



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**DEPÓSITOS TURBIDÍTICOS Y SU RELACIÓN CON TERREMOTOS DE  
ALTA MAGNITUD EN EL MARGEN CONTINENTAL DE PATAGONIA  
NORTE (43°57'S-44°24'S)**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

**SEBASTIÁN IGNACIO MONTIEL LUZZI**

PROFESOR GUÍA:

RODRIGO FERNÁNDEZ VÁSQUEZ

PROFESORA CO-GUÍA:

VALENTINA FLORES AQUEVEQUE

COMISIÓN:

CRISTIÁN RODRIGO RAMÍREZ

SANTIAGO DE CHILE

2020

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL  
TÍTULO DE:** Geólogo  
**POR:** Sebastián Ignacio Montiel Luzzi  
**FECHA:** 02/01/2020  
**PROFESOR GUÍA:** Rodrigo Fernández Vásquez

## **DEPÓSITOS TURBIDÍTICOS Y SU RELACIÓN CON TERREMOTOS DE ALTA MAGNITUD EN EL MARGEN CONTINENTAL DE PATAGONIA NORTE (43°57'S-44°24'S)**

El margen continental chileno se caracteriza por terremotos recurrentes que pueden alcanzar magnitudes mayores a 7.5 Mw y liberar energía sísmica acumulada por largos tramos de la zona de subducción. Estos eventos han causado grandes daños a población e infraestructura, teniendo un claro ejemplo en el terremoto de Valdivia de 1960 (9.5 Mw), cuyo segmento de ruptura incluye la zona de estudio de este trabajo.

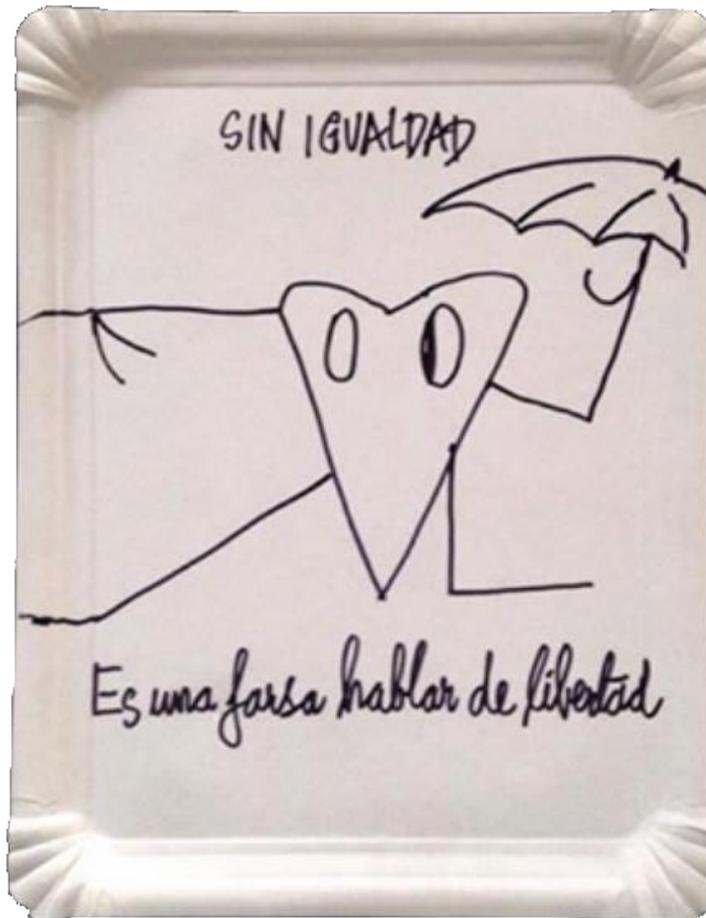
Los terremotos de alta magnitud pueden desencadenar deslizamientos y corrientes de turbidez en la zona del talud continental, originando turbiditas de gran volumen que representan un registro paleosismológico de ciclos sísmicos a una escala de tiempo mucho más extensa que el registro instrumental. Si bien se han realizado análisis de turbiditas gatilladas por terremotos en el fondo marino chileno, estos se han enfocado principalmente en la zona centro-sur del país y, hasta la fecha, terremotos mayores de subducción no han sido evaluados al sur de los 40°S.

En este trabajo se busca identificar depósitos turbidíticos que puedan asociarse a terremotos de subducción, mediante el estudio del registro sedimentario del talud continental entre los 43°57'-44°24'S.

Se presentan resultados de sísmica mono-canal, batimetría multihaz y análisis de dos testigos sedimentarios extraídos de distintas cuencas intra-talud en la zona de estudio. Estos testigos fueron primeramente sometidos a mediciones de susceptibilidad magnética y tomografías computarizadas, para luego ser descritos en cuanto a sus litofacies y analizados en cuanto a su granulometría.

Con lo anterior, se definen 23 turbiditas en un testigo y 7 en el otro, interpretadas como producto de corrientes de turbidez gatilladas por sismos. Se hace la distinción entre un primer grupo de turbiditas más potentes, gatilladas por terremotos mayores, y un segundo de turbiditas más delgadas, gatilladas por terremotos menores, entre otros posibles factores. Por otro lado, se proponen fuentes y mecanismos de transporte distintos en ambos casos, que ejercen un control de primer orden en las características del registro de turbiditas en cada testigo.

Se recomienda que futuros estudios incluyan dataciones de material carbonático, para acotar temporalmente las sismoturbiditas identificadas. Asimismo, se recomienda realizar estudios similares en otras zonas del margen de la Patagonia, para así poder correlacionar desde una perspectiva más regional.



*Obras completas I & algo +  
Nicanor Parra*

*A los animales  
A la revolución en Chile  
A mi familia de sangre  
A la familia que elegí  
y -MUY ESPECIALMENTE-  
A los que me criaron y/o siguen criando:  
Mi Santa Madre, la Martina, Oscarito, mis abuelxs y la Cori.*

## AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradezco a mi familia: a mi madre, por todo su sacrificio y comprensión, por la libertad que me dio, por su sustento y, por sobre todo, su amor incondicional. Te lo debo todo. A la Martina, a quien amo más que a nadie: por ti, le pongo el pecho a las balas. Gracias por tu risa, cabra chica. A mi padre, gracias por formarme a niveles que ni siquiera acabo de comprender. Te admiro mucho, gracias por tus muchas influencias. A mi abuela Flor y mi abuelo Juan, quienes ya no están conmigo, pero que siempre he llevado y llevaré dentro, porque el amor que me dieron fue muy grande. A mi Mané y mi tata Óscar, que siempre se la han jugado por mi, gracias por su ejemplo de resiliencia y perseverancia. A mi tía Cora y mi tío Augusto, por todo el apoyo que nos han dado: ustedes son mi tercer par de abuelos. A Emi, Diego y Rafa, por la sonrisa y la ilusión con la que me reciben cada vez que nos vemos. A mi tía Sussan, por todo su cariño y por mostrarme siempre un lado jocoso de las cosas. A mi tía Roxana, quien a la distancia siempre ha sido un apoyo. A todos y todas las tías, tíos, primas, primos, bisabuelas y bisuabuelos que no nombré, también gracias por lo que han hecho por mi. A todxs: gracias por tanto y perdón por tan poco.

A mis amigxs de geología: Fran, Jas y Dani (pro/yetas), las amigas más pulentas que alguien podría tener, las tkm. Al Navi, por las risas y cahuines, a la Vali, por los las idas al gimnasio y por la mota, y al Chaino, por las burlas mutuas. Gracias también a la Coti, a la Fer, al Richi, a la Arroz, al Negro, a la Camala, al RASM, a la Ale y a la Pili, por ser un grupito tan choro. Con ustedes, las clases fueron más amenas, los carretes más distorsionados y los terrenos mil veces más entretes.

A mis amigos de plan común: Gonzalo, Nico y Francisco, gracias por los tremendos y accidentados viajes; al Carlitos y al Javier, con quienes venimos siendo compas desde 7mo básico, gracias por su idiotez; y también al Tomás, al Momo y al Fabián. Son lo único bueno que me llevo de plan común, gracias por los pool, los taka-taka, los ping-pong y los mochileos.

Gracias también a lxs profes que me han formado desde chico, aunque esto va solo para lxs buenxs: quienes enseñaron con dedicación, cariño e inclusión y no desde la mofa o la discriminación. Agradezco especialmente a mi comisión: a Vale y Cristián, por sus comentarios y su buena onda, y particularmente a Rodrigo, un mentor que supo volver a motivarme por el estudio de la ciencia. Gracias por darme la posibilidad de realizar este trabajo y guiarme todos estos meses, tanto en la memoria como profesionalmente. Gracias también a lxs funcionarixs de geo, muy especialmente a Blanca, Mariela, Rosita y don Carlos.

Agradezco a CONA y SHOA, por el financiamiento y la logística que hicieron posible un terreno tan espectacular como lo fue CIMAR24. Asimismo, a la tripulación del "Cabo de Hornos" por su ayuda durante este. A lxs compxs durante el viaje: Estefi, Marisol, Ángelo, Fran, etc., gracias por la buena onda, el apoyo mutuo y el trabajo duro, codo a codo, que hicieron tan amenos esos días. Por último, gracias a la gente del Centro de Imagenología del Hospital Clínico de la Universidad de Chile, por su colaboración en la adquisición y análisis de las tomografías computarizadas usadas en este estudio.

## Tabla de contenido

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN .....	1
1.1 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA .....	2
1.2 ÁREA DE ESTUDIO .....	3
1.3 OBJETIVOS.....	5
1.3.1 OBJETIVO GENERAL.....	5
1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	5
1.4 HIPÓTESIS DE TRABAJO .....	5
CAPÍTULO 2: ANTECEDENTES GEOLÓGICOS Y GEOMORFOLÓGICOS .	6
2.1 GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA REGIONAL.....	6
2.1.1 DIVISIONES MORFOLÓGICAS .....	6
2.1.2 GEOLOGÍA REGIONAL .....	7
2.2 GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA LOCAL .....	9
2.3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y PALEOSISMOLOGÍA .....	10
2.3.1 CONTEXTO TECTÓNICO.....	10
2.3.2 TERREMOTOS HISTÓRICOS Y PREHISTÓRICOS .....	11
CAPÍTULO 3: MARCO TEÓRICO.....	15
3.1 CORRIENTES DE TURBIDEZ Y TURBIDITAS.....	15
3.2 TURBIDITAS Y SU USO EN PALEOSISMOLOGÍA .....	17
3.3 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA .....	17
3.4 TOMOGRAFÍAS COMPUTARIZADAS EN GEOCIENCIAS .....	19
3.5 SÍSMICA DE REFLEXIÓN.....	20
CAPÍTULO 4: MATERIALES Y MÉTODOS.....	22
4.1 TERRENO .....	22
4.1.1 RUTA DE NAVEGACIÓN .....	22
4.1.2 SÍSMICA MONO-CANAL .....	24
4.1.3 RECOLECCIÓN DE MUESTRAS .....	24
4.1.4 BATIMETRÍA MULTIHAZ.....	24
4.2 POST-TERRENO .....	25
4.2.1 SISMOESTRATIGRAFÍA.....	26
4.2.2 BATIMETRÍA.....	26
4.2.3 ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO.....	26
CAPÍTULO 5: RESULTADOS.....	37

5.1	GEOMORFOLOGÍA DEL TALUD .....	37
5.2	SISMOESTRATIGRAFÍA .....	42
5.2.1	FACIES SÍSMICAS .....	42
5.2.2	UNIDADES SÍSMICAS .....	43
5.3	FACIES SEDIMENTARIAS.....	67
5.3.1	LITOFACIES .....	67
5.3.2	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS .....	69
5.3.3	SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA .....	77
5.3.4	GRANULOMETRÍA.....	79
5.3.5	INTEGRACIÓN DE DATOS DE LOS TESTIGOS .....	88
CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN.....		94
6.1	DEFINICIÓN DE TURBIDITAS .....	94
6.2	PROCESOS DE SEDIMENTACIÓN.....	100
6.3	SISMOESTRATIGRAFÍA .....	103
6.3.1	PROCESOS DE REMOCIÓN A PARTIR DE SISMOESTRATIGRAFÍA.....	104
6.3.2	FUENTES SÍSMICAS.....	105
6.4	CARACTERIZACIÓN DE LAS CORRIENTES DE TURBIDEZ ....	106
6.5	TERREMOTOS GENERADORES DE TURBIDITAS.....	109
6.5.1	DETERMINACIÓN DEL GATILLANTE .....	109
6.5.2	IMPLICANCIAS PALEOSISMOLÓGICAS.....	112
CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES.....		120
BIBLIOGRAFÍA .....		122
ANEXOS.....		127
ANEXO 1: INFORMACIÓN SÍSMICA.....		127
ANEXO 2: GRANULOMETRÍA MUESTRAS PARTE INFERIOR DEL TESTIGO 18.....		129
ANEXO 3: GRANULOMETRÍA MUESTRAS PARTE SUPERIOR DEL TESTIGO 18.....		131
ANEXO 4: GRANULOMETRÍA MUESTRAS DEL TESTIGO 19 .....		133
ANEXO 5: UBICACIÓN TESTIGOS.....		135

# Índice de figuras

Figura 1.1: Áreas de estudio en Polígonos de estudio (I, II y III), subpolígonos de investigación geofísica y ubicación tentativa de puntos de muestreo, del 1 al 8. Los Polígonos muestran el área de estudio del cruce, mientras que los subpolígonos las del proyecto. La imagen de fondo muestra un modelo batimétrico de la zona obtenido mediante el software GeoMapApp. ....	1
Figura 1.2: Área de ruptura y deslizamiento cosísmico de los terremotos de subducción más grandes en el segmento de ruptura Valdivia. La estrella muestra el epicentro del terremoto del 2016 (Mw 7.6). B) Contexto tectónico de la zona centro-sur de Chile. Las curvas rojas muestran la magnitud del deslizamiento cosísmico del terremoto de 1960. LOFZ: Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. Triángulos negros indican volcanes activos durante el Holoceno. Va: Valdivia. Co: Concepción. Tomado de (Moernaut et al., 2018). ....	2
Figura 1.3: Diagrama de bloque que muestra de ocurrencia de turbiditas intracuenca (I) y extracuenca (E). En este trabajo se estudiarán turbiditas intracuenca gatilladas por terremotos de alta magnitud. Tomado de (Zavala & Arcuri, 2016). ....	3
Figura 1.4: Zona de estudio. La batimetría de fondo corresponde al modelo GEBCO2014. Elaboración propia. ....	4
Figura 2.1: Divisiones morfológicas a escala regional. Elaboración propia. ...	7
Figura 2.2: Mapa con la segmentación de las unidades regionales. Tomado de Ramos & Ghiglione, 2008. ....	8
Figura 2.3: Geología local de la zona de estudio, pensando en posibles áreas de proveniencia de sedimentos: (A) Serie Oriental y Occidental y (B) geología local. Modificado de Hervé y Fanning (2001) y Cembrano et al. (2002). ....	10
Figura 2.4: Características tectónicas mayores del Pacífico Sudeste, próximo a las costas chilenas. El polígono rojo marca la zona de estudio de este trabajo. Tomado y modificado de (Thomson, 2002). ....	11
Figura 2.5: Sismicidad en la zona centro-sur de Chile. Los puntos son epicentros de eventos mayores que M 4.5 del catálogo NEIC desde 1900 al 2017. La barra de color se relaciona con la profundidad de los hipocentros. Las líneas púrpuras marcan la extensión estimada de la zona de ruptura de los terremotos gigantes de Valdivia en 1737, 1837 y 1960, mientras que las líneas amarillas marcan los largos de ruptura de eventos menores que rompieron zonas parciales del contacto interplaca. Tomado de Ruiz & Madariaga (2018). ....	13
Figura 3.1: Modelos de facies existentes, correlacionados, para (1) turbiditas de grano grueso (Lowe, 1982), (2) turbiditas clásicas (Bouma, 1962) y (3) turbiditas de grano fino (Stow y Shanmugam, 1980). Tomado de Shanmugam (2000). ....	16

Figura 3.2: Magnetización (J) versus campo magnético externo (H) para: (a) sustancia diamagnética, con susceptibilidad magnética (Xi) negativa; (b) sustancia paramagnética, con susceptibilidad magnética positiva y (c) sustancia ferromagnética, en donde el camino de magnetización muestra histéresis y la susceptibilidad magnética no es una simple constante. $J_s$ corresponde a la magnetización de saturación. Tomado de Butler (2004). .....	19
Figura 3.3: Elementos básicos de sismica subsuperficial. Tomado de Stoker et al. (1997). ....	21
Figura 4.1: Zona de estudio con las transectas realizadas (líneas negras). La zona de estudio se muestra en el polígono rojo. Imagen de fondo: modelo batimétrico GEBCO 2014. Elaboración propia. ....	23
Figura 4.2: Esquema de cobertura batimétrica con una ecosonda multihaz. Tomado de Rodrigo (2010).....	25
Figura 4.3: (A) Principios operativos del escaneo, (B) procesamiento de datos construye una matriz de diferenciales de volumen, (C) interpolación de varios planos y (D) ejemplo de un tomograma. Tomado de Kenter, 1989. .....	28
Figura 4.4: Ejemplo de corte transversal de testigo, donde lo tonos negros corresponden a vacío. ....	30
Figura 4.5: Materiales para la apertura de los testigos. Foto propia. ....	32
Figura 4.6: Materiales para la descripción de los testigos. Foto propia.....	33
Figura 4.7: Planilla de descripción usada en este trabajo, con el ejemplo de un testigo de otro proyecto.....	34
Figura 4.8: Extracción de muestras para granulometría. Foto propia.....	35
Figura 4.9: Malvern Mastersizer 2000. ....	36
Figura 4.10: Principio de medición de granulometría láser. ....	36
Figura 5.1: Batimetría de la zona de estudio con las principales morfoestructuras señaladas. Elaboración propia.....	37
Figura 5.2: Principales morfoestructuras de la zona de estudio con curvas de nivel cada 200 m. Elaboración propia. ....	38
Figura 5.3: Mapa de pendientes de la zona de estudio. Elaboración propia. ....	39
Figura 5.4: Acercamiento al área cercana al testigo 18, al norte del cañón principal. Se utilizan dos azimuth distintos para el hillshade, indicados en la imagen, para resaltar rasgos de importancia. Elaboración propia. .....	40
Figura 5.5: Acercamiento al área cercana al testigo 19, al sur del cañón principal. Elaboración propia.....	41
Figura 5.6: (A) Sísmica de la línea 1 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia. ....	46
Figura 5.7: (A) Sísmica de la parte occidental de línea 2 y (B) sus unidades y principales reflectores. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia. ....	48

