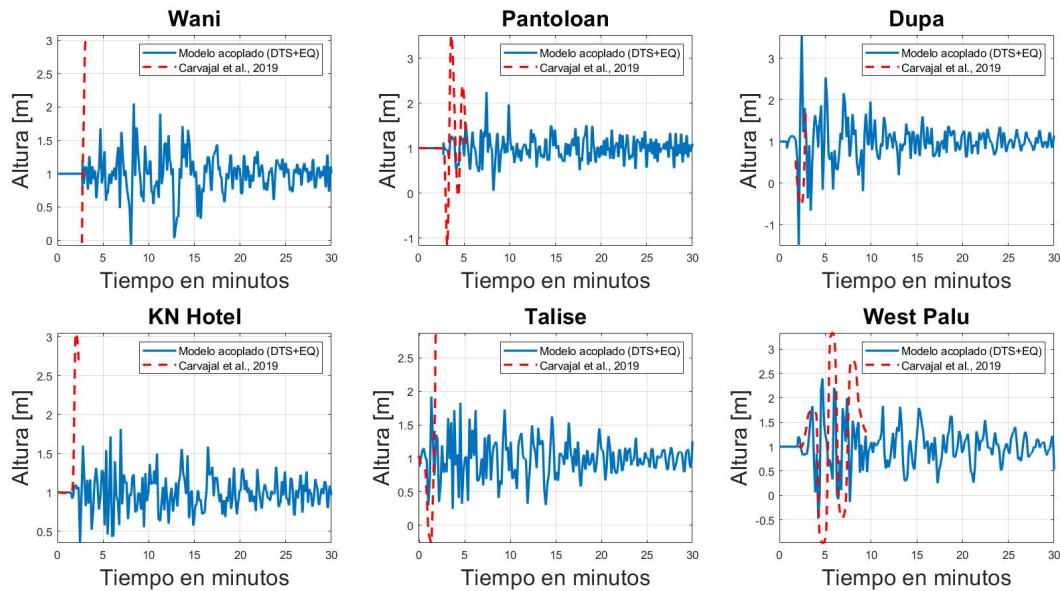


Figura 57: Comparación de señales de ola para el modelo acoplado de esta investigación (azul) junto a las señales de ola inferidas de datos observados por Carvajal et al., [7] (rojo).

Localidad	Altura Máxima [m] (Esta investigación)	Altura Máxima [m] (Carvajal et al., 2019)
Wani	1.02	3.25
Pantoloan	1.32	3.52
Dupa	2.59	1.78
KN Hotel	1.13	3.05
Talise	1.24	2.87
West Palu	1.97	3.34

Tabla 20: Alturas máximas resultantes de esta investigación y las observadas por Carvajal et al., 2019.

Se adjuntan las desviaciones porcentuales en la tabla 21 considerando los obtenidos en esta investigación como valor el aproximado y los inferidos por Carvajal como un valor teórico (tabla 21).

Localidad	Margen de error
Wani	68 %
Pantoloan	62 %
Dupa	45 %
KN Hotel	62 %
Talise	56 %
West Palu	41 %

Tabla 21: Desviación porcentual entre modelo acoplado y datos observados.

Para mayor visibilidad en las diferencias de alturas, se ordenan en el gráfico 58:

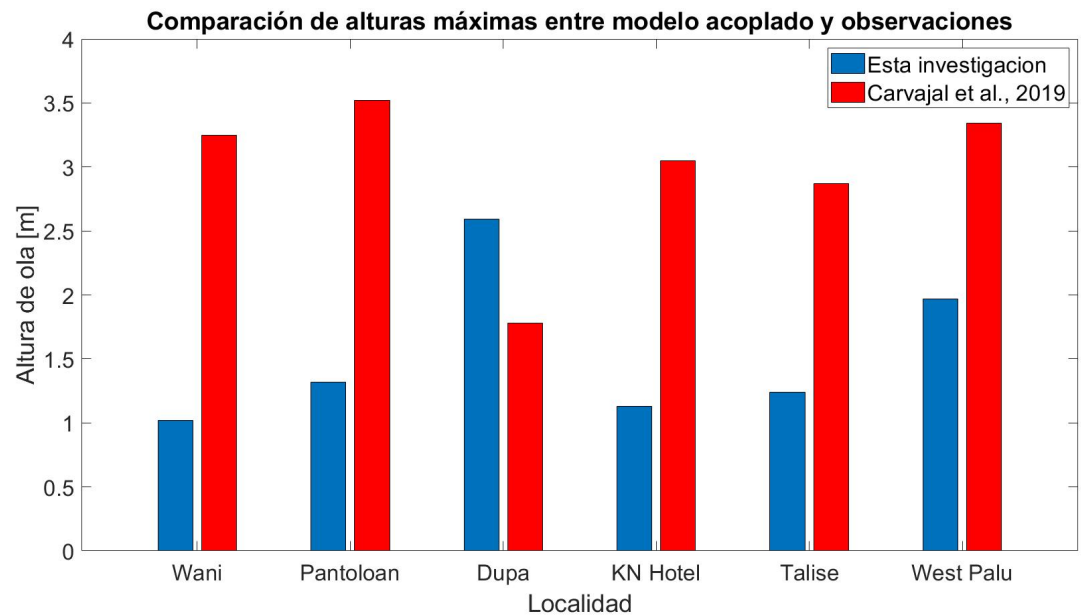


Figura 58: Diferencia de alturas para resultados de modelo acoplado junto con datos observados.

Podría decirse que la desviación es media (alrededor del 50 %) para Dupa y West Palu. Para el resto de localidades, la desviación se encuentra entre un 56 % 68 %, indicando que el modelo acoplado se aleja de las observaciones.

También es considerada la forma de ola que siguen ambas señales (figura 57), las cuales presentan diferencias y similitudes (obviando sus amplitudes). Estas son detalladas en la tabla 22

	Similitudes	Diferencias
Wani	Ambas señales muestran un levantamiento del mar al mismo tiempo.	La señal de Carvajal et al., 2019 comienza con un claro recogimiento del mar.
Pantoloan	Ambas señales coinciden en los primeros 2 valles y crestas.	La primera ola de Carvajal et al., 2019 es mayor que la segunda, para el modelo acoplado es al revés.
Dupa	Ambas presentan un recogimiento del mar al mismo tiempo.	Ligero desfase del primer valle.
KN Hotel	Ambas registran su primera ola al mismo tiempo.	La señal de Carvajal et al., 2019 comienza con un levantamiento del mar, mientras que la señal acoplada comienza con un recogimiento del mar.
Talise	Ambas coinciden de forma relativa en el primer valle.	La señal de Carvajal et al., 2019 comienza con un recogimiento del mar, mientras que la señal acoplada comienza con un levantamiento del mar.
West Palu	Las olas mas relevantes se registran en la misma ventana de tiempo (del minuto 2 al minuto 8)	Claro desfase entre crestas y valles de ambos trenes de onda.

Tabla 22: Similitudes y diferencias entre las señales del modelo acoplado junto a las observaciones de Carvajal et al., 2019.

Como ya se menciono anteriormente, las formas de ola inferidas por Carvajal et al., 2019 fueron consideradas únicamente como estimaciones al evento de tsunami, ya que en algunos casos, las señales reconstruidas no contemplaron mas allá de 2 minutos, dejando inconcluso el comportamiento del tsunami pasado este tiempo, por ejemplo:

- Wani: la reconstrucción contempla únicamente una ola que comienza de un recogimiento, se levanta inmediatamente y finalmente se ve como esta por comenzar su disminución. De esto, no habría forma de saber si esa fue realmente la primera ola registrada, considerando que esta señal comienza en el segundo 168, ni de saber si después de esa ola, vino otra de mayor amplitud.
- Dupa: al igual que en Wani, la reconstrucción contempla únicamente una ola que comienza de un recogimiento y se levanta inmediatamente, con la diferencia de que esta ola no da un indicio de disminución, sin la posibilidad de saber si fue la ola de mayor amplitud.
- KN Hotel: de la reconstrucción, se ve claramente como la ola comienza del nivel del mar, aun así no se muestra mas allá desde donde comienza a disminuir, por lo que tampoco habría forma de saber que amplitudes tendrían las siguientes olas a la visible en la

reconstrucción.