Figura 5.8: (A) Sísmica de la parte oriental de línea 2 y (B) sus unidades y principales reflectores. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia. ....	50
Figura 5.9: (A) Sísmica de la línea 3 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia. ....	52
Figura 5.10: (A) Sísmica de la línea 4 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia. ....	54
Figura 5.11: (A) Sísmica de la línea 5 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia. ....	55
Figura 5.12: (A) Sísmica de la línea 6 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia. ....	56
Figura 5.13: (A) Sísmica de la línea 7 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia. ....	57
Figura 5.14: (A) Sísmica de la línea 8 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia. ....	58
Figura 5.15: (A) Sísmica de la línea 9 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia. ....	60
Figura 5.16: (A) Sísmica de la línea 10 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia. ....	61
Figura 5.17: (A) Sísmica de la línea 11 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia. ....	63
Figura 5.18: (A) Sísmica de la línea 12 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia. ....	65
Figura 5.19: (A) Sísmica de la línea 13 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia. ....	66
Figura 5.20: Simbología de unidades sísmicas y estructuras en ella. Elaboración propia. ....	67
Figura 5.21: Mapa con ubicación de testigos (estrellas verdes). El testigo al norte del cañón es el 18 y el del sur del cañón es el 19. Imagen de fondo: modelo batimétrico GEBCO2014. Elaboración propia. ....	68
Figura 5.22: Unidades tomográficas y mapeo de estructuras. Elaboración propia. ....	77
Figura 5.23: Susceptibilidad magnética corregida de los testigos estudiados. Las flechas indican peaks importantes. Elaboración propia. ....	78

Figura 5.24: Distribución de tamaños de grano de la unidad 18-A. Las flechas indican las modas principales. Elaboración propia.....	79
Figura 5.25: Distribución de tamaños de grano de la unidad 18-B. Las flechas indican las modas principales. Elaboración propia.....	80
Figura 5.26: Distribución de tamaños de grano de la unidad 18-C. Las flechas indican las modas principales. Elaboración propia.....	81
Figura 5.27: Distribución de tamaños de grano de la unidad 18-D. Las flechas indican las modas principales. Elaboración propia.....	82
Figura 5.28: Distribución de tamaños de grano de la unidad 18-E. Las flechas indican las modas principales. Elaboración propia.....	83
Figura 5.29: Distribución de tamaños de grano de la unidad 18-F. Las flechas indican las modas principales. Elaboración propia.....	84
Figura 5.30: Distribución de tamaños de grano de la unidad 18-G. Las flechas indican las modas principales. Elaboración propia.....	85
Figura 5.31: Distribución de tamaños de grano de la unidad 19-A. Las flechas indican las modas principales. Elaboración propia.....	86
Figura 5.32: Distribución de tamaños de grano de la unidad 19-B. Las flechas indican las modas principales. Elaboración propia.....	87
Figura 5.33: Distribución de tamaños de grano de la unidad 19-C. Las flechas indican las modas principales. Elaboración propia.....	88
Figura 5.34: Definición de unidades y propiedades de (A) la parte superior del testigo 18, (B) la parte inferior del testigo 18 y (C) el testigo 19. Elaboración propia.....	93
Figura 6.1: Definición de turbiditas (niveles grises destacados) y propiedades de estas en (A) la parte superior del testigo 18, (B) la parte inferior del testigo 18 y (C) el testigo 19. Elaboración propia.....	99
Figura 6.2: Fuentes probables de sedimento a la posición del testigo 18. Elaboración propia.....	102
Figura 6.3: Fuentes probables de sedimento a la posición del testigo 19. Elaboración propia.....	103
Figura 6.4: (1) Sucesión de remociones, (2) slumps con reflectores transparentes y (3) slumps con ordenamiento interno. Elaboración propia.....	105
Figura 6.5: Fallas definidas en la zona de estudio. Elaboración propia.....	106
Figura 6.6: Diagrama esquemático que muestra los cambios pendiente abajo en las divisiones de las turbiditas, desde turbiditas de grano grueso (Lowe, 1982), pasando por turbiditas clásicas (Bouma, 1962) y hasta turbiditas de grano fino (Stow y Shanmugam, 1980). Tomado de Shanmugam (2000).....	107
Figura 6.7: Tipos de corrientes en ambiente marino profundo. Tomado de Shanmugam (1993a).....	108
Figura 6.8: Modelo de extensión y altitud sobre el nivel del mar de la época de las masas de hielo, durante el Último Máximo Glacial en la Patagonia. Tomado de Hulton et al. (2002).....	111

- Figura 6.9: Perfil sísmico representativo y batimetría de la zona cercana al testigo 18. Las flechas representan mecanismos probables de deslizamientos y/o corrientes de turbidez. El azimuth corresponde al ángulo de orientación del hillshade usado. Elaboración propia.....116
- Figura 6.10: Perfil sísmico representativo y batimetría de la zona cercana al testigo 19. Las flechas representan mecanismos probables de deslizamientos y/o corrientes de turbidez. Elaboración propia.....117

## Tabla de tablas

Tabla 2.1: Correlación estratigráfica y cronológica entre los eventos de Cocotué (Cisternas et al., 2017) y (A) eventos costeros (Cisternas et al., 2005; Atwater et al., 2013; Garrett et al., 2015) y (B) de sedimentos lacustres subacuáticos (Moernaut et al., 2014). Las letras destacadas y normales representan eventos interpretados como gigantes y terremotos más pequeños, respectivamente. Los asteriscos indican edades inferidas de estratigrafía, registros escritos o fotos aéreas. Las edades de Cocotué, Maullín, Caulle y Chucalén fueron obtenidas mediante radiocarbono, mientras que las de los lagos Villarrica, Calafquén y Riñihue fueron obtenidas mediante el conteo de varves. Modificado de Cisternas et al., 2017.....	14
Tabla 4.1: Especificaciones del equipo y opciones utilizadas. ....	29
Tabla 5.1: Facies sísmicas definidas en los perfiles estudiados. ....	42
Tabla 5.2: Estructuras y rasgos sedimentarios presentes en el testigo 18. .	71
Tabla 5.3: Estructuras y rasgos sedimentarios presentes en el testigo 19. .	72
Tabla 5.4: Promedio de los parámetros de las unidades del testigo 18. ....	85
Tabla 5.5: Promedio de los parámetros de las unidades del testigo 19. ....	88
Tabla 6.1: Comparación de características sedimentológicas y del contexto geomorfológico de los testigos 18 y 19. Elaboración propia. ....	113

# CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

Esta memoria de título se enmarca en el proyecto “Ocurrencia y recurrencia de terremotos de alta magnitud ( $M_w > 7.5$ ) en el margen continental de Patagonia norte durante el Holoceno (últimos 11700 años)” cuyos datos de terreno fueron recopilados a bordo del buque científico AGS-61 “Cabo de Hornos”. Esta campaña se logró gracias al concurso CIMAR24, que fue organizado por el Comité Oceanográfico Nacional (CONA) y el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA). Se llevó a cabo entre el 24 de septiembre y el 18 de octubre del 2018 en aguas de la plataforma continental exterior y mar interior, entre Puerto Montt y la Península de Taitao, en zonas delimitadas por polígonos según se muestra en la figura 1.1.

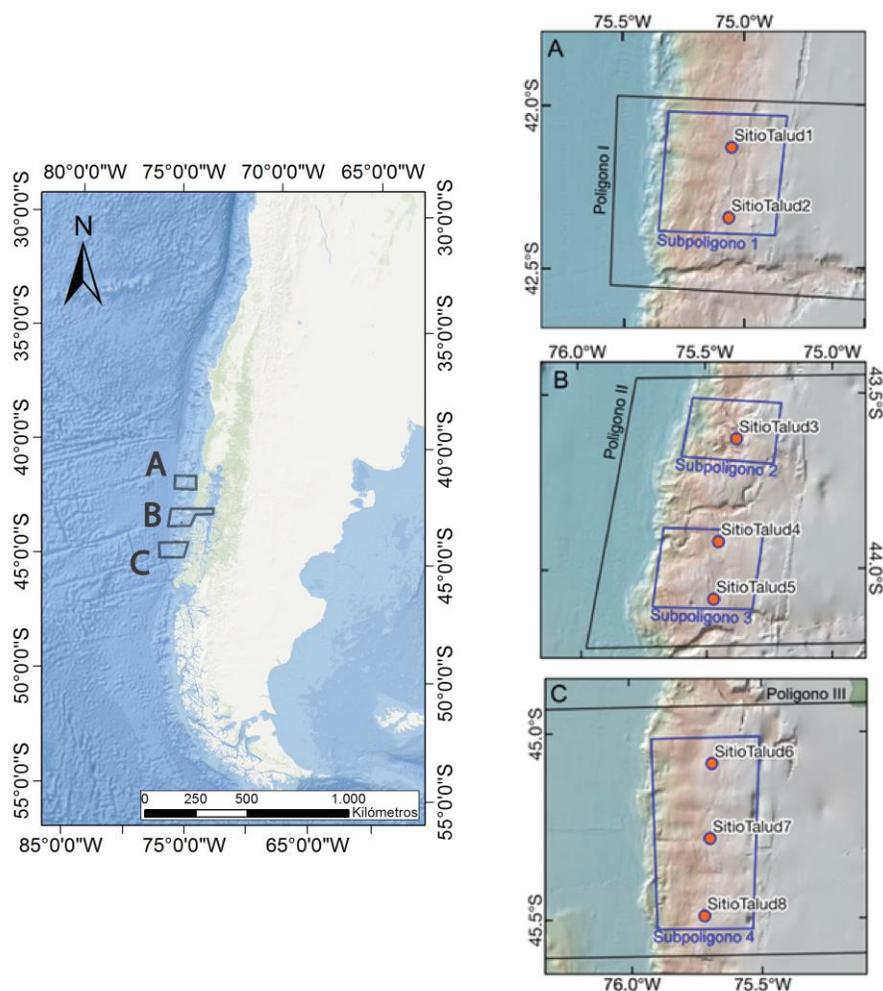


Figura 1.1: Áreas de estudio en Polígonos de estudio (I, II y III), subpolígonos de investigación geofísica y ubicación tentativa de puntos de muestreo, del 1 al 8. Los Polígonos muestran el área de estudio del crucero, mientras que los subpolígonos las del proyecto. La imagen de fondo muestra un modelo batimétrico de la zona obtenido mediante el software GeoMapApp.

## 1.1 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

El margen continental de Chile se caracteriza por terremotos recurrentes que pueden alcanzar magnitudes  $>7.5$  Mw y liberar energía sísmica acumulada por largos tramos en la zona de subducción. El análisis de registros sedimentarios continentales sugiere una recurrencia entre 100-350 años para este tipo de terremotos (Cisternas *et al.*, 2005; 2017). Estos eventos, además de causar cambios morfológicos de la zona costera (Cisternas *et al.*, 2017; Farías *et al.*, 2010), han causado graves daños a la población e infraestructura. Un ejemplo es el terremoto de Valdivia de 1960 (9.5 Mw), cuyo segmento de ruptura abarcó más de 1000 km del margen continental chileno, incluyendo el área de estudio de esta memoria (figura 1.2).

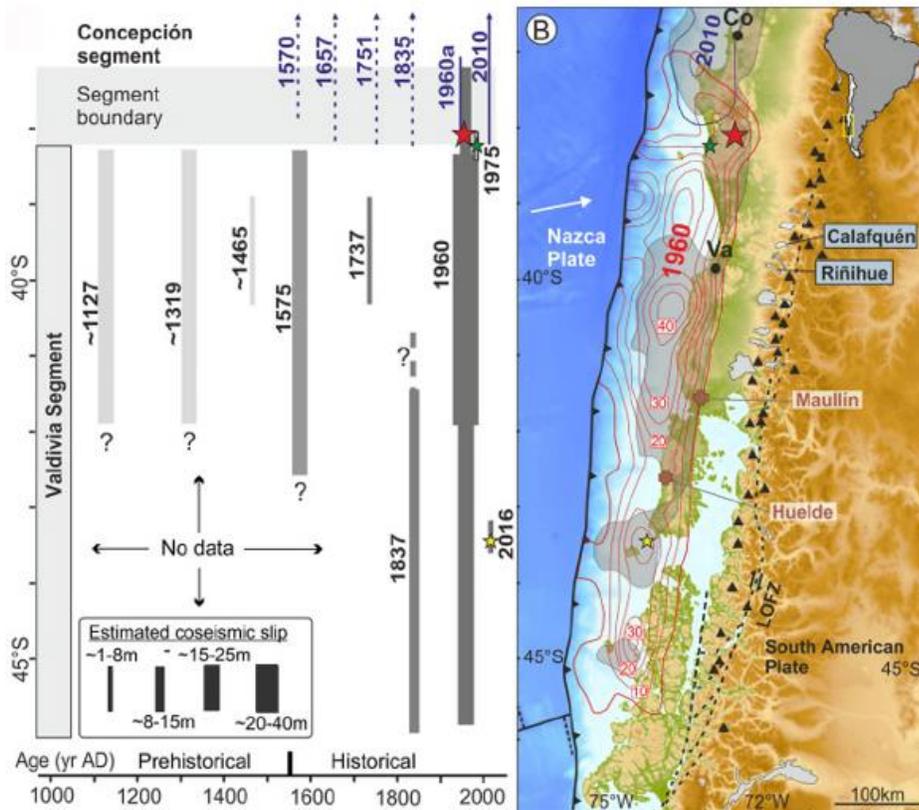


Figura 1.2: Área de ruptura y deslizamiento cosísmico de los terremotos de subducción más grandes en el segmento de ruptura Valdivia. La estrella muestra el epicentro del terremoto del 2016 (Mw 7.6).

B) Contexto tectónico de la zona centro-sur de Chile. Las curvas rojas muestran la magnitud del deslizamiento cosísmico del terremoto de 1960. LOFZ: Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. Triángulos negros indican volcanes activos durante el Holoceno. Va: Valdivia. Co: Concepción. Tomado de (Moernaut *et al.*, 2018).

Los terremotos de alta magnitud pueden gatillar deslizamientos de sedimento y flujos de turbidez en la zona del talud continental (figura 1.3), que dan origen a depósitos de turbiditas de gran volumen (Goldfinger *et al.*, 2003). Estos depósitos se distinguen del material hemipelágico por su mayor granulometría, menor contenido de materia orgánica y texturas y estructuras sedimentarias relacionadas a flujos de alta energía (Reineck & Singh, 1975).

Los depósitos de turbiditas han sido usados en varios márgenes convergentes para el estudio de ocurrencia y recurrencia de terremotos de subducción (Goldfinger, 2009). La relevancia de las turbiditas como registro paleosismológico radica en que representan un archivo de ciclos sísmicos a escalas de tiempo más allá del registro instrumental.

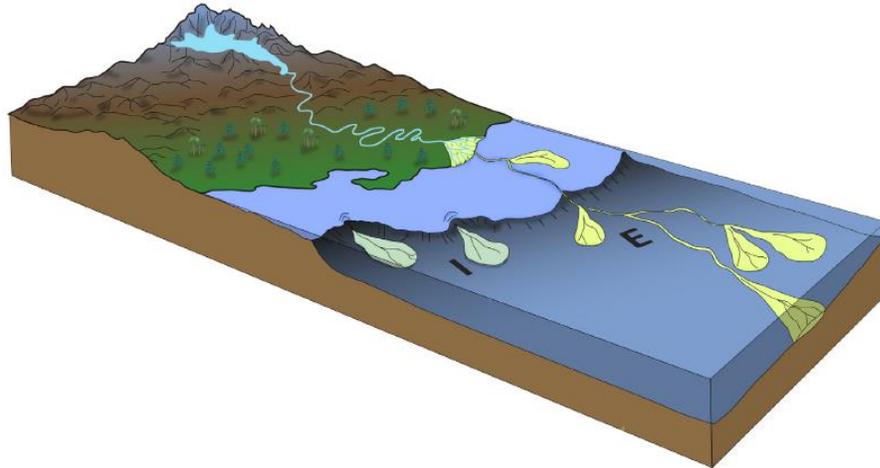


Figura 1.3: Diagrama de bloque que muestra de ocurrencia de turbiditas intracuenca (I) y extracuenca (E). En este trabajo se estudiarán turbiditas intracuenca gatilladas por terremotos de alta magnitud. Tomado de (Zavala & Arcuri, 2016).

El talud continental chileno presenta gran potencial para el estudio de turbiditas asociadas a sismos mayores dada la alta cantidad de este tipo de eventos en periodos históricos y prehistóricos (Ruiz & Madariaga, 2018) y, de acuerdo a la latitud, condiciones climáticas propicias para el transporte de sedimento hacia la zona del talud (Bernhardt *et al.*, 2015). Pese a lo anterior, si bien se han realizado análisis de turbiditas en el fondo marino chileno, estos se han enfocado principalmente en la zona centro-sur del país (Bernhardt *et al.*, 2015; Blumberg *et al.*, 2008; Völker *et al.*, 2008) y, hasta la fecha, terremotos mayores de subducción no han sido evaluados al sur de los 40°S.

En este trabajo se estudia el registro sedimentario del margen continental de Patagonia norte (43°57'S-44°24'S) con el fin de identificar depósitos turbidíticos que hayan sido originados por eventos sísmicos mayores.

## 1.2 ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio (figura 1.4) se ubica en la Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo, Chile, al suroeste de la Isla Guafo en el océano Pacífico. El área abarca un rectángulo de 71 km por 38 kms y comprende una superficie de 2698 km<sup>2</sup> aproximadamente. Las islas más importantes en las cercanías de la zona de estudio corresponden a las islas

Level, Johnson, Forsyth, May, Midhurst, Mellers, Arthur, Llenihuen y Tuamapu.