- Talise: de la reconstrucción, se ve claramente como la ola comienza del nivel del mar con un recogimiento para luego elevarse, aun así, no se muestra un indicio de que comience a disminuir, por lo que tampoco habría forma de saber si la amplitud alcanzada fue la máxima registrada en esa zona.

Además es importante mencionar que segun Carvajal et al., 2019, algunos de los videos en torno a los cuales se realizaron las reconstrucciones, presentaban bajas calidades. Aun así y a pesar de haber falta de datos, las inferencias de Carvajal et al., 2019 se consideran esenciales a la hora de estudiar el tsunami de Palú, teniendo en cuenta que hasta la fecha, no hay los suficientes registros de mareógrafos reales en las costas de Palu, por lo que el hecho de contar con inferencias extraídas de las observaciones, resulta de gran utilidad al momento de estimar las características reales del tsunami de Palú.

6.4. Comprobación de hipótesis.

Se recopilaron 8 puntos inferidos tanto de los resultados como de la discusión, que son fundamentales para comprobar la hipótesis.

- Mapa de deformación inicial: segun la figura 57, las deformaciones iniciales del terremoto de Palú fueron considerablemente bajas, por lo que se esperaría un tsunami de baja amplitud por parte de este mecanismo.
- Evoluciones y contribuciones de DTS: segun los resultados de las evoluciones espacio temporales, se esperaría que en algunos casos (como C1, C5 y C6), un DTS por si solo generase olas de gran amplitud, esto visible en la figura 19.
- Señales de ola de ambos modelos: según las figuras 40a-50a y 40b-50b, se observa claramente que las mayores amplitudes son las alcanzadas por el modelo DTS para los 6 casos.
- Espectros de frecuencias de ambos modelos: se entiende que un modelo de DTS tenga mayor variabilidad de amplitudes, esto debido a su variabilidad de frecuencias visto en sus espectros de densidad de frecuencias.
- Comparaciones de resultados y modelos EQ y DTS: segun las figuras 54 y 55, se observa que los resultados entre un mismo tipo de modelo son diferentes, aun así, se presenta una constancia entre los modelos EQ y DTS, donde en general, los modelos DTS resultan en mayores amplitudes a diferencia de los modelos EQ.

- Mecanismos de DTS y EQ en la literatura: los puntos anteriores se sostienen efectivamente con lo dicho por otros autores dedicados a los mecanismos de estudio, donde para el campo cercano, los mecanismos de DTS tienen mayor significancia sobre un mecanismo EQ.
- Modelo acoplado junto con observaciones: de la comparación hecha con las inferencias de Carvajal et al., 2019, se observó que si bien el modelo acoplado no replica efectivamente las amplitudes (figura 58), si se acerca a las formas de ola inferidas (figura 57 y tabla 58).
- Modelos DTS y EQ junto con observaciones: de la comparación hecha con las inferencias de Carvajal et al., 2019 y los modelos DTS y EQ, se podría decir que logran explicar el hecho de que el mecanismo de DTS fue más significativo que el mecanismo EQ en el contexto de amplitudes de ola, observando que en la figura 56, la señal más cercana a la señal inferida es la resultante del modelo DTS.

En síntesis y considerando los 8 puntos anteriores, se puede decir que la hipótesis propuesta **el mecanismo de DTS tuvo mayor contribución a la generación de olas a diferencia del mecanismo de terremoto** se comprueba.

7. Conclusiones.

El objetivo principal de esta investigación consistió en modelar el evento de tsunami ocurrido en Palú en el año 2018, considerando los mecanismos de generación por terremoto y por deslizamientos de tierra submarinos, con el fin de caracterizar el comportamiento del tsunami para ambos mecanismos y para así posteriormente, poder comprobar la hipótesis.

En términos de los resultados obtenidos en esta investigación, es notable que difieren bastante respecto a los recopilados de otros autores (visible en las figuras 54 y 55). Esta diferencia de valores podría deberse a lo mencionado en la sección de discusión, donde se explican las principales diferencias entre modelos, se podría concluir entonces que la más importante es la que menciona la implementación de parámetros reológicos al cálculo. Este enfoque reológico al tsunami por DTS, más específicamente con el uso del parámetro de cohesión, resultó ser bastante influyente, tanto para el comportamiento de los DTS, lo cual es notable tanto en sus evoluciones espacio temporales (figuras 20 a la 39) como a la generación de olas (figura 19), donde DTS de valor de cohesión bajo (DTS C1, C5 y CN5 por ejemplo), tendrían mayor participación a la generación de olas a diferencia de DTS de un valor de cohesión alto (DTS C2). Esto no se puede concluir respecto al ángulo de fricción interna, que como ya se mencionó en la sección de metodología, la variación de este parámetro al momento de hacer el cálculo, presentó

poca diferencia en los resultados de tsunami por DTS. El uso de la reología podría ser un nuevo acercamiento para entender el proceso del tsunami de Palú, ya no solo para deslizamientos submarinos sino para deslizamientos aéreos también, los cuales presentan diferentes condiciones reológicas, un claro ejemplo de esto es la densidad de la masa, ya que para un DTS se considera una densidad sumergida mientras que para un deslizamiento subaéreo se consideraría una densidad de masa normal. Esto también podría evitar las sobreestimaciones de resultados mencionados en el trabajo de Pakoksung et al., 2019 [15] e incluir este tipo de deslizamientos como fuente acertada de tsunami.

A pesar de notar estas diferencias entre resultados, es notable la consistencia de resultados mencionada en la sección de discusión, respecto de las comparaciones de modelos DTS y EQ, donde los resultados del conjunto de modelos DTS tienden a ser mayores respecto a los del conjunto de modelos EQ. Esto se comprobó efectivamente tanto para los resultados obtenidos en esta investigación (figuras 40a-50a y 40b-50a) como para las comparaciones de resultados de alturas máximas junto a otros modelos (figuras 54 y 55). Esto se sostiene considerando las caracterizaciones de mecanismos propuestas por otros autores, donde en casos de estudios de campo cercano, el mecanismo de DTS tiene mayor significancia respecto a un mecanismo EQ.

En términos de la comparación del modelo acoplado junto a las observaciones de Carvajal et al., 2019 [7] para las formas de ola de la figura 57 y los márgenes de error presentados en la tabla 21, el modelo podría representar de manera fiel las formas de ola observadas en algunas localidades, aunque sería necesaria una previa calibración, especialmente para la ubicación de los DTS, sus tamaños y el cálculo de la sección reológica, tanto para el tipo de modelo reológico implementado (considerando combinaciones de modelos) como para los parámetros de reología para alcanzar las alturas y tiempos de llegada de ola observados.

Gracias a la investigación realizada, se incita a la comunidad científica a la implementación de modelos más sofisticados que no se enfoquen únicamente en la simulación de un mecanismo en particular, sino que los combinen y puedan considerar todas las condiciones iniciales que llevarían a cabo un evento de tsunami, por ejemplo: incluir la deformación de un terremoto tanto para la generación de olas como para la desestabilización de masas (considerando el mencionado factor de riesgo y la aceleración sísmica para desestabilización de masas), donde el comportamiento de las masas sea también ajustado a sus propiedades reológicas.