Las vías de accesos son limitadas, dado que la única forma de llegar es vía embarcación. Los principales puertos son el de Valparaíso y, más cerca de la zona, los de Puerto Montt, Ancud, Castro, Quellón, Chaitén, Melinka, Cisnes y Chacabuco.

Comprende una zona marina que, a su vez, abarca aguas de la plataforma continental exterior, talud y fosa. Es cercana a fiordos y parte de la Zona de Archipiélagos de la Patagonia Chilena (Archipiélago de las Guaitecas y Archipiélago de los Chonos).

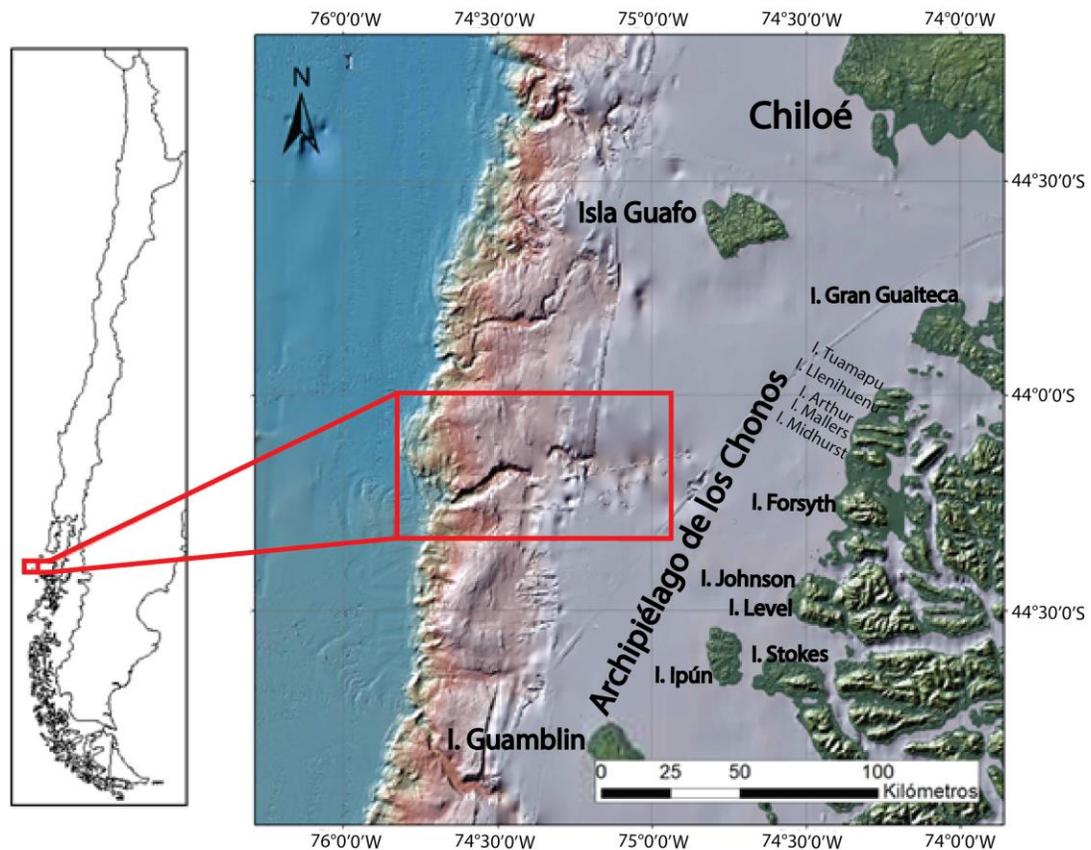


Figura 1.4: Zona de estudio. La batimetría de fondo corresponde al modelo GEBCO2014. Elaboración propia.

## **1.3 OBJETIVOS**

### **1.3.1 OBJETIVO GENERAL**

El objetivo de esta investigación es estudiar el registro sedimentario del talud continental entre los 43°57'-44°24'S e identificar depósitos turbidíticos en este, para luego proponer cuáles habrían sido gatillados por eventos sísmicos de subducción mayores.

### **1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Describir la geomorfología del talud continental para identificar zonas de ocurrencia de deslizamientos y flujos turbidíticos.
- Identificar zonas de generación y cuencas de acumulación de turbiditas.
- Describir la sismoestratigrafía del talud continental.
- Describir características sedimentológicas y propiedades físicas de los depósitos identificados en los testigos sedimentarios.
- Identificar turbiditas generadas a partir de gatillantes sísmicos.

## **1.4 HIPÓTESIS DE TRABAJO**

Se propone que eventos sísmicos mayores de subducción han generado depósitos turbidíticos en el talud continental entre los 43°57'S y los 44°24'S, los cuales se encontrarían distribuidos en distintos depocentros desconectados entre sí.

Como hipótesis de trabajo se tiene que existe suficiente material sedimentario disponible en el talud y en la plataforma exterior para alimentar flujos turbidíticos y que estos depósitos son reconocibles con las técnicas que se utilizan en este estudio.

# **CAPÍTULO 2: ANTECEDENTES GEOLÓGICOS Y GEOMORFOLÓGICOS**

## **2.1 GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA REGIONAL**

### **2.1.1 DIVISIONES MORFOLÓGICAS**

En la Hoja geológica de la Península de Taitao y Puerto Aysén (Niemeyer *et al.*, 1984) se divide la zona en cuatro elementos fisiográficos mayores, con orientación norte-sur. De este a oeste, estas son la Zona Extraandina, la Precordillera, la Cordillera Principal y la Zona de los Archipiélagos (figura 2.1).

La Zona Extraandina es una zona de escaso relieve, con alturas entre 400 y 700 m, formada por una cubierta de depósitos glaciales, fluvio-glaciales y glaciolacustres, que ocupan una franja cercana a la frontera con Argentina.

La Precordillera presenta alturas que no pasan de los 2000 m y en ella se emplazan grandes lagos de origen glacial, que vierten sus aguas en el Pacífico a través de los ríos Aysén y Baker.

La Cordillera Principal es la zona de mayor relieve, cuyo eje está dado por una línea de altas cumbres superiores a 3000 m, entre las cuales destaca el Monte San Valentín (4058 m). En ella se emplaza el Campo de Hielo Norte, con una extensión de más de 100 km. Esta unidad morfológica es cortada por profundos valles de origen glacial, así como también por algunos fiordos.

La Zona de Archipiélagos es una zona de unos 100 a 150 km de ancho con elongación norte-sur, en la cual se encuentran los archipiélagos de las Guaitecas, Los Chonos y la Península de Taitao. Está conformada por islas de suave relieve, con alturas que no pasan de los 1000 m y que son separadas por fiordos este-oeste y norte-sur. Una depresión longitudinal (canal de Moraleda) separa la Zona de Archipiélagos de la Cordillera Principal. Este canal se angosta hacia el sur, hasta terminar en el istmo de Ofqui, que conecta la Península de Taitao con la Cordillera Principal.

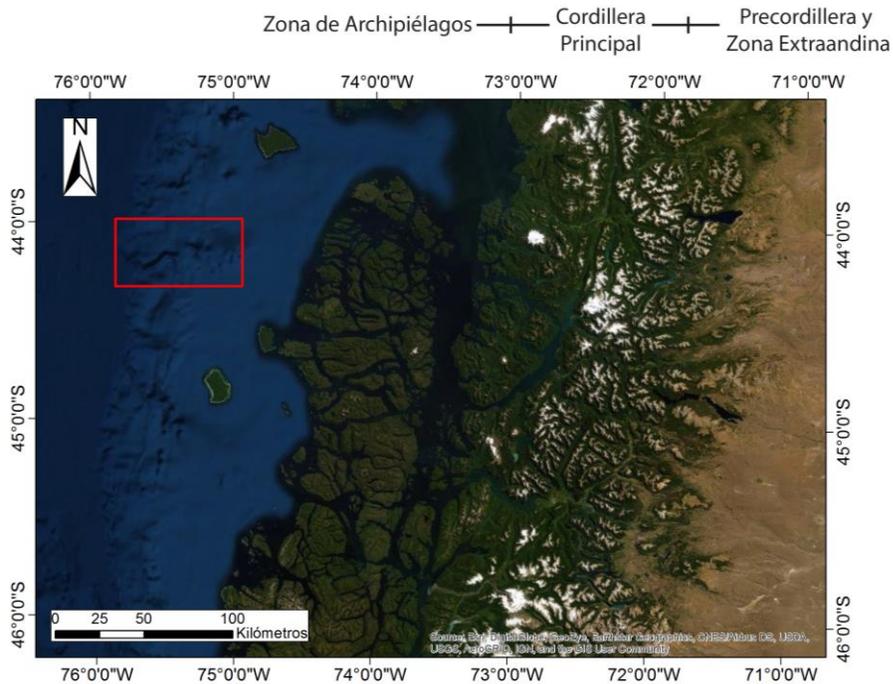


Figura 2.1: Divisiones morfológicas a escala regional. Elaboración propia.

## 2.1.2 GEOLOGÍA REGIONAL

Para este trabajo, se considera como geología regional la que abarca las grandes divisiones morfológicas descritas en la sección 2.1.1.

De acuerdo con Ramos & Ghiglione (2008), los Andes Patagónicos pueden ser subdivididos en tres dominios: el segmento norte entre los 39°00' y los 43°30', el segmento central entre los 43°30' y los 46°30' y el segmento sur al sur de esta última latitud (figura 2.2). Estos segmentos tienen en común un cinturón batolítico a lo largo de la pendiente occidental de los Andes. Ellos caracterizan esta división según se detalla a continuación:

El segmento norte se caracteriza por un basamento metamórfico de medio a alto grado, asociado a granitoides paleozoicos. Sobre estos hay unidades sedimentarias marinas y volcánicas jurásicas, a su vez sobreyacidas por secuencias volcánicas, volcanoclásticas y marinas del Paleógeno. Todas estas rocas son intruidas por el Batolito Patagónico, que a estas latitudes tiene edad cretácica. El basamento metamórfico de la zona se caracteriza por gneisses y anfibolitas de edad Carbonífero Tardío – Pérmico Temprano (Basei *et al.*, 2002).

El segmento central, incluido también en la figura 2.2, está representado en su mayoría por secuencias volcánicas y volcanoclásticas de alto espesor con edades entre el Jurásico Medio-Tardío a Cretácico Temprano. Estas secuencias interrumpen sucesiones marinas a lo largo del intraarco y del retroarco. El

Batolito Patagónico se caracteriza por un set de pulsos que comenzaron en el lado chileno más occidental con edades del Cretácico Temprano y que luego migraron durante el Cretácico Medio a la zona más oriental (Pankhurst *et al.*, 1999).

El segmento sur presenta al basamento paleozoico en la zona de piedemonte de la Cordillera y está compuesto principalmente por metasedimentos de edad devónica a carbonífera (Hervé *et al.*, 2004). Las rocas ígneas se preservan a lo largo del batolito. Las rocas sedimentarias del Cretácico están bien preservadas en zonas como la Cuenca de Magallanes, con gruesas secuencias marinas clásticas intercaladas con calizas delgadas y más escasas.

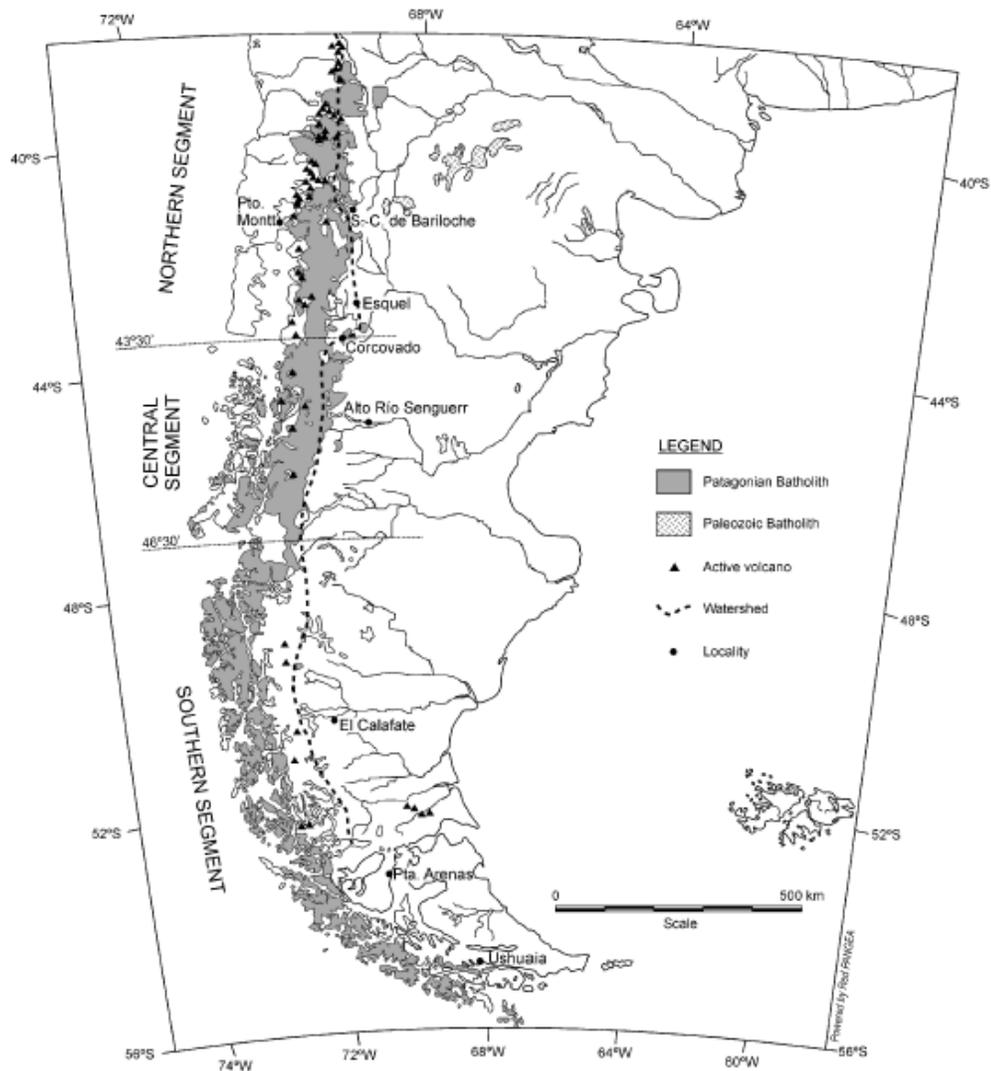


Figura 2.2: Mapa con la segmentación de las unidades regionales. Tomado de Ramos & Ghiglione, 2008.

## 2.2 GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA LOCAL

Se considera como geología local la mostrada en la figura 2.3, la que representa la fuente de sedimentos más probable para la zona de estudio. A continuación, se describe la geología de esta zona basándose en la división morfológica de la sección 2.1.1 y en descripciones tomadas de SERNAGEOMIN (2003):

En la Zona de Archipiélagos, la geología local está representada principalmente por el basamento paleozoico (figura 2.3), que a estas latitudes es conocido como Complejo Metamórfico de Chonos (CMC). Este forma parte de un complejo acrecionario que aflora continuamente en el área costera de Chile, desde Pichilemu (34°) hasta la Península de Taitao (47°), y discontinuamente desde ahí hasta el punto más al sur de Sudamérica (Hervé y Fanning, 2001). Hervé *et al.* (1981) reconocen un Cinturón Oriental, en el cual se preservan estructuras sedimentarias primarias, que gradan hacia un Cinturón Occidental en el que estas estructuras se pierden debido a un mayor grado de deformación y metamorfismo. El Cinturón Oriental corresponde a secuencias metaturbidíticas de protolito triásico, pertenecientes a las formaciones Potranca y Canal Pérez Sur (Miller, 1979). Por otro lado, el Cinturón Occidental corresponde a esquistos micáceos y filitas pertenecientes a la formación Canal King (Miller, 1979), cuyo protolito metasedimentario son las secuencias metaturbidíticas del Cinturón Oriental.

También en la Zona de Archipiélagos, existe presencia del batolito patagónico norte (figura 2.3), correspondiente a granitos, granodioritas y tonalitas del Cretácico Inferior y granodioritas, tonalitas y dioritas del Eoceno. En menor medida, existe presencia de secuencias volcanoclásticas marinas cretácicas (límite oriental del Archipiélago de los Chonos), secuencias sedimentarias marinas transgresivas plataformales del Mioceno (Isla Guafo) y secuencias turbidíticas pérmicas (Isla Guamblin).

Ya en la zona de la Cordillera Principal, la geología local está dominada por el batolito patagónico norte (figura 2.3), conformado en esta zona por granodioritas, dioritas y tonalitas del Mioceno y del Cretácico Inferior, y por secuencias volcanoclásticas marinas del Oligoceno-Mioceno. En menor medida, existe presencia de metasedimentos y metabasitas oligomiocenas y de lavas cuaternarias.

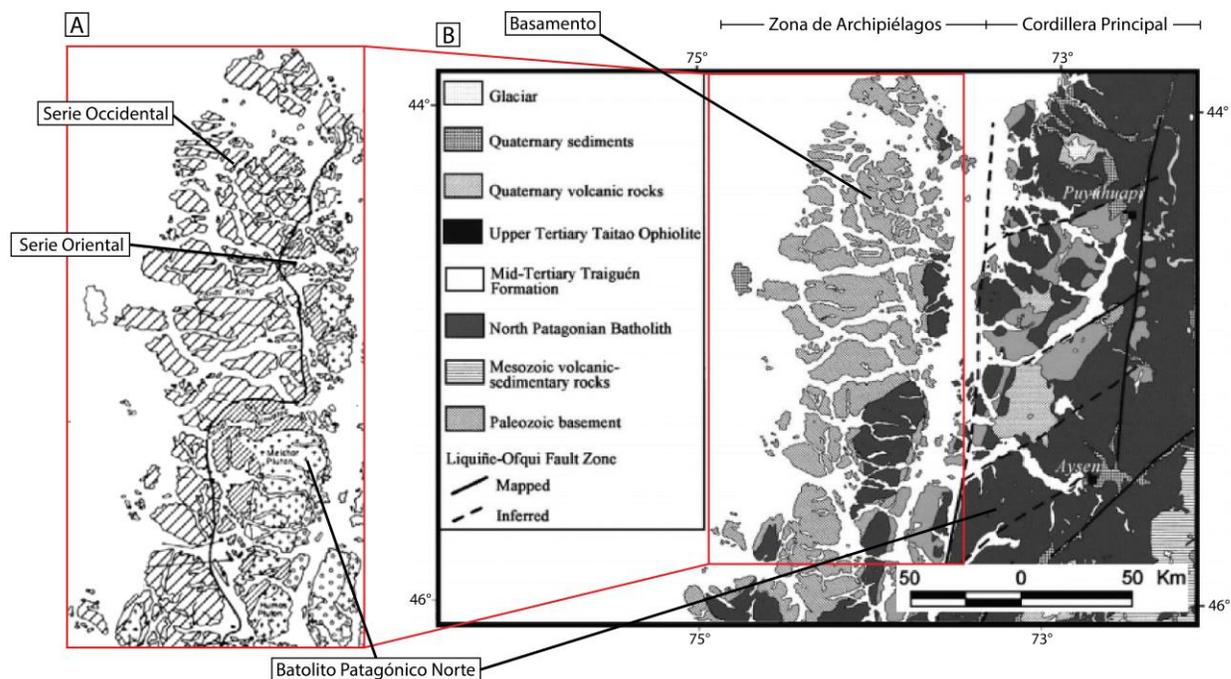


Figura 2.3: Geología local de la zona de estudio, pensando en posibles áreas de proveniencia de sedimentos: (A) Serie Oriental y Occidental y (B) geología local. Modificado de Hervé y Fanning (2001) y Cembrano et al. (2002).

## 2.3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y PALEOSISMOLOGÍA

### 2.3.1 CONTEXTO TECTÓNICO

En las cercanías de la zona de estudio, existe una convergencia oblicua de la placa de Nazca bajo la Sudamericana hacia el noreste. Esto representa el principal mecanismo de distribución de estrés y patrones de deformación impuestos sobre la placa superior (Beck, 1988; Cembrano *et al.*, 1996, 2000). Parte de esa deformación es acomodada por el Sistema de Fallas Liqueñe-Ofqui (LOFS), en un contexto de intra-arco (Arancibia *et al.*, 1999; Cembrano y Herve, 1993; Cembrano y Lara, 2009; Lavenu y Cembrano, 1999; entre otros). También, es destacable la cercanía al Punto Triple Chileno (PTC) y a la Placa Antártica, que subduce bajo la Placa Sudamericana al sur de los 46,5°S.

Por otro lado, desde una escala mayor, cabe destacar que la zona de estudio alcanza a incorporar el extremo oriental de la Zona de Fractura Guafo (Guafo FZ) y se encuentra cerca del *Chile Rise* (CR), según se puede observar en la figura 2.4:

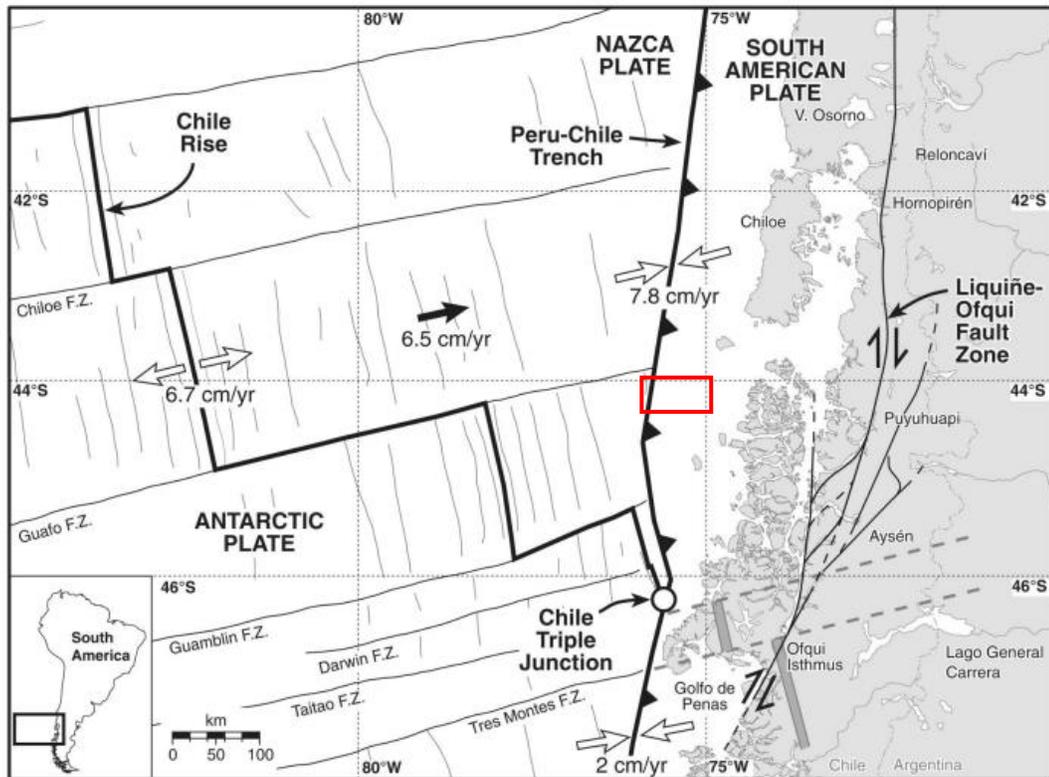


Figura 2.4: Características tectónicas mayores del Pacífico Sudeste, próximo a las costas chilenas. El polígono rojo marca la zona de estudio de este trabajo. Tomado y modificado de (Thomson, 2002).

### 2.3.2 TERREMOTOS HISTÓRICOS Y PREHISTÓRICOS

El margen continental chileno se caracteriza por terremotos recurrentes, los cuales, en ocasiones, pueden alcanzar magnitudes mayores a 7.5 Mw (figura 1.2). En particular, en los últimos 50 años y hasta el terremoto del Maule del 2010, la deformación en la zona centro-sur de Chile ha estado dominada por deformación post-sísmica asociada al terremoto de Valdivia (Mw 9.5) de 1960 (Ruiz *et al.*, 2017a). Nishenko (1985) propone que los terremotos de 1575, 1737, 1837 y 1960 son eventos similares con zonas de ruptura entre 700 y 1000 km y una recurrencia de  $128 \pm 62$  años. Sin embargo, desde Cisternas *et al.* (2005), se ha descubierto que los terremotos en la zona centro-sur de Chile tienen una amplia diversidad en el tamaño de la zona de ruptura y en su ubicación en el segmento de ruptura Valdivia (Cisternas *et al.*, 2017, y referencias en este).

El terremoto de 1575 pudo ser similar en magnitud al de 1960, mientras que el de 1737 fue un terremoto ubicado en el norte de la zona de ruptura del terremoto de Valdivia de 1960, sin información de tsunamis (Ruiz & Madariaga, 2018).

En el caso del terremoto de 1837, existen dificultades para estimar la extensión de la zona de ruptura, dada la información contradictoria entre tsunamis locales pequeños y grandes tsunamis trans-oceánicos que habrían sido gatillados por este. De esta forma, Lomnitz (1970) propone una magnitud de 8.0 basándose en reportes de pequeños tsunamis locales, mientras que Abe (1979) propone una magnitud  $M_t$  (o magnitud de tsunami) de 9,25 basada en reportes de tsunamis trans-oceánicos. Cabe destacar que Cisternas *et al.* (2017) proponen una extensión de 500 km aproximadamente para la zona de ruptura de este terremoto, en lo que es la parte sur de la zona de ruptura del terremoto de 1960 (figura 2.5).

El 22 de mayo de 1960 ocurre el terremoto gigante de Valdivia, con la mayor magnitud registrada en el periodo instrumental ( $M_w$  9.5) y cuya zona de ruptura abarca cerca de 1000 km, desde los 37°S hasta los 46°S aproximadamente (Ruiz & Madariaga, 2018). Geográficamente, su zona de ruptura abarca lo que se conoce como el segmento Valdivia, entre las penínsulas de Arauco y Taitao. Cabe destacar que tiene un precursor el 21 de mayo de 1960 en la ciudad de Concepción, de magnitud 8.1  $M_w$  (Ruiz & Madariaga, 2018).

En cuanto a sismos recientes cerca de la zona de estudio, el año 2016 ocurre un terremoto de magnitud  $M_w$  7.6 cerca del extremo suroccidental de la Isla de Chiloé (Ruiz & Madariaga, 2018). Este terremoto marca un despertar sísmico en la zona, dado que desde el terremoto de 1960 se había registrado una baja notable en la frecuencia de eventos mayores de este tipo en la zona.

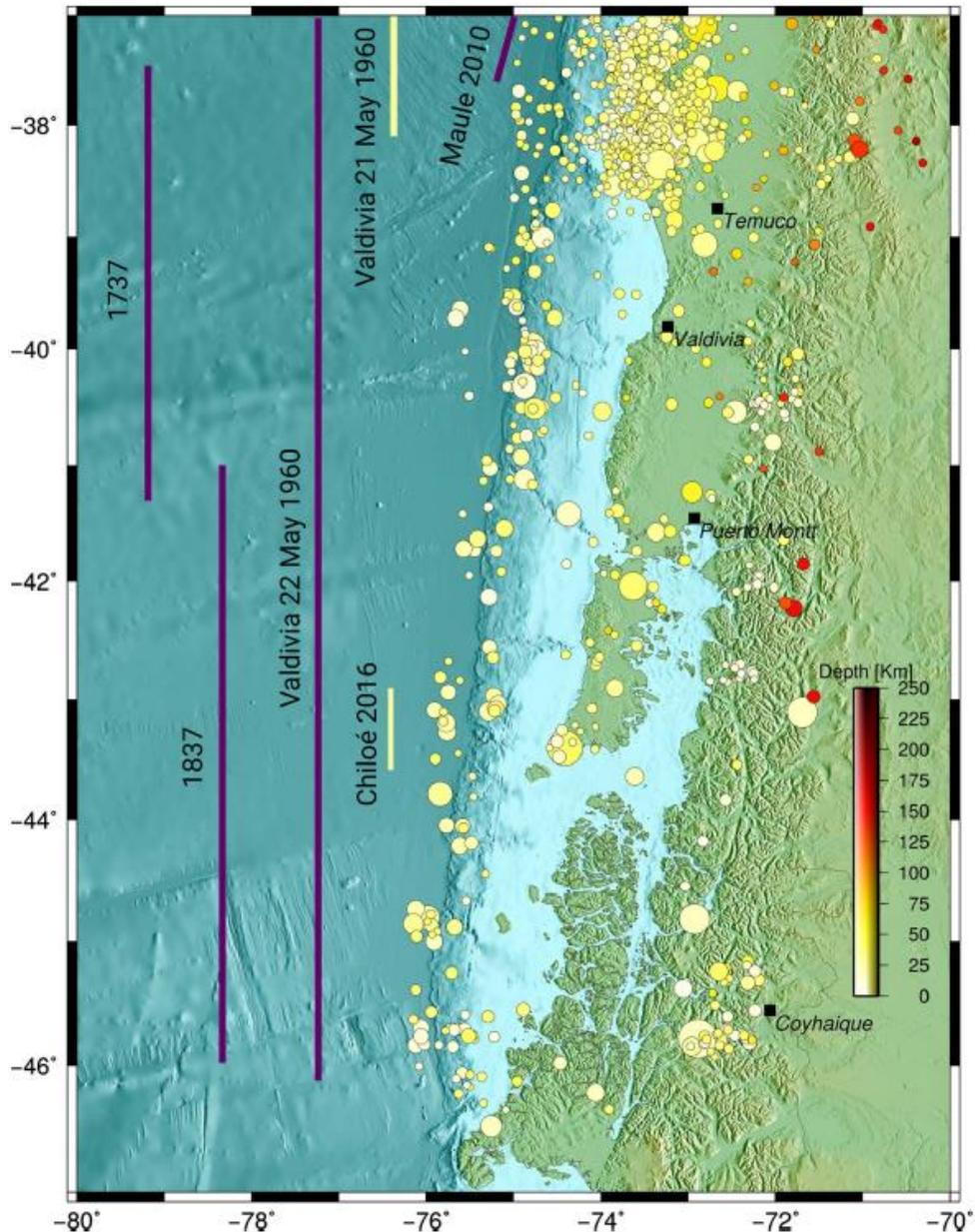


Figura 2.5: Sismicidad en la zona centro-sur de Chile. Los puntos son epicentros de eventos mayores que  $M$  4.5 del catálogo NEIC desde 1900 al 2017. La barra de color se relaciona con la profundidad de los hipocentros. Las líneas púrpuras marcan la extensión estimada de la zona de ruptura de los terremotos gigantes de Valdivia en 1737, 1837 y 1960, mientras que las líneas amarillas marcan los largos de ruptura de eventos menores que rompieron zonas parciales del contacto interplaca. Tomado de Ruiz & Madariaga (2018).

Los terremotos descritos son históricos, es decir, ocurrieron posteriormente a la llegada de colonizadores a la zona y fueron documentados y descritos por ellos. Sin embargo, mediante métodos de análisis sedimentario, distintos autores han propuesto otros eventos de alta magnitud para el segmento Valdivia: Moernaut *et al.* (2014) propusieron eventos en  $\sim 1127$ ,  $\sim 1319$  y  $\sim 1465$  basándose en turbiditas lacustres del distrito lacustre chileno, cuyas rupturas se observan en la figura 1.2. Cabe destacar la carencia

de información al sur de Chiloé. Por otro lado, basándose en depósitos de tsunamis y en el registro estratigráfico costero del norte de Chiloé, Cisternas *et al.* (2017) proponen eventos que correlacionan a otros descritos en la literatura, según se observa en la tabla 2.1:

Tabla 2.1: Correlación estratigráfica y cronológica entre los eventos de Cocotué (Cisternas *et al.*, 2017) y (A) eventos costeros (Cisternas *et al.*, 2005; Atwater *et al.*, 2013; Garrett *et al.*, 2015) y (B) de sedimentos lacustres subacuáticos (Moernaut *et al.*, 2014). Las letras destacadas y normales representan eventos interpretados como gigantes y terremotos más pequeños, respectivamente. Los asteriscos indican edades inferidas de estratigrafía, registros escritos o fotos aéreas. Las edades de Cocotué, Maullín, Caulle y Chucalén fueron obtenidas mediante radiocarbono, mientras que las de los lagos Villarrica, Calafquén y Riñihue fueron obtenidas mediante el conteo de varves. Modificado de Cisternas *et al.*, 2017.

A	COCOTUE EVENT	HISTORICAL EVENT	COASTAL EVIDENCE (Years AD at $2\sigma$ )		
			Cocotué	Maullín	Caulle
	<b>D</b>		<b>898–1128</b>	<b>1020–1180</b>	
	cd		898–1398	1020–1387	
	<b>C</b>		<b>1300–1398</b>	<b>1280–1387</b>	<b>1270–1400</b>
	bc1		1305–1435		
	bc2		1505–1802		
	<b>B</b>	<b>1575</b>	<b>1412–1625</b>	<b>1450–1616</b>	<b>1575*</b>
		1737			
	ab	1837	1505–1949		
	<b>A</b>	<b>1960*</b>	<b>1960*</b>	<b>1960*</b>	<b>1960*</b>

B	COCOTUE EVENT	HISTORICAL EVENT	LACUSTRINE EVIDENCE (Years AD)			
			Chucalén	Calafquén	Riñihue	Villarrica
	<b>D</b>		<b>1070–1220</b>	<b>1083–1170</b>		
	cd			1280–1308		
	<b>C</b>		<b>1270–1450</b>	<b>1310–1332</b>	<b>1307–1327</b>	
	bc1			1460–1470	1464–1471	
	bc2			1544–1548		
	<b>B</b>	<b>1575</b>	<b>1540–1800</b>	<b>1558–1600</b>	<b>1562–1596</b>	<b>1558–1608</b>
		1737		1718–1746		1723–1755
	ab	1837		1831–1847	1826–1840	1820–1840
	<b>A</b>	<b>1960*</b>	<b>1955–1971</b>	<b>1958–1962</b>	<b>1959–1963</b>	<b>1957–1963</b>

# CAPÍTULO 3: MARCO TEÓRICO

## 3.1 CORRIENTES DE TURBIDEZ Y TURBIDITAS

Las turbiditas son definidas por primera vez por Kuenen & Migliorini (1950) como "depósitos de corrientes de turbidez", ejemplificadas por las sucesiones arenosas tipo *flysch* en los Apeninos, aunque en los años siguientes fue evolucionando para incluir muchos más tipos de depósitos que los descritos con ese ejemplo. A su vez, una corriente de turbidez es un flujo de sedimento con reología newtoniana y estado turbulento en donde el sedimento es soportado por la turbulencia y desde donde se deposita por pérdida de suspensión. Son corrientes menguantes tipo *surge* (Shanmugam, 2019). En este último trabajo, el autor entrega algunas características generales de las turbiditas:

- Sus sedimentos van desde arena fina a limo y arcillas.
- Gradación normal.
- Contacto basal abrupto o erosional.
- Contacto superior gradacional.
- Capas delgadas, comúnmente de centímetros.
- Geometría tipo *sheet* (manto) en cuencas.
- Geometría transversal lenticular puede desarrollarse en rellenos de canales.

A su vez, los principales eventos desencadenantes de corrientes de turbidez son: terremotos, explosiones volcánicas, tsunamis, deslizamientos subaéreos en ambiente marino, tormentas, mareas o corrientes similares y flujos hiperpicnales. Estos se distinguen de factores desestabilizantes producto de procesos de mayor escala temporal, ya que estos últimos aún requieren de un factor gatillante (Goldfinger, 2010).