Referencias

- [1] Hermann M. Fritz y col. "Field Survey of the 27 February 2010 Chile Tsunami". En: *Pure and Applied Geophysics* 168.11 (nov. de 2011), págs. 1989-2010. ISSN: 0033-4553, 1420-9136. DOI: [10.1007/s00024-011-0283-5](https://doi.org/10.1007/s00024-011-0283-5). URL: <http://link.springer.com/10.1007/s00024-011-0283-5> (visitado 14-10-2021).
- [2] Teruyuki Kato y col. "Tsunami records due to the 2010 Chile Earthquake observed by GPS buoys established along the Pacific coast of Japan". En: *Earth, Planets and Space* 63.6 (jun. de 2011), e5-e8. ISSN: 1343-8832, 1880-5981. DOI: [10.5047/eps.2011.05.001](https://doi.org/10.5047/eps.2011.05.001). URL: <http://link.springer.com/10.5047/eps.2011.05.001> (visitado 08-04-2022).
- [3] Worlddata. *Tsunamis in Indonesia*. Inglés americano. URL: <https://www.worlddata.info/asia/indonesia/tsunamis.php>.
- [4] B. H. Choi y col. "Simulation of the trans-oceanic tsunami propagation due to the 1883 Krakatau volcanic eruption". en. En: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3.5 (oct. de 2003), págs. 321-332. ISSN: 1684-9981. DOI: [10.5194/nhess-3-321-2003](https://doi.org/10.5194/nhess-3-321-2003). URL: <https://nhess.copernicus.org/articles/3/321/2003/> (visitado 31-01-2021).
- [5] Raphaël Paris. *Tsunami hazard related to a flank collapse of anak krakatau volcano, sunda strait, indonesia*. 2012.
- [6] United States Geological Survey. *Earthquake Hazard Program*. Inglés americano. URL: <https://earthquake.usgs.gov>.
- [7] Matías Carvajal y col. "Nearly Instantaneous Tsunamis Following the *Mw* 7.5 2018 Palu Earthquake". En: *Geophysical Research Letters* 46.10 (28 de mayo de 2019), págs. 5117-5126. ISSN: 0094-8276, 1944-8007. DOI: [10.1029/2019GL082578](https://doi.org/10.1029/2019GL082578). URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019GL082578> (visitado 13-10-2021).
- [8] Takahito Mikami y col. "Field Survey of the 2018 Sulawesi Tsunami: Inundation and Run-up Heights and Damage to Coastal Communities". En: *Pure and Applied Geophysics* 176.8 (ago. de 2019), págs. 3291-3304. ISSN: 0033-4553, 1420-9136. DOI: [10.1007/s00024-019-02258-5](https://doi.org/10.1007/s00024-019-02258-5). URL: <http://link.springer.com/10.1007/s00024-019-02258-5> (visitado 13-10-2021).
- [9] Ignacio Sepúlveda y col. "Modeling the Sources of the 2018 Palu, Indonesia, Tsunami Using Videos From Social Media". En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 125.3 (mar. de 2020). ISSN: 2169-9313, 2169-9356. DOI: [10.1029/2019JB018675](https://doi.org/10.1029/2019JB018675). URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2019JB018675> (visitado 23-02-2022).
- [10] Rafael Aránguiz y col. "The 2018 Sulawesi tsunami in Palu city as a result of several landslides and coseismic tsunamis". En: *Coastal Engineering Journal* 62.4 (1 de oct. de