Bouma (1962) propone el primer modelo vertical de facies para turbiditas (figura 3.1), que posteriormente sería conocido como la secuencia de Bouma. Esta secuencia se divide en 5 partes (figura 3.1): de base a techo  $T_a$ ,  $T_b$ ,  $T_c$ ,  $T_d$  y  $T_e$ ; las cuales son consideradas como producto de una sola corriente de turbidez. La unidad basal,  $T_a$ , corresponde a arenas masivas a normalmente gradadas; sobre esta se ubica  $T_b$ , correspondiente a arenas finas-medias con laminación planar; luego,  $T_c$  a arenas finas con ondulitas que pueden estar deformadas;  $T_d$  a limos con laminación paralela y, ya en el techo de la secuencia, se ubica  $T_e$ , correspondiente a sedimentos limo-arcillosos masivos y sin gradación, con intercalaciones de niveles (hemi)pelágicos.

Es notable que este modelo no representaba turbiditas con sedimentos predominantemente más finos, lo que llevó a Stow & Shanmugam (1980) a proponer un modelo de facies solo para turbiditas de grano fino ( $T_{0-8}$ ). Asimismo, Lowe (1982) presentó un modelo para turbiditas de grano grueso

(R<sub>1-3</sub>, S<sub>1-3</sub>). Los 3 modelos mencionados son resumidos en la figura 3.1 por (Shanmugam, 2000):

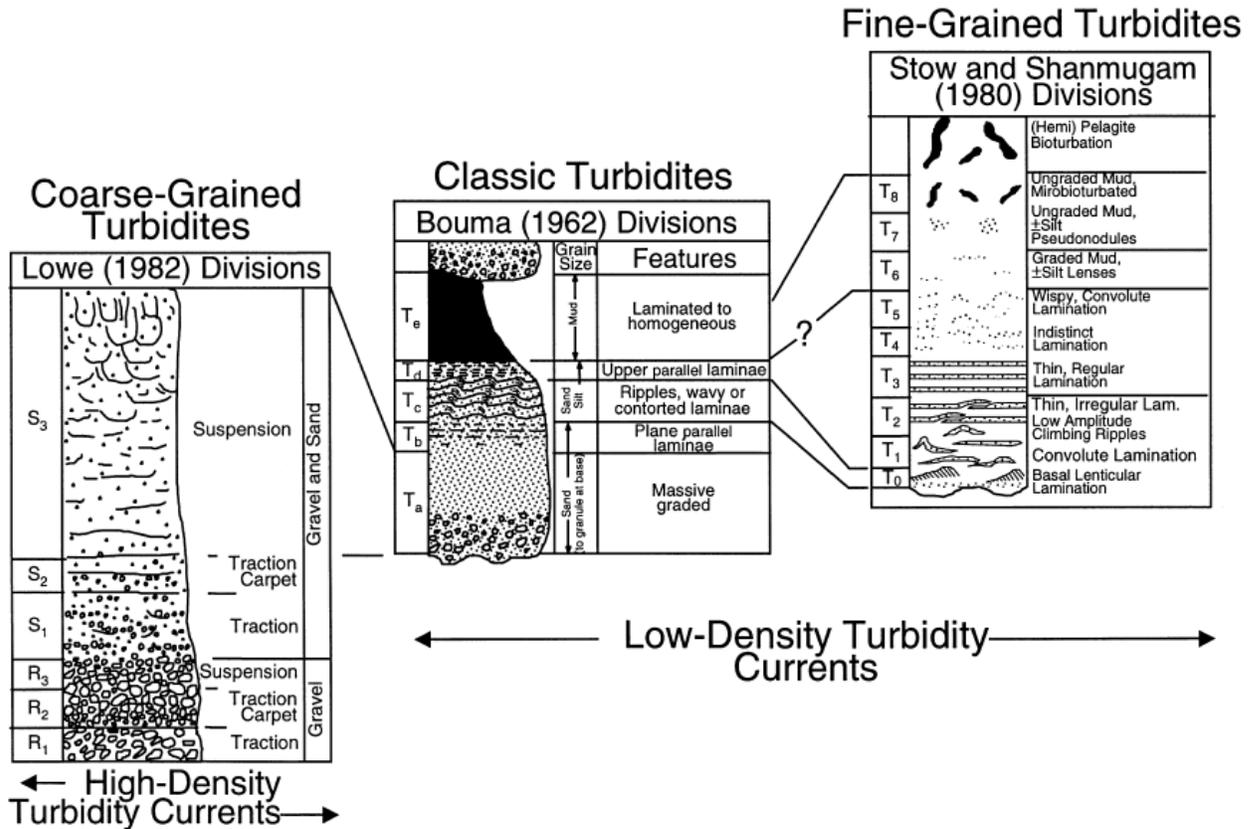


Figura 3.1: Modelos de facies existentes, correlacionados, para (1) turbiditas de grano grueso (Lowe, 1982), (2) turbiditas clásicas (Bouma, 1962) y (3) turbiditas de grano fino (Stow y Shanmugam, 1980). Tomado de Shanmugam (2000).

Las turbiditas de grano fino son comunes en ambientes marinos profundos como el de la zona de estudio (Stow y Shanmugam, 1980). En esta publicación, los autores ponen énfasis en este tipo de turbiditas, proponiendo la siguiente división (figura 3.1), de base a techo:

- T<sub>0</sub>: la división de sedimentos más gruesos (limo grueso a arena muy fina), con una base irregular y abrupta que muestra marcas de erosión, calcos de carga y estructuras de inyección de lodo. Internamente, puede presentar laminación cruzada que hacia arriba pasan a ser ondulitas (*fading ripples*). El contacto superior es abrupto o gradacional y ondulado o delineado por corrientes.
- T<sub>1</sub>: predominantemente lodosa, contiene laminaciones de limo que pueden aumentar su potencia entre las crestas de ondulitas (*fading ripples*), o bien, estar convueltas en fase con estas ondulitas.
- T<sub>2</sub>: división con ondulitas ascendentes (*climbing ripples*) de baja amplitud.

- T<sub>3</sub>: laminación regular.
- T<sub>4</sub>: laminaciones delgadas y poco definidas.
- T<sub>5</sub>: laminación leve o convoluta.
- T<sub>6</sub>: lodo con gradación y lentes de limo finos e irregulares.
- T<sub>7</sub>: lodo homogéneo sin gradación.
- T<sub>8</sub>: lodo con bioturbación y pseudo-nódulos de limo.

### **3.2 TURBIDITAS Y SU USO EN PALEOSISMOLOGÍA**

Muchos de los más grandes terremotos en zonas de subducción dejan evidencias en el registro sedimentológico de ambientes marinos, entre las cuales se encuentran los depósitos de corrientes de turbidez o turbiditas (Goldfinger, 2010). Para determinar un gatillante sísmico de corrientes de turbidez, se debe establecer el desencadenamiento sincrónico de estas y la extensión espacial de turbiditas ubicadas en distintos depocentros desconectados entre sí. Si las turbiditas son efectivamente correlacionadas, se puede establecer el desencadenamiento sincrónico. Por otro lado, complementando al criterio de sincronidad, si la extensión espacial excede lo razonable para otros mecanismos, entonces el gatillante sísmico es el más probable (Goldfinger, 2010).

La correlación estratigráfica de turbiditas ayuda a identificar zonas fuente, extensión espacial y otras características de los depósitos generados por terremotos. Estas pueden ser de tipo litoestratigráfica, cronoestratigráfica, de propiedades físicas (densidad, susceptibilidad magnética, etc.) o sismoestratigráfica. El mapeo subsuperficial, también, permite la correlación con muestras de testigos para determinar la extensión espacial de estos depósitos (Goldfinger, 2010).

Los depósitos marinos también tienen algunas desventajas como método de estudio de terremotos en zonas de subducción. Principalmente, estas se relacionan al hecho de que los depósitos son evidencia secundaria de ruptura y deben ser distinguidos de depósitos generados por otros procesos. Esta distinción se debe realizar teniendo en cuenta una correlación regional, un desencadenamiento sincrónico, criterios sedimentológicos, comparación con registros continentales e históricos o una combinación de estos (Goldfinger, 2010).

### **3.3 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA**

Existen básicamente dos tipos de magnetización: inducida y remanente. Cuando un material es expuesto a un campo magnético externo ( $H$ ), adquiere una magnetización inducida ( $J_i$ ). Las magnitudes de estas cantidades están relacionadas a través de la susceptibilidad magnética ( $\chi$ ). Es decir, la

susceptibilidad magnética puede interpretarse físicamente como la capacidad de magnetizarse de un determinado material. Se expresa mediante la siguiente relación:

$$J_i = \chi H$$

A su vez, la magnetización de un material se define como el momento dipolar magnético neto, es decir, la fuerza neta de un dipolo magnético, por unidad de volumen. Por otro lado, H es un campo magnético externo, que para este caso de estudio se considera como el campo geomagnético de la Tierra.

Los distintos materiales se comportan de distinta manera ante la aplicación de un campo magnético externo, dependiendo de cuál es el modo de magnetización inducida que predomina. Se clasifican diamagnéticos, paramagnéticos o ferromagnéticos.

- Diamagnetismo: ante un campo magnético externo aplicado a materiales diamagnéticos, se genera una magnetización inducida  $J_D$  de sentido opuesto al del campo magnético aplicado, H, de magnitud muy débil. La magnetización depende linealmente del campo aplicado y se reduce a cero en ausencia de este. La susceptibilidad magnética de estos materiales es menor a cero y es independiente de la temperatura. Un ejemplo de este tipo de materiales son los sedimentos cuarcíferos.
- Paramagnetismo: los sólidos paramagnéticos contienen átomos con momento magnético atómico, pero sin interacción entre los momentos magnéticos atómicos adyacentes, y adquieren magnetización inducida  $J_I$  paralela al campo magnético aplicado, H. Esta magnetización inducida es linealmente dependiente de H y desaparece en ausencia de este.
- Ferromagnetismo: los sólidos ferromagnéticos tienen átomos con momentos magnéticos, que interactúan fuertemente con los adyacentes, a diferencia de los materiales paramagnéticos. Esta interacción produce magnetizaciones que son órdenes de magnitud más grandes que para los materiales paramagnéticos ante un mismo campo magnético externo.

Para un material ferromagnético dado, existe una magnetización  $J_S$  máxima denominada magnetización de saturación. Un incremento del H necesario para alcanzar  $J_S$  no va a resultar en un incremento de magnetización. Este valor disminuye al aumentar la temperatura, siendo igual a cero cuando

se alcanza la temperatura de Curie ( $T_C$ ) propia del material (por ejemplo, 580°C para la magnetita).

La propiedad fundamental de los sólidos ferromagnéticos es su capacidad para registrar la dirección de un campo magnético aplicado. A medida que se va quitando este campo magnético externo, la magnetización no vuelve a cero, sino que mantiene un registro del campo aplicado. En el caso de materiales que alcanzaron la magnetización de saturación, el registro que queda una vez que el campo externo se anula es la magnetización remanente  $M_r$ .

El camino de la magnetización como función del campo aplicado (figura 3.2) es denominado ciclo de histéresis. Debido a ella, la susceptibilidad magnética de materiales ferromagnéticos no puede ser expresada de manera simple como con sólidos paramagnéticos o diamagnéticos.

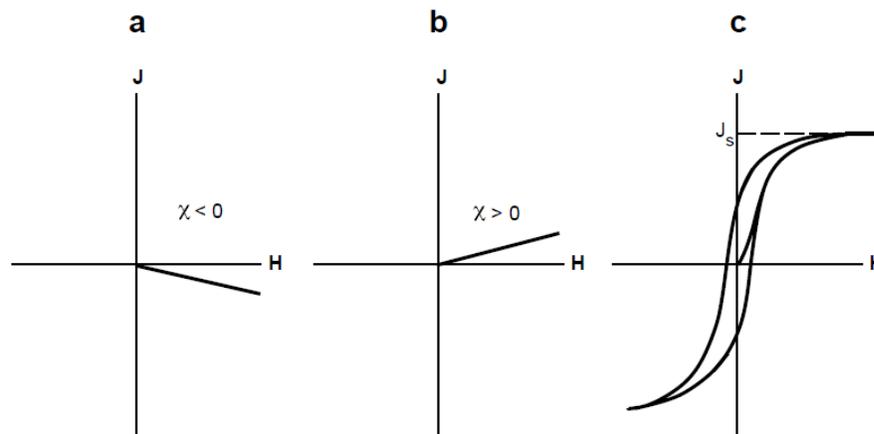


Figura 3.2: Magnetización ( $J$ ) versus campo magnético externo ( $H$ ) para: (a) sustancia diamagnética, con susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) negativa; (b) sustancia paramagnética, con susceptibilidad magnética positiva y (c) sustancia ferromagnética, en donde el camino de magnetización muestra histéresis y la susceptibilidad magnética no es una simple constante.  $J_s$  corresponde a la magnetización de saturación. Tomado de Butler (2004).

### 3.4 TOMOGRAFÍAS COMPUTARIZADAS EN GEOCIENCIAS

Las tomografías computarizadas (TC) de rayos X se desarrollaron como una técnica no destructiva de medición de variaciones internas en la densidad de los materiales. Estas miden la intensidad transmitida de rayos de radiación finamente paralelos. Recolectando las medidas de atenuación desde muchas perspectivas, se puede reconstruir una imagen de sección cruzada en dos dimensiones (Phillips & Lannutti, 1997). En geociencias, esta técnica permite la visualización de la estructura interna de objetos (muestras, testigos

sedimentarios, etc.), determinada por variaciones de densidad y composición atómica (Mees *et al.*, 2008).

La atenuación corresponde a la disminución de energía que se produce en una radiación al interactuar con el medio que atraviesa. Lo que se mide con la TC es el coeficiente de atenuación lineal  $\mu$ , que se describe cuantitativamente por la ley de atenuación:

$$I = I_0 e^{-\mu d} \quad (1)$$

Donde  $I_0$  es la intensidad de entrada de los rayos X,  $I$  es la intensidad de salida y  $d$  es el espesor del objetivo irradiado.

Se asumen rayos X estrechos y radiación monocromática. Una sección transversal de la muestra se expone a rayos X rotatorios. Las intensidades de los rayos atenuados son registradas por detectores y pasadas a un computador, el cual subdivide la sección en una matriz de diferenciales de volumen y calcula para cada diferencial un valor de densidad CT promedio expresado en unidades Hounsfield (HU). Se establecen 0 HU como valor de densidad del agua destilada, mientras que para el aire -1000 HU (Renter, 1989).

El traspaso desde valores de coeficiente de atenuación a unidades Hounsfield está dado por la siguiente relación:

$$\beta H = \frac{\mu\rho - \mu_{H_2O}}{\mu_{H_2O}} * 1000 \quad (2)$$

Donde  $\beta$  es una constante del aparato,  $H$  es la densidad radiológica de Hounsfield,  $\mu$  el valor de atenuación por unidad de masa del material ( $\text{cm}^2/\text{g}$ ),  $\rho$  la densidad gravimétrica ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ) y  $\mu_{H_2O}$  el valor de atenuación por unidad de masa del agua ( $\text{cm}^2/\text{g}$ ). Cabe destacar que la atenuación de rayos X es función de la energía de los rayos X, de la densidad y del número atómico del material estudiado (Cnudde *et al.*, 2006).

### 3.5 SÍSMICA DE REFLEXIÓN

La sísmica de reflexión se sustenta en la obtención de información del subsuelo mediante el control de los tiempos de llegada de pulsos generados en superficie por diversos equipos destinados a esta función. En el caso de

perfilamientos sísmicos en ambiente marino, la fuente acústica genera un pulso corto de sonido (*shot*) que pasa a través del agua y penetra el lecho oceánico (figura 3.3). La reflexión de energía toma lugar en los límites entre capas de sedimentos o roca, de diferente impedancia acústica. La intensidad de la reflexión depende del contraste de esta impedancia. La energía reflejada es detectada por un hidrófono y procesada electrónicamente para mejorar la razón señal/ruido. Las señales obtenidas se grafican contra el tiempo, partiendo desde el instante del disparo. Los disparos sucesivos son graficados como líneas o *scans* adyacentes en el registro, construyendo un perfil a medida que la nave se mueve sobre el agua (Stoker *et al.*, 1997).

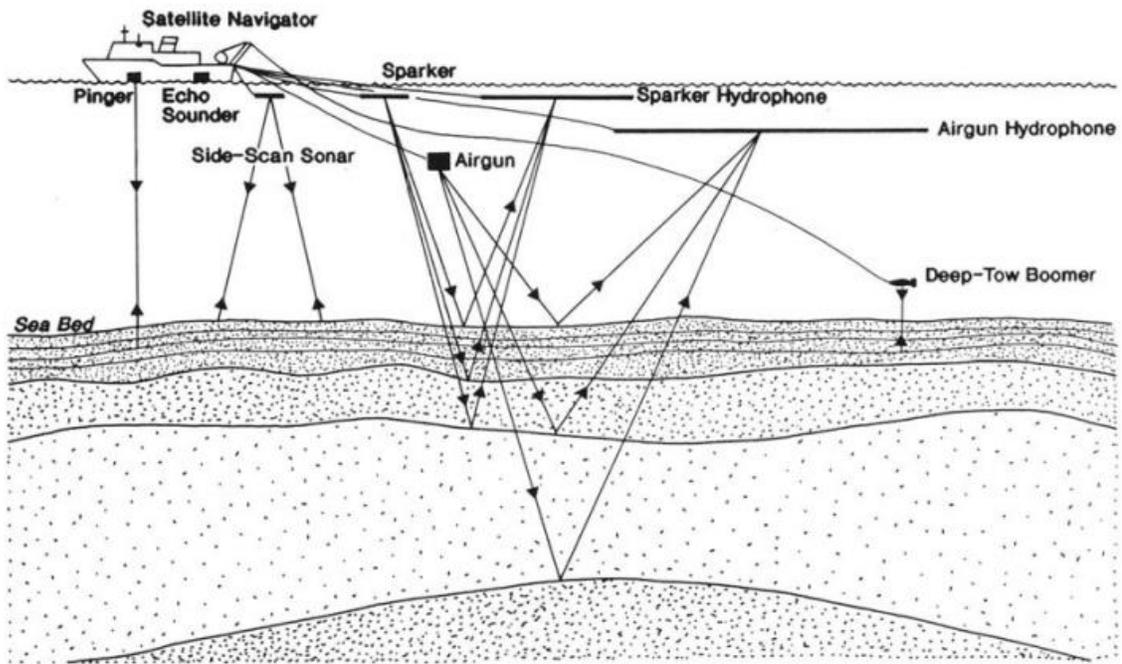


Figura 3.3: Elementos básicos de sísmica subsuperficial. Tomado de Stoker *et al.* (1997).

# **CAPÍTULO 4: MATERIALES Y MÉTODOS**

## **4.1 TERRENO**

### **4.1.1 RUTA DE NAVEGACIÓN**

La zona de estudio fue predefinida como parte del proyecto "Ocurrencia y recurrencia de terremotos de alta magnitud ( $M_w > 7.5$ ) en el margen continental de Patagonia norte durante el Holoceno (últimos 11700 años)". En el caso de este trabajo, el área de estudio se ubica en la zona sur del polígono 2 (figura 1.1), donde se recolectan datos geofísicos y material sedimentario suficiente para llevar a cabo los objetivos planteados.

El diseño de la ruta de navegación estuvo ligado directamente con la adquisición de datos batimétricos y sísmicos. Para optimizar el mapeo multihaz, se realizaron transectas paralelas y perpendiculares al talud continental (figura 4.1), de manera tal que la redundancia de datos era baja en zonas de poco interés y alta en áreas de mayor interés geomorgológico y posibles puntos de muestreo. La cobertura variaba según la profundidad, siendo mucho mayor en zonas más profundas. Dado que gran parte del talud no cuenta con datos ni de batimetría multihaz (BMH) ni de *sub-bottom profiler* (SBP), la forma de abordar cada subpolígono (figura 1.1) fue desde una perspectiva exploratoria. Para lograr lo anterior, se hicieron trazados iniciales con poca o nula redundancia que guiaron el diseño de los trazados siguientes, en donde se aumentó la redundancia y se apuntó a obtener las coberturas más convenientes.

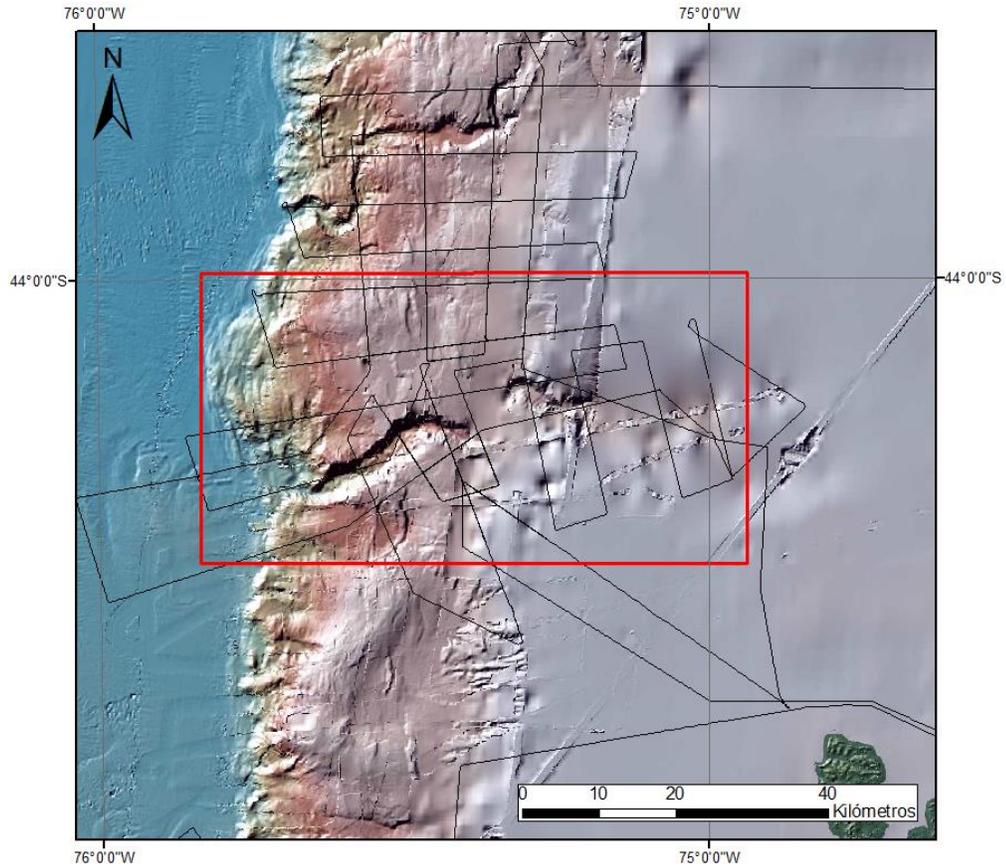


Figura 4.1: Zona de estudio con las transectas realizadas (líneas negras). La zona de estudio se muestra en el polígono rojo. Imagen de fondo: modelo batimétrico GEBCO 2014. Elaboración propia.

En el caso de la zona de estudio de esta memoria, el buque entró el 01/10/2018 a las 20:09 UTC y salió el 05/10/2018 a las 06:01 UTC, realizándose toda la recolección de datos y muestras dentro de ese periodo de 82 horas.

Del mapeo anterior se identificaron áreas afectadas por procesos de remoción en masa (deslizamientos o flujos turbidíticos), cuencas sedimentarias y posibles sitios de muestreo. Al mismo tiempo que se adquirieron datos de batimetría multihaz (BMH), se realizaron perfiles de *sub-bottom profiler* SBP, los que en conjunto a la batimetría se usaron para determinar los sitios exactos del muestreo de fondo. Así, cada sitio de muestreo correspondió a lugares donde se cruzaron transectas. Esta estrategia permitió, además de seleccionar los puntos de muestreo, tener datos suficientes para una adecuada comprensión de la extensión areal y estratigráfica de los depósitos turbidíticos del talud.

#### **4.1.2 SÍSMICA MONO-CANAL**

Los datos sísmicos son obtenidos mediante un equipo sub-bottom profiler (SBP 120 de Kongsberg), instalado en el Buque Científico "Cabo de Hornos". Se adquirió un conjunto de líneas sísmicas tanto paralelas como perpendiculares a la fosa, cuyas intersecciones constituyeron puntos predilectos de muestreo de sedimentos, ya que la estratigrafía obtenida se puede extrapolar en dos direcciones. La grilla sísmica obtenida, tiene además la utilidad de permitir dilucidar la geometría de las unidades sismoestratigráficas que sean mapeadas.

#### **4.1.3 RECOLECCIÓN DE MUESTRAS**

La recolección de muestras de sedimentos fue realizada con *gravity corer* (sacatestigos por gravedad) en estaciones específicas en el talud. Estos permiten obtener una muestra de la estratigrafía del fondo marino, con mínima alteración de las estructuras geológicas. El *gravity corer*, se baja hasta el fondo marino donde penetran el sedimento por efecto de su peso, para luego ser elevado por el winche del buque y depositado en la cubierta trasera. El largo máximo que era posible obtener era de 3 m dada la capacidad del sacatestigo usado, con porcentajes de recuperación variable a lo largo del testigo. Durante el proceso, el sedimento queda encapsulado en tubos de PVC de 75 mm de diámetro que van al interior de los barrenos del equipo saca testigo. Después de obtenida la muestra, los tubos de PVC se seccionan en largos de máximo 1,5 m, para mayor facilidad de transporte y trabajo posterior.

Se usó una codificación correlativa del material sedimentario recuperado, independientemente del método de extracción. De esta forma, los dos testigos que se estudian tienen por código C24-18-GC-2/2 (parte superior del testigo 18), C24-18-GC-1/2 (parte inferior del testigo 18) y C24-19-GC-1/1. C24 indica el proyecto (CIMAR 24), 18/19 el número correlativo de muestra, GC el tipo de muestra (*gravity corer*) y, por último, la sección y el número de divisiones del testigo (2/2, 1/2 y 1/1).

#### **4.1.4 BATIMETRÍA MULTIHAZ**

Una ecosonda multihaz es un tipo de sonar usado para mapear la morfología del lecho de cuerpos de agua. Estos emiten un alto número de haces de ondas de sonido (~450) con forma de abanico desde una fuente ubicada en la base de la embarcación. Cada haz tiene una zona en el lecho marino, denominada como huella, que es la zona que refleja la energía acústica de regreso a un conjunto de hidrófonos también ubicados en el casco del buque. La profundidad equivalente para cada haz se determina considerando la velocidad de transmisión de ondas acústicas en la columna de

agua, su ángulo característico, el movimiento del buque y su posición, además del tiempo que le toma a esta onda llegar hasta el lecho del cuerpo de agua y volver hasta la superficie (figura 4.2). De esta manera, la batimetría multihaz permite realizar un escaneo batimétrico mediante barrido, cuyo ancho depende de la configuración del equipo utilizado y de la profundidad de agua.

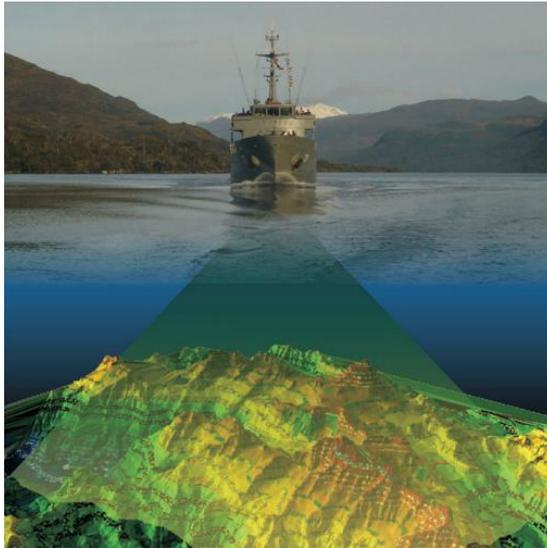


Figura 4.2: Esquema de cobertura batimétrica con una ecosonda multihaz. Tomado de Rodrigo (2010).

En el caso de este estudio, la batimetría multihaz (BMH) fue realizada mediante los sonares EM710 y EM122 de Kongsberg, también en el Buque Científico “Cabo de Hornos”. Estos archivos tienen resolución espacial constante en la extensión de la cobertura de datos, por lo que el tamaño de los pixeles es variable dependiendo de la profundidad. De esta forma, a 160 m de profundidad se tenía un ángulo de apertura del abanico de  $152^\circ$  y un ancho de *swath* de 1290 m, con lo que se tenía un tamaño de celda de 2,86 m. A 3334 m de profundidad y con un ángulo de apertura de  $138^\circ$ , se tenía un ancho de *swath* de 17600 m y un tamaño de celda de 38,2 m.

## 4.2 POST-TERRENO

Las muestras y los datos geofísicos recolectados en la zona de estudio de este trabajo son procesados y analizados con posterioridad, según se detalla a continuación:

#### **4.2.1 SISMOESTRATIGRAFÍA**

Se seleccionaron líneas sísmicas de acuerdo a la cercanía con los testigos de sedimento en la zona de estudio: líneas de primera prioridad, que intersectan a los testigos, y de segunda prioridad, que los rodean. Estas están caracterizadas en cuanto a su metainformación en el Anexo 1.

Posteriormente, fueron tratadas usando el *software* Seisee 2.22: para visualización, se variaron parámetros como el número de trazas por centímetro y los centímetros por segundo. También, fueron procesadas variando la ganancia (*gain-w* y *gain-c* con un valor de 3) y largo de ventana de AGC (250 ms), además de aplicar filtros pasa-banda con frecuencias adecuadas para este tipo de señales (alrededor de 200, 700, 9000 y 10000 Hz, dependiendo de la línea), con el objetivo de eliminar ruido y destacar los intervalos de frecuencia que mejor mostrara la estratigrafía. Finalmente, se obtuvieron imágenes de las secciones procesadas, las que fueron editadas para su presentación usando el *software* GIMP 2.0.

#### **4.2.2 BATIMETRÍA**

Los datos obtenidos mediante los sonares EM 710 y EM 122 (Kongsberg) son procesados mediante el *software* MB-System por el laboratorio de geofísica marina de la Universidad Andrés Bello, a cargo del profesor Cristián Rodrigo. De este, se obtienen archivos en grilla con datos de posición en UTM (x, y) y de profundidad del lecho marino (z).

Posteriormente, estos datos fueron traspasados a ArcGIS, donde fueron transformados a un modelo de elevación digital (DEM), con resolución de 50,5x50,5 m. Ya con el DEM, se generaron *hillshades*, mapas de pendientes, acercamientos a zonas de interés y mapeo de estructuras.

#### **4.2.3 ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO**

##### **4.2.3.1 IMAGENOLOGÍA**

Las tomografías fueron realizadas en el Centro de Imagenología del Hospital Clínico de la Universidad de Chile, mediante el escáner de tomografía computarizada helicoidal y de doble energía modelo SOMATOM Definition Edge de Siemens.

La adquisición de datos se hizo con doble energía: primero 80 kV y luego 140 kV. La resolución axial usada fue de 0.6 mm y la transversal dependía del diámetro del testigo, dado que hay un número fijo de 512 píxeles en ese plano.

Con ello se definieron voxeles (pixeles volumétricos) de medidas 0,14x0,14x0,6 mm.

Como se muestra en la figura 4.3, se situó la muestra en el escáner que emite rayos X rotatorios y a la vez capta la energía atenuada que atraviesa la muestra mediante un arreglo de detectores en el extremo opuesto. Con la información en los 360° se obtiene una matriz de elementos de volumen, donde cada voxel tiene asignado un valor de coeficiente de atenuación que se traduce en un valor de densidad HU mediante la ecuación (2), mostrada en la sección 3.4. Este procedimiento se realizó a lo largo de todo el testigo y con ello fue posible reconstruir imágenes en otras perspectivas que no eran cortes transversales. Los *softwares* de procesamiento y visualización pueden generar cortes longitudinales a distintas profundidades, así como recrear una imagen en tres dimensiones o hacer filtros en base a ciertos valores de densidad HU.

El *software* usado para visualizar y obtener valores de densidad HU en cada testigo y porciones de estos fue RadiAnt DICOM Viewer 5.5.1. Se seleccionaron imágenes longitudinales a los testigos, representativas de estos. Estas fueron modificadas mediante el *software* GIMP 2.0, realizándose una reducción de su rango dinámico, es decir, una reasignación lineal de los valores de grises de cada pixel. Esto se realizó con el objetivo de resaltar cambios de tonos de grises y, por ende, de densidad HU que a simple vista no se percibían.

Por último, se relacionaron los valores promedio de densidad HU con valores de niveles de grises. Se seleccionaron áreas pequeñas en cada imagen, en las cuales se obtuvo su valor de densidad HU mediante RadiAnt y su valor de nivel de gris mediante el *software* ImageJ versión 1.52s. Se tuvo como criterio que el valor de desviación estándar fuera menor al 10% en cada caso. Así, para cada imagen se tomaron alrededor de 20 áreas y se realizó una regresión lineal para obtener una ecuación que representara la relación densidad HU–nivel de gris, cuidando de tener un valor de  $R^2$  aceptable ( $R^2 > 0.95$ ).

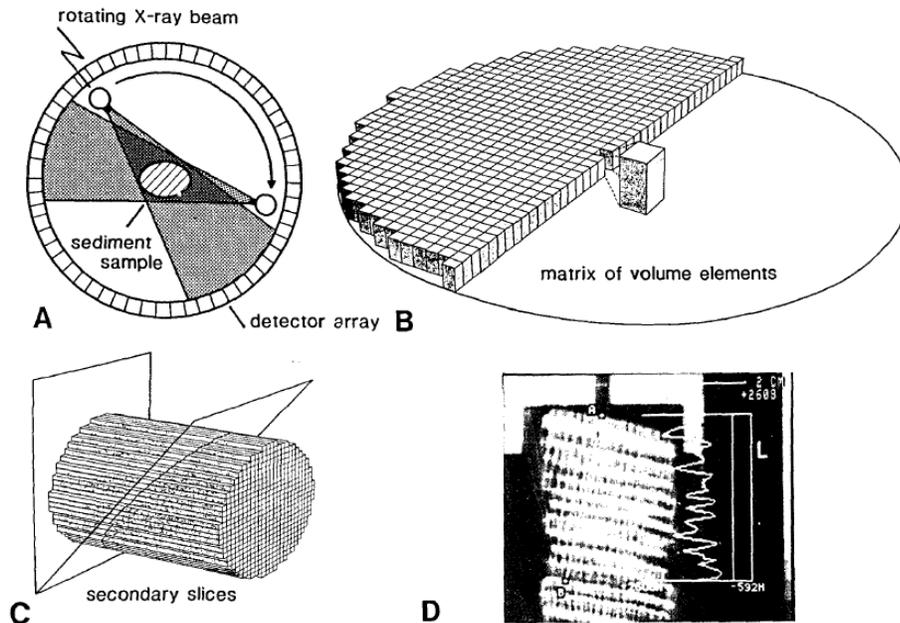


Figura 4.3: (A) Principios operativos del escaneo, (B) procesamiento de datos construye una matriz de diferenciales de volumen, (C) interpolación de varios planos y (D) ejemplo de un tomograma. Tomado de Kenter, 1989.

#### 4.2.3.2 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

##### - Medición de susceptibilidad magnética en testigos

Las mediciones de susceptibilidad magnética fueron realizadas en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Para ello, se utiliza el Sistema de Susceptibilidad Magnética MS2C de Bartington Instruments. Los sensores MS2C son sensores en circuito (*loop*), lo que permite realizar mediciones volumétricas de susceptibilidad magnética de alta resolución en cualquier tipo de testigos de sedimento. El poder es suministrado por un circuito oscilador dentro del sensor, lo que genera un campo magnético alternante de baja intensidad (80 A/m aproximadamente). Cualquier material bajo la influencia de este campo provocará un cambio en la frecuencia del oscilador. La información de frecuencias es devuelta en forma de pulso al medidor, donde es convertido a valores de susceptibilidad magnética. Las especificaciones del equipo y opciones utilizadas se muestran en la tabla 4.1.

El testigo se dispuso sobre unos soportes de madera con el objetivo de mantener una altura constante para que pasara a través de los sensores del equipo. Primero, se programó una medición en blanco para calibrar el equipo. Luego, se programó la medición del testigo con una resolución de 1 cm. De esta forma, usando una huincha de medir, se va pasando el testigo a través del equipo y midiendo cada 1 cm. Por último, se realizó otra medición en

blanco, también con el objetivo de calibrar la deriva propia del equipo. Cabe mencionar que esta calibración se realiza con respecto al diamagnetismo del agua.