- 2020), págs. 445-459. ISSN: 2166-4250, 1793-6292. DOI: [10.1080/21664250.2020.1780719](https://doi.org/10.1080/21664250.2020.1780719). URL: <https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/21664250.2020.1780719> (visitado 13-10-2021).
- [11] Kaori Nagai y col. “Consideration of submarine landslide induced by 2018 Sulawesi earthquake and tsunami within Palu Bay”. En: *Coastal Engineering Journal* (16 de jun. de 2021), págs. 1-21. ISSN: 2166-4250, 1793-6292. DOI: [10.1080/21664250.2021.1933749](https://doi.org/10.1080/21664250.2021.1933749). URL: <https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/21664250.2021.1933749> (visitado 13-10-2021).
- [12] Mohammad Heidarzadeh, Abdul Muhari y Antonius B. Wijanarto. “Insights on the Source of the 28 September 2018 Sulawesi Tsunami, Indonesia Based on Spectral Analyses and Numerical Simulations”. En: *Pure and Applied Geophysics* 176.1 (ene. de 2019), págs. 25-43. ISSN: 0033-4553, 1420-9136. DOI: [10.1007/s00024-018-2065-9](https://doi.org/10.1007/s00024-018-2065-9). URL: <http://link.springer.com/10.1007/s00024-018-2065-9> (visitado 24-03-2022).
- [13] Kenji Nakata, Akio Katsumata y Abdul Muhari. “Submarine landslide source models consistent with multiple tsunami records of the 2018 Palu tsunami, Sulawesi, Indonesia”. en. En: *Earth, Planets and Space* 72.1 (dic. de 2020), pág. 44. ISSN: 1880-5981. DOI: [10.1186/s40623-020-01169-3](https://doi.org/10.1186/s40623-020-01169-3). URL: <https://earth-planets-space.springeropen.com/articles/10.1186/s40623-020-01169-3> (visitado 06-08-2021).
- [14] Hiroshi Takagi y col. “Analysis of generation and arrival time of landslide tsunami to Palu City due to the 2018 Sulawesi earthquake”. En: *Landslides* 16.5 (mayo de 2019), págs. 983-991. ISSN: 1612-510X, 1612-5118. DOI: [10.1007/s10346-019-01166-y](https://doi.org/10.1007/s10346-019-01166-y). URL: <http://link.springer.com/10.1007/s10346-019-01166-y> (visitado 24-02-2022).
- [15] Kwanchai Pakoksung y col. “Simulation of the Submarine Landslide Tsunami on 28 September 2018 in Palu Bay, Sulawesi Island, Indonesia, Using a Two-Layer Model”. En: *Pure and Applied Geophysics* 176.8 (ago. de 2019), págs. 3323-3350. ISSN: 0033-4553, 1420-9136. DOI: [10.1007/s00024-019-02235-y](https://doi.org/10.1007/s00024-019-02235-y). URL: <http://link.springer.com/10.1007/s00024-019-02235-y> (visitado 25-02-2022).
- [16] *Largest Islands in the World*. Inglés americano. 25 de ago. de 2021. URL: <https://www.touropia.com/largest-islands-in-the-world/>.
- [17] Adi Patria y Purna Sulastya Putra. “Development of the Palu–Koro Fault in NW Palu Valley, Indonesia”. En: *Geoscience Letters* 7.1 (dic. de 2020), pág. 1. ISSN: 2196-4092. DOI: [10.1186/s40562-020-0150-2](https://doi.org/10.1186/s40562-020-0150-2). URL: <https://geoscienceletters.springeropen.com/articles/10.1186/s40562-020-0150-2> (visitado 13-10-2021).
- [18] B. Mason. “The 28 September 2018 M7.5 Palu-Donggala, Indonesia Earthquake”. En: (2019). Publisher: GEER Association (Report - 61). DOI: [10.18118/G63376](https://doi.org/10.18118/G63376). URL: <http://www.geer.org/2019/09/28/2018-09-28-palu-donggala-earthquake/>