*Tabla 4.1: Especificaciones del equipo y opciones utilizadas.*

Diámetro interno de circuito	84 mm
Precisión de calibración	5%
Tiempo de medición	5 s
Amplitud del campo aplicado	250 $\mu$ T peak $\pm$ 10%
Resolución espacial	1 cm
Frecuencia de operación	0.565 kHz
Drift a 20°C	$<2 \times 10^{-5}$ SI, en 10 minutos después de 5 minutos de operación
Diámetro de los testigos (solo sedimento)	70 mm

#### - **Corrección por volumen**

Pese a tener la corrección de la deriva propia del equipo, el valor de susceptibilidad magnética aún no era del todo preciso para el sedimento, dado que esta medición no corresponde a un corte en específico, sino que a un volumen de 2 cm de espesor en el testigo, en torno al centímetro medido. Este valor considera, por tanto, un promedio de la susceptibilidad de sedimento y el aire contenido en esos 2 cm. Ante esto, se realizaron algunas correcciones adicionales con el objetivo de reducir el efecto de estos factores. Estas consisten en:

- Se tomaron imágenes transversales cada 1 cm de la tomografía computarizada, que se correspondían una a una con cada medición de susceptibilidad. Las imágenes consideradas fueron las de la tomografía de 140 kV, con un WL (nivel de ventana o punto medio del rango de números TC en la imagen) de 450 y WW (espesor de ventana o la medida del rango de números TC que contiene la imagen) de 1500. Con estos parámetros se tiene que los espacios negros en la imagen corresponden efectivamente a espacios vacíos y no a sedimento de muy baja atenuación (figura 4.4).

- Usando el software GIMP 2.0, se realizó un conteo de píxeles de los espacios vacíos y del cilindro de sedimento total.

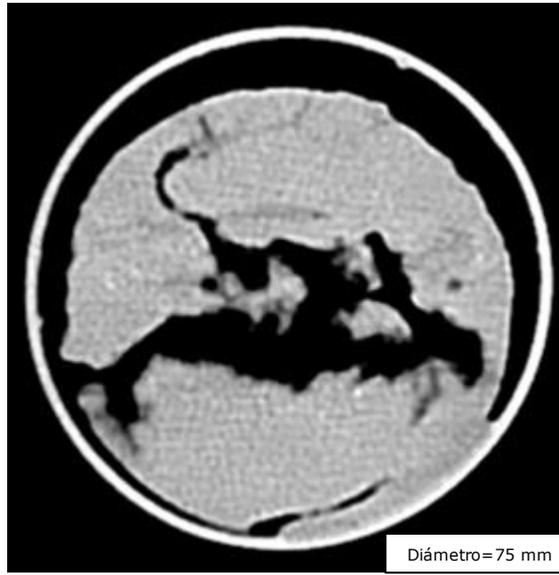


Figura 4.4: Ejemplo de corte transversal de testigo, donde lo tonos negros corresponden a vacío.

- Se tabularon estos valores en una planilla de Excel y con ello se calculó el porcentaje de espacios vacíos para cada corte.
- Con este factor y considerando que el valor de susceptibilidad del aire es nulo, se recalculó el valor de susceptibilidad para que representara exclusivamente el del sedimento, mediante la relación:

$$S_o = P_a * S_a + P_s * S_s \quad (3)$$

Donde para cada corte,  $S_o$ ,  $S_a$  (nulo) y  $S_s$  son los valores de susceptibilidad magnética original, del aire y del sedimento, respectivamente, y  $P_a$  y  $P_s$  los porcentajes de aire y de sedimento, respectivamente.

En algunos casos, la variación en 2 cm era muy importante, por lo que el corte transversal de tomografía era aún menos representativo. Ante esto:

- Se identificaron zonas en los testigos donde había una alta variación del contenido de sedimento en un rango acotado de centímetros.
- Para cada uno de esos centímetros (asociables a su vez a una medida de susceptibilidad), en un rango de 2 centímetros (1 hacia el techo y 1 hacia la base), se tomaron 5 imágenes transversales equiespaciadas.
- A cada una de estas nuevas imágenes, se les hizo el mismo conteo de píxeles que en el proceso anterior y luego se promediaron. Este valor de vacío

promedio es el que se consideró como más representativo de la medición original.

- Este procedimiento se repitió para cada uno de los centímetros identificados como problemáticos por su alta variabilidad en el contenido de sedimento y se consideró este nuevo valor para la corrección de susceptibilidad usando la ecuación (3).

Gracias a todas estas correcciones, fue posible tener un valor mucho más confiable de susceptibilidad magnética. Sin embargo, de todas formas, debe tenerse en cuenta que en zonas donde hay mucho aire o una alta variabilidad en el contenido de sedimento, existe una subestimación del valor de susceptibilidad magnética. Otro factor para tener en cuenta es el movimiento del cilindro de sedimento dentro del tubo, haciendo menos confiables valores más perturbados como los de los extremos o en zonas que se hayan despegado y movido. Esto último incluso puede generar discrepancias entre lo que se mide en la susceptibilidad y en la tomografía, así como lo que se describe con el testigo abierto.

#### **4.2.3.3 DESCRIPCIÓN DE TESTIGOS**

La descripción visual de los testigos abiertos fue fundamental como una primera aproximación a las características de los sedimentos y su disposición. Debe realizarse después de las técnicas no invasivas, como la tomografía y la susceptibilidad magnética, para evitar la alteración de la disposición original de los sedimentos en el testigo, mediante los procesos de apertura y toma de muestras.

El procedimiento de apertura queda detallado, en orden, de esta forma:

- En primer lugar, se sitúa el testigo en un artefacto de madera diseñado para contenerlo, sujetado a una mesa mediante una prensa.
- Se le marca en ambos extremos el eje por el cual será cortado y se le acomoda para que el corte sea por ese eje.
- Usando Elementos de Protección Personal (guantes y lentes), se sitúa una tabla guía en la que se apoya el taladro con galleta y se comienza a cortar lentamente y a velocidad constante, con la profundidad apropiada para cortar solamente el tubo sin pasarse a los sedimentos y siguiendo una línea recta de un extremo a otro.
- Se gira en 180° y se repite el procedimiento de corte, para luego completar esta parte cortando las tapas, siguiendo el mismo eje.
- El testigo se retira y se limpia con esponjas húmedas, poniéndolo sobre 2 tacos que lo sostienen.

- Ya cortado el tubo, se tiene que dividir el sedimento dentro de este, para lo cual se pasa un alambre de techo a base por las aperturas recién hechas al tubo.
- Con ello, se le da un pequeño golpe contra la mesa para que el sedimento se termine de separar y se separan ambas mitades.
- Con una espátula y transversalmente al testigo, se aplanan y limpian la superficie de ambas mitades y se elige una de ellas para la descripción y muestreo y la otra como mitad de archivo o referencia.
- Para el almacenamiento de las mitades cuando no se estén usando, se las envuelve con papel *film* y se marca su código, el extremo que corresponde al techo y si es la mitad de descripción o referencia.



Figura 4.5: Materiales para la apertura de los testigos. Foto propia.

Para el procedimiento de descripción, se usó una planilla de descripción de testigos (figura 4.7) de la siguiente forma:

- Primero, se sitúa el testigo en un listón de madera apernado a una mesa, alineado con una regla de madera también fija.
- También alineadas al testigo, se pegan imágenes a escala real tanto de la tomografía como de la susceptibilidad magnética correspondiente, para ayudar a fijarse en rasgos no tan simples a simple vista.

- Se toma nota de aspectos como el código del testigo, su largo, coordenadas y profundidad de donde se sacó, fecha, sección y de la persona de describe.
- Se estima el porcentaje de recuperación por tramos y de la perturbación del testigo.
- En base a diferencias de color se definen tramos a los cuales se les toma una pequeña muestra para, dentro de lo posible, estimar una clasificación granulométrica. Esto se hace poniendo esa muestra en una placa petri con un poco de agua y testeando su textura.
- Las diferencias de color entre las unidades definidas se estandarizan mediante el uso del Sistema de Colores de Munsell, dándole a cada color un nombre y un código apropiados.
- Ya teniendo niveles bien diferenciados, se toma nota de cada uno: su extensión, color, granulometría a priori, disposición, relaciones de contacto, regularidad, si se repite en otras zonas del testigo, presencia de estructuras y material carbonático.



*Figura 4.6: Materiales para la descripción de los testigos. Foto propia.*

CORE: C25B_21b		Core Description Sheet				Section: 2/2			
LENGTH:						Section Length: 152			
Lat	Long			Water depth	Date 8-Jul-2019	Describer MM			
cm	Recovery (%)	Graphic Lithology	grain size			Coring Disturbance	sed. struct./ fossils	Samples	Description
			clay	silt	fine sand				
0	0								
10									
20	60								* Se observa sedimento masivo, fino tamaño arcilla. Presenta una franja un tono mas oscuro. → Podría ser un lente de la misma granulometria. * Sin presencia de restos de M.O y/o fósiles. * Color GLEY 1 > 4/5 GY > dark greenish gray.
30									
40	80								
50	75								- 50,5 → restos M.O. (negro)
60									* Presencia de laminaciones oscuras. Probable de material biogénico.
70	85								* 76-88 cm sigue siendo tamaño arcilla ahora con una fracción limosa e arena muy fina. * 83cm → zona de tono mas oscuro. (4/10Y). * Color general para este nivel GLEY 1 > 4/10GY > dark greenish gray
80									
90									
100	100								- 105cm. Restos de M.O oscuro.
110									* Se observan leves laminaciones (No tan marcadas como las de + arriba). * Se mantiene el tamaño fino de arcilla con pequeñas fracciones de limo hasta 125cm arena muy fina. * Color en ciertas zonas cambia a very dark greenish gray = 3-4/10Y.
120									
130									- 127cm M.O.
140									- 137,5cm M.O.
150									

Figura 4.7: Planilla de descripción usada en este trabajo, con el ejemplo de un testigo de otro proyecto.

#### 4.2.3.4 GRANULOMETRÍA LÁSER

Una vez que los testigos fueron abiertos y descritos, se procedió a la etapa de muestreo para la granulometría. Esta consistió en un muestreo sistemático de volúmenes cercanos a 10 cc. Las zonas elegidas para medir material fueron seleccionadas de acuerdo con los niveles definidos en la descripción, diferencias de atenuación en la tomografía y de susceptibilidad magnética, fijándose en las imágenes a escala real pegadas en la mesa y alineadas con el testigo y la regla.

Ya seleccionadas estas zonas, se extrajo el material con espátulas metálicas y se depositó en vasos precipitados. Posteriormente, se vertieron 150 ml de agua, se le agregó sodio hexametáfosfato como desfloculante de arcillas y se revuelvió para disgregar mecánicamente su contenido. Se dejó actuar al desfloculante por un periodo de 48 horas, entre las cuales se revuelvió la mezcla cada cierto tiempo.

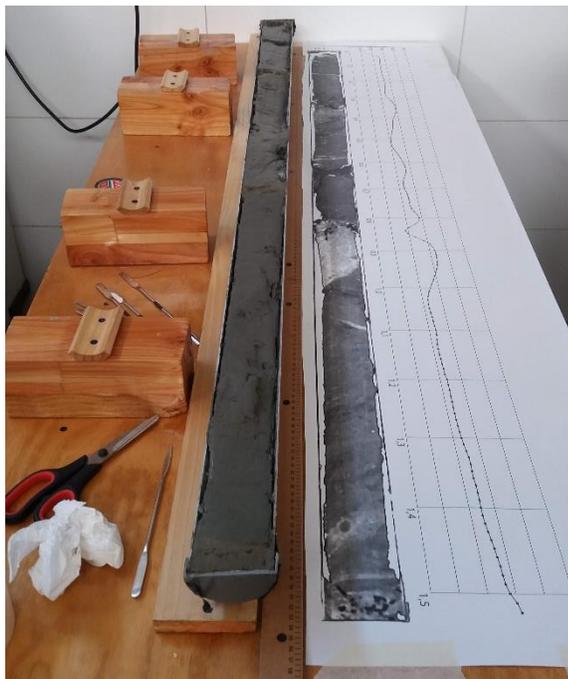


Figura 4.8: Extracción de muestras para granulometría. Foto propia.

Usando un agitador magnético y su imán respectivo, cada muestra se revolvió hasta formar un vórtex bien desarrollado. Luego, mediante una pipeta y/o gotario se extraía la muestra en suspensión desde la mitad del camino entre el centro del vórtex y el borde del vaso precipitado y desde la mitad de la columna de agua, depositándola en el granulómetro láser. Este proceso se repetía hasta alcanzar una obscuración entre 10% y 20%, apuntando idealmente al 15%.

La información de la distribución de tamaños de las muestras exportada desde el equipo fue ingresada a la plantilla Gradistat (Blott & Pye, 2001). Con ella se obtuvo la clasificación de la muestra, selección, asimetría (*skewness*), curtosis, modas, distribución porcentual según granulometría, entre otras características.

La medición fue realizada con el equipo Malvern Mastersizer 2000 que dispone el Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile (figura 4.9).



Figura 4.9: Malvern Mastersizer 2000.

Las partículas de la muestra estaban suspendidas en agua, que tiene un índice de refracción conocido. Estas son iluminadas por un haz láser normal y la luz difractada por las partículas es recibida por un arreglo de detectores situados en la parte trasera de la muestra. Estos últimos miden la intensidad de la luz dispersada, obteniéndose valores que, mediante un procedimiento de inversión basado en la teoría de Mie (Mie, 1908), son traducidos en la distribución de tamaño de las partículas que conforman la muestra. Este proceso (exceptuando la inversión) se ilustra en la figura 4.10:

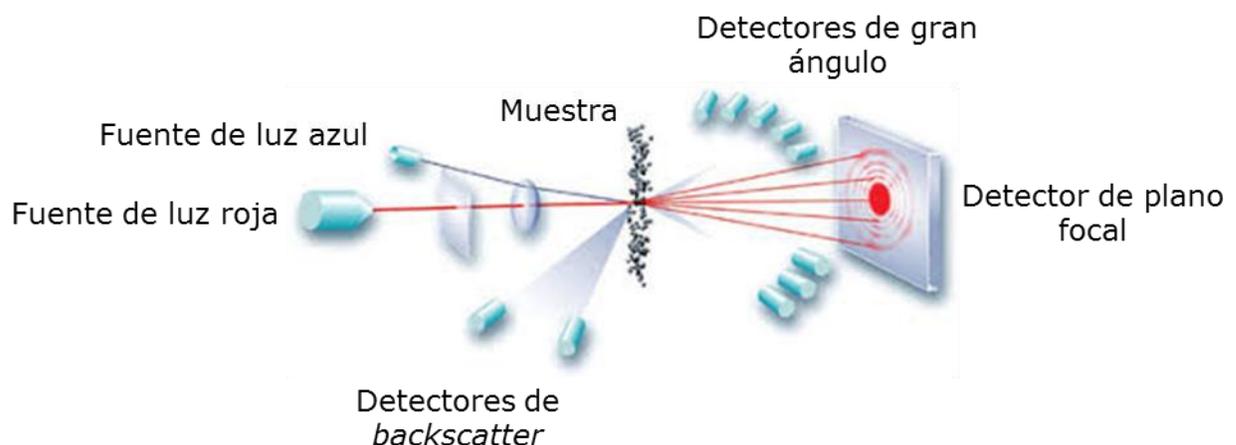


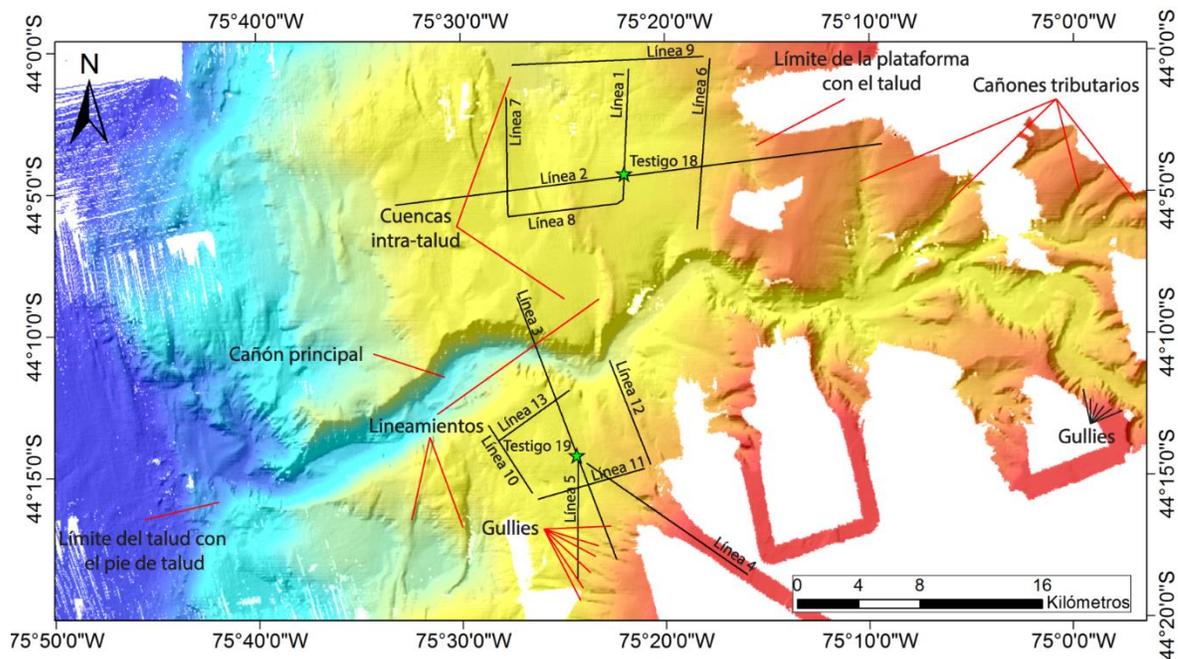
Figura 4.10: Principio de medición de granulometría láser.