- [//www.geerassociation.org/administrator/components/com_geer_reports/geerfiles/GEER_Palu_Version_1.pdf](http://www.geerassociation.org/administrator/components/com_geer_reports/geerfiles/GEER_Palu_Version_1.pdf) (visitado 02-04-2022).
- [19] Ian M. Watkinson. “Ductile flow in the metamorphic rocks of central Sulawesi”. En: *Geological Society, London, Special Publications* 355.1 (2011), págs. 157-176. ISSN: 0305-8719, 2041-4927. DOI: [10.1144/SP355.8](https://doi.org/10.1144/SP355.8). URL: <http://sp.lyellcollection.org/lookup/doi/10.1144/SP355.8> (visitado 02-04-2022).
- [20] Chatuphorn Somphong y col. “Submarine Landslide Source Modeling using the 3D Slope Stability Analysis Method for the 2018 Palu-Sulawesi Tsunami”. En: (2021), pág. 23.
- [21] David Cruden y D.J. Varnes. “Landslide Types and Processes”. En: *In: Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds.), Landslides: investigation and mitigation. National Academy Press, Washington, D.C* 247 (ene. de 1996), 36–75.
- [22] R. Setiyowati y Sumardi. “A Simulation of Shallow Water Wave Equation Using Finite Volume Method: Lax-Friedrichs Scheme”. En: *Journal of Physics: Conference Series* 1306.1 (1 de ago. de 2019), pág. 012022. ISSN: 1742-6588, 1742-6596. DOI: [10.1088/1742-6596/1306/1/012022](https://doi.org/10.1088/1742-6596/1306/1/012022). URL: <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1742-6596/1306/1/012022> (visitado 16-12-2021).
- [23] Xiaoming Wang. “USER MANUAL FOR COMCOT VERSION 1.7 (FIRST DRAFT)”. En: (), pág. 65.
- [24] R Courant y K Friedrichs. “I ber die partiellen Differenzengleichungen der mathematischen Physik.” En: (), pág. 43.
- [25] Valentin Heller y Willi Hager. “A Universal Parameter to Predict Subaerial Landslide Tsunamis?” en. En: *Journal of Marine Science and Engineering* 2.2 (abr. de 2014), págs. 400-412. ISSN: 2077-1312. DOI: [10.3390/jmse2020400](https://doi.org/10.3390/jmse2020400). URL: <http://www.mdpi.com/2077-1312/2/2/400> (visitado 06-08-2021).
- [26] P. Watts y col. “Landslide tsunami case studies using a Boussinesq model and a fully nonlinear tsunami generation model”. en. En: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3.5 (oct. de 2003), págs. 391-402. ISSN: 1684-9981. DOI: [10.5194/nhess-3-391-2003](https://doi.org/10.5194/nhess-3-391-2003). URL: <https://nhess.copernicus.org/articles/3/391/2003/> (visitado 06-08-2021).
- [27] Rafael Aranguiz, Tomoya Shibayama y Yoshiki Yamazaki. “Tsunamis from the Arica-Tocopilla source region and their effects on ports of Central Chile”. En: *Natural Hazards* (dic. de 2013). DOI: [10.1007/s11069-013-0906-5](https://doi.org/10.1007/s11069-013-0906-5).
- [28] Karim Kelfoun. “Suitability of simple rheological laws for the numerical simulation of dense pyroclastic flows and long-runout volcanic avalanches”. En: *Journal of Geophysical Research* 116 (B8 23 de ago. de 2011), B08209. ISSN: 0148-0227. DOI: [10.1029/2010JB007622](https://doi.org/10.1029/2010JB007622). URL: <http://doi.wiley.com/10.1029/2010JB007622> (visitado 27-02-2022).