# CAPÍTULO 5: RESULTADOS

## 5.1 GEOMORFOLOGÍA DEL TALUD

Considerando las grandes morfoestructuras del lecho oceánico, la Zona de Estudio comprende fosa, talud y plataforma continental. Para el análisis de esta memoria, la descripción geomorfológica se centra, principalmente, en el talud continental (figura 5.1).

Las principales geoformas que se reconocen en el talud son el cañón principal, denominado como Cañón Simpson, cañones tributarios, *gullies* y canales, cuencas intra-talud, altos batimétricos y lineamientos importantes (figuras 5.1 y 5.2).



### Leyenda



Figura 5.1: Batimetría de la zona de estudio con las principales morfoestructuras señaladas. Elaboración propia.

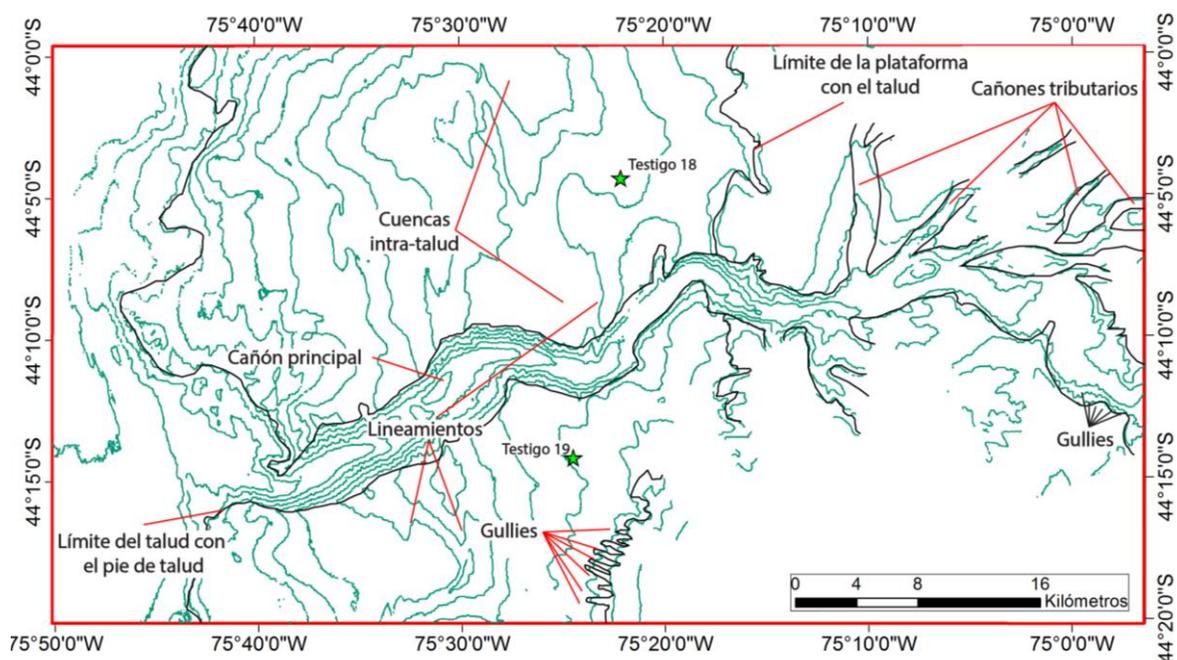


Figura 5.2: Principales morfoestructuras de la zona de estudio con curvas de nivel cada 200 m. Elaboración propia.

A grandes rasgos, en la plataforma se observaron zonas de poca variabilidad en cuanto a profundidad, disectadas por el cañón principal y los cañones tributarios que desembocan en el cañón principal. Todos ellos tienen una forma meándrica y un lecho irregular en la zona interior de cada curva, lo que sugiere procesos de transporte análogos a los continentales en ríos. Por otro lado, se observaron *gullies* en las paredes de los cañones, los que se disponen perpendicularmente al eje de cada cañón y su formación está ligada al transporte de material hacia estos.

En el talud, además de los *gullies* que desembocan en el cañón principal, se observaron otros que van desde la plataforma hacia el talud superior. En algunos casos, se reconocieron canales más grandes que los *gullies* que, por su ubicación y forma, serían producto de la unión de dos o más *gullies* individuales que convergen. Todas estas canalizaciones de material convergen eventualmente hacia distintas cuencas intra-talud, limitadas principalmente por altos batimétricos que se corresponden con lineamientos de orientación aproximada N-S.

El aumento de profundidad en el talud mostró un patrón escalonado que, según se observa en la figura 5.3, se caracteriza por áreas elongadas de mayor pendiente en orientación N10°W-N15°W al norte del cañón y aproximadamente N-S al sur del cañón. De esta forma, se pasan de profundidades de 140 m.b.n.m en la plataforma a 3400 m.b.n.m en el pie de talud.

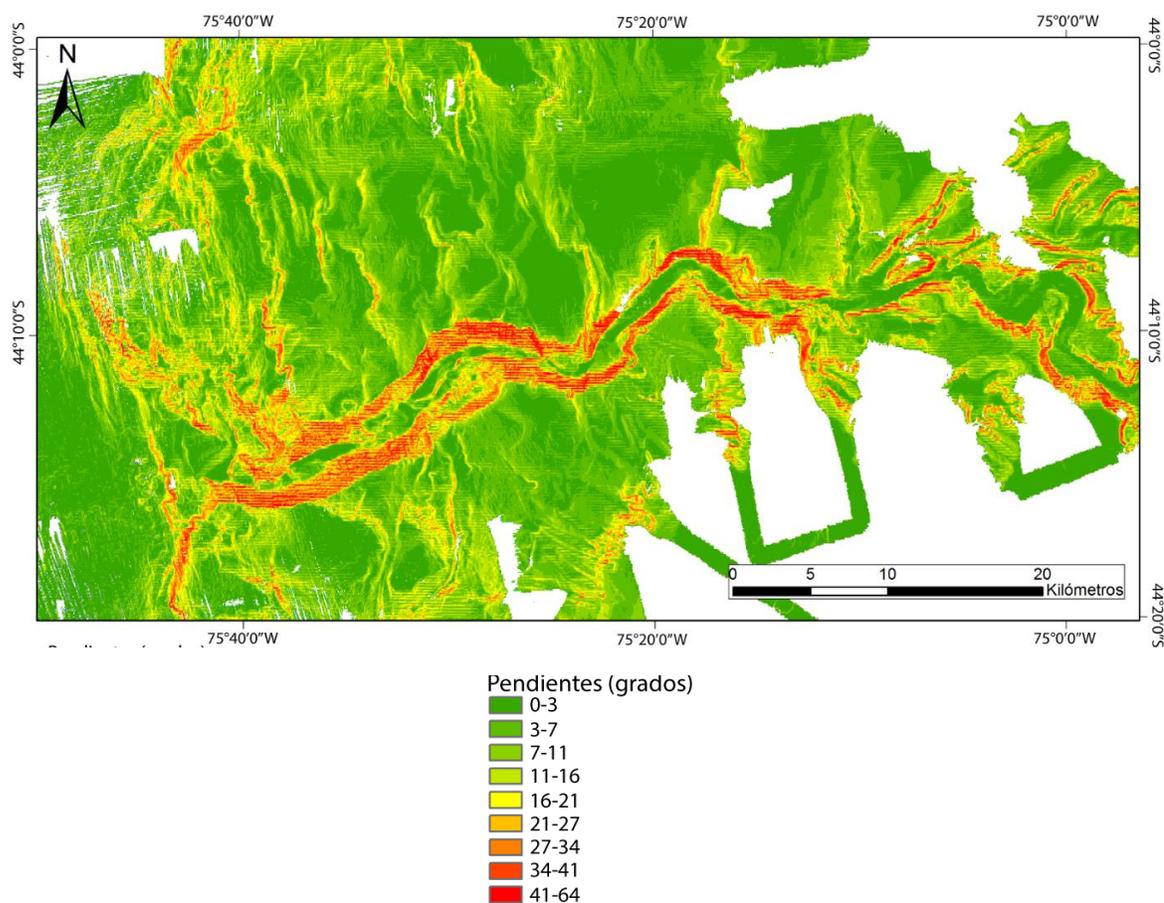


Figura 5.3: Mapa de pendientes de la zona de estudio. Elaboración propia.

En el pie de talud, se reconoce un abanico en la base del cañón principal. También, en el límite del talud con el pie de talud, se observan formas irregulares que sugieren algún tipo de deslizamiento. En algunas zonas de este límite, también se reconocen *gullies*.

Se realizó un análisis batimétrico en las cercanías de los puntos de donde se extrajeron los dos testigos sedimentarios analizados en este trabajo. En primer lugar, al norte del cañón (figura 5.4), se observó que el testigo 18 está ubicado cerca del límite entre plataforma y talud, entre este y un alto batimétrico de orientación aproximada N-S. A diferencia de la zona al sur del cañón, no se observaron *gullies* que canalicen material desde la plataforma al talud, aunque si dos canales de unos 100-500 m de ancho, que evolucionan hacia el oeste, ensanchándose y desembocando en la cuenca intra-talud indicada en la figura. La zona en la que se ubica el testigo no está en esta canalización ensanchada, sino que en una posición de altura con respecto a esta. Por otro lado, se observaron lineamientos N-S que continúan por algunas decenas de kilómetros, además de un gran escarpe que marca el límite entre plataforma y talud.

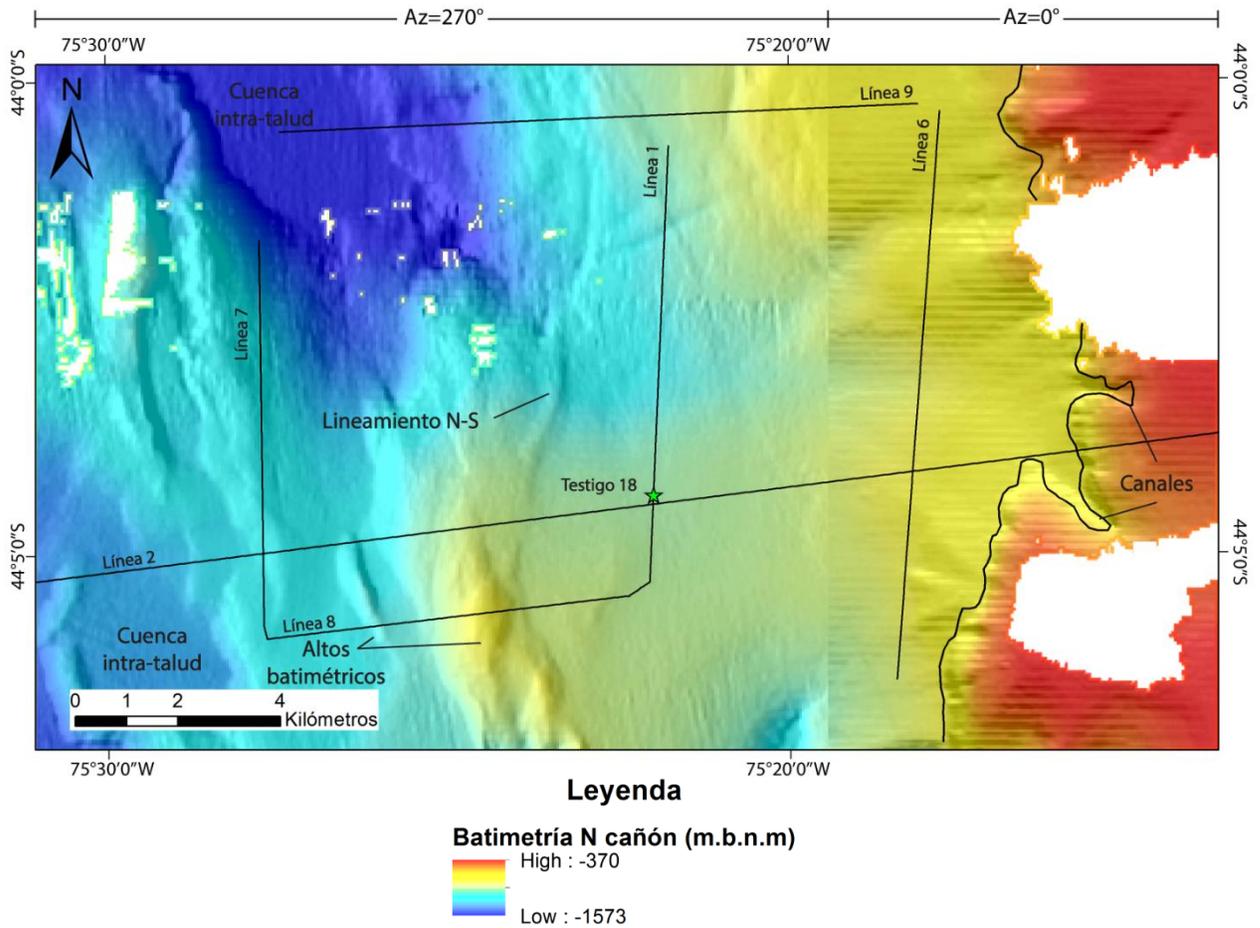
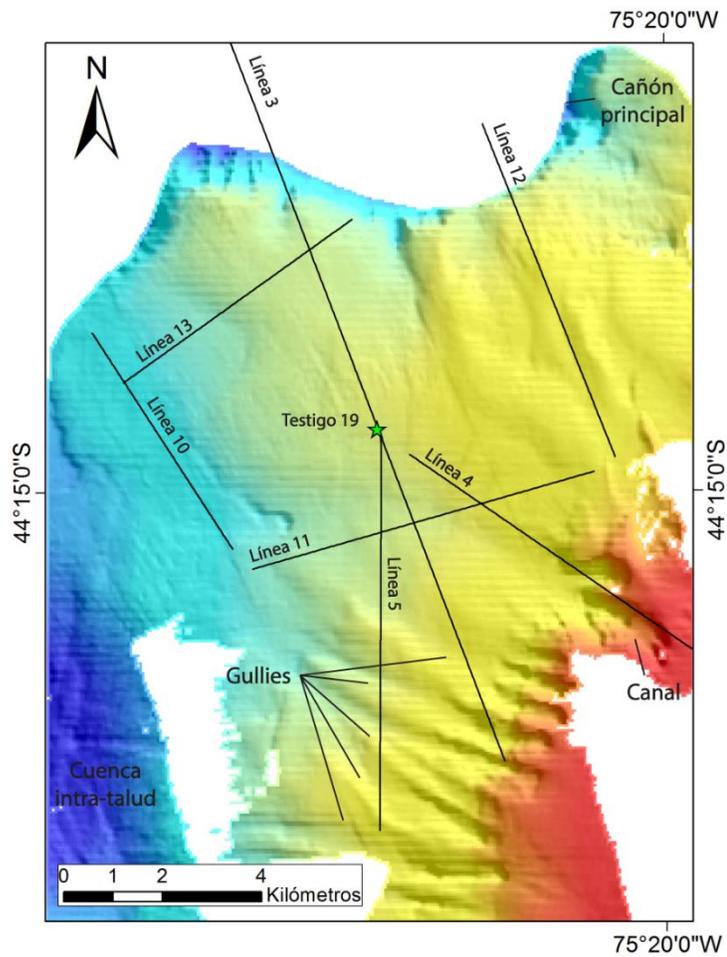


Figura 5.4: Acercamiento al área cercana al testigo 18, al norte del cañón principal. Se utilizan dos azimuth distintos para el hillshade, indicados en la imagen, para resaltar rasgos de importancia. Elaboración propia.

Al sur del cañón (figura 5.5), el testigo 19 se ubica a unos 5 km del límite del talud con la plataforma, en una zona dominada por *gullies* y canales. Estas canalizaciones parecen ser producto de la convergencia de *gullies* y desembocan ya sea en el cañón principal, o en la cuenca intra-talud señalada en la figura.



### Leyenda

#### Batimetría S cañón (m.b.n.m)

##### Value

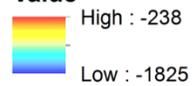


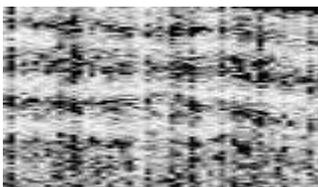
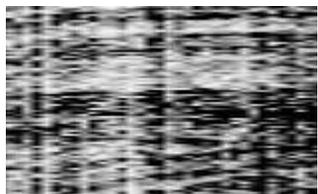
Figura 5.5: Acercamiento al área cercana al testigo 19, al sur del cañón principal. Elaboración propia.

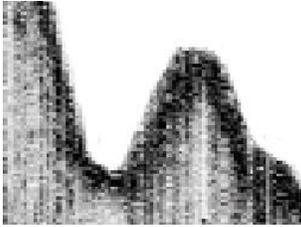
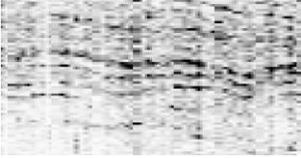
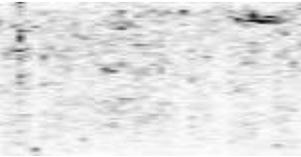
## 5.2 SISMOESTRATIGRAFÍA

### 5.2.1 FACIES SÍSMICAS

Las distintas facies sísmicas fueron definidas tomando en cuenta su geometría y características de los reflectores. Se usó una nomenclatura de facies existente para ser consistente con publicaciones anteriores (Batchelor *et al.*, 2013; Montelli *et al.*, 2017; Shipp *et al.*, 1999; Smith & Anderson, 2010; Zurbuchen *et al.*, 2015). Con ello, se definieron 6 facies sísmicas en los perfiles estudiados (tabla 5.1). Eventos comunes en las líneas sísmicas son los múltiplos, que representan energía sísmica que ha sido reflejada más de una vez. Pueden ser de camino corto, donde la energía llega primero que la onda primaria, o de camino largo, donde la energía llega después de la onda primaria (por ejemplo, figura 5.10B).

Tabla 5.1: Facies sísmicas definidas en los perfiles estudiados.

Facies	Ejemplo sísmico	Descripción	Interpretación
S		Reflectores subparalelos, continuos y de amplitud variable	Estratificación
L		Su geometría es lobular, con sus reflectores acuñados hacia los extremos. Algunos lóbulos son de alta amplitud, mientras que otros de baja	Canales o deslizamientos
Nb		Zona impenetrable acústicamente, con reflectores externos