- [29] F Patriaman, T F Fathani y W Wilopo. "Liquefaction potential analysis in Palu Bay area". En: *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* 930.1 (1 de dic. de 2021), pág. 012077. ISSN: 1755-1307, 1755-1315. DOI: [10.1088/1755-1315/930/1/012077](https://doi.org/10.1088/1755-1315/930/1/012077). URL: <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1755-1315/930/1/012077> (visitado 31-03-2022).
- [30] "Typical values of soil cohesion for different soils". En: (15 de jul. de 2011). ISSN: <http://www.geotechdata.info/parameter/cohesion>. (Visitado 31-03-2022).
- [31] J.-P. Bardet y col. "Landslide Tsunamis: Recent Findings and Research Directions". En: *Pure and Applied Geophysics* 160.10 (1 de oct. de 2003), págs. 1793-1809. ISSN: 0033-4553, 1420-9136. DOI: [10.1007/s00024-003-2406-0](https://doi.org/10.1007/s00024-003-2406-0). URL: <http://link.springer.com/10.1007/s00024-003-2406-0> (visitado 05-03-2022).
- [32] Carl B Harbitz y col. "Mechanisms of tsunami generation by submarine landslides: a short review". En: *NORWEGIAN JOURNAL OF GEOLOGY* (), pág. 10.
- [33] Patrick J. Lynett y col. "Field Survey and Numerical Simulations: A Review of the 1998 Papua New Guinea Tsunami". En: *Pure and Applied Geophysics* 160.10 (1 de oct. de 2003), págs. 2119-2146. ISSN: 0033-4553, 1420-9136. DOI: [10.1007/s00024-003-2422-0](https://doi.org/10.1007/s00024-003-2422-0). URL: <http://link.springer.com/10.1007/s00024-003-2422-0> (visitado 05-03-2022).
- [34] D. R. Tappin, P. Watts y S. T. Grilli. "The Papua New Guinea tsunami of 17 July 1998: anatomy of a catastrophic event". En: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8.2 (26 de mar. de 2008), págs. 243-266. ISSN: 1684-9981. DOI: [10.5194/nhess-8-243-2008](https://doi.org/10.5194/nhess-8-243-2008). URL: <https://nhess.copernicus.org/articles/8/243/2008/> (visitado 05-03-2022).
- [35] F. Løvholt y col. "On the characteristics of landslide tsunamis". En: *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 373.2053 (28 de oct. de 2015), pág. 20140376. ISSN: 1364-503X, 1471-2962. DOI: [10.1098/rsta.2014.0376](https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0376). URL: <https://royalsocietypublishing.org/doi/10.1098/rsta.2014.0376> (visitado 05-03-2022).
- [36] Anne Socquet y col. "Evidence of supershear during the 2018 magnitude 7.5 Palu earthquake from space geodesy". En: *Nature Geoscience* 12.3 (mar. de 2019), págs. 192-199. ISSN: 1752-0894, 1752-0908. DOI: [10.1038/s41561-018-0296-0](https://doi.org/10.1038/s41561-018-0296-0). URL: <http://www.nature.com/articles/s41561-018-0296-0> (visitado 24-02-2022).
- [37] Antonio Lechuga. "What is the resonance in a tsunami and what is the reason the wave height increases in resonance?" En: (dic. de 2017).
- [38] Maximiliano Oportus y col. "Ex post analysis of engineered tsunami mitigation measures in the town of Dichato, Chile". En: *Natural Hazards* 103.1 (ago. de 2020), págs. 367-406. ISSN: 0921-030X, 1573-0840. DOI: [10.1007/s11069-020-03992-z](https://doi.org/10.1007/s11069-020-03992-z). URL: <https://link.springer.com/10.1007/s11069-020-03992-z> (visitado 08-04-2022).

- [39] Patricio Winckler y col. “El temporal del 8 de agosto de 2015 en las regiones de Valparaíso y Coquimbo, Chile Central”. En: *Latin American Journal of Aquatic Research* 45 (sep. de 2017), págs. 622-648. DOI: [10.3856/vol45-issue4-fulltext-1](https://doi.org/10.3856/vol45-issue4-fulltext-1).
- [40] Elena Suleimani y Jeffrey T. Freymueller. “Near-Field Modeling of the 1964 Alaska Tsunami: The Role of Splay Faults and Horizontal Displacements”. En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 125.7 (jul. de 2020). ISSN: 2169-9313, 2169-9356. DOI: [10.1029/2020JB019620](https://doi.org/10.1029/2020JB019620). URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2020JB019620> (visitado 08-04-2022).
- [41] E A Okal y C E Synolakis. “Theoretical comparison of tsunamis from dislocations and landslides”. En: (), pág. 10.
- [42] Joseph L. Hammack. “A note on tsunamis: their generation and propagation in an ocean of uniform depth”. En: *Journal of Fluid Mechanics* 60.4 (9 de oct. de 1973), págs. 769-799. ISSN: 0022-1120, 1469-7645. DOI: [10.1017/S0022112073000479](https://doi.org/10.1017/S0022112073000479). URL: https://www.cambridge.org/core/product/identifier/S0022112073000479/type/journal_article (visitado 05-03-2022).
- [43] Tatiana Novikova. “Modelling of tsunami generated by the giant Late Bronze Age eruption of Thera, South Aegean Sea, Greece”. En: (29 de abr. de 2011). URL: https://www.researchgate.net/publication/252601324_Modelling_of_tsunami_generated_by_the_giant_Late_Bronze_Age_eruption_of_Thera_South_Aegean_Sea_Greece.
- [44] “tsunami generation: earthquakes₂₀₂₂”. En: *Weather.gov* (2022). URL: https://www.weather.gov/jetstream/gen_earth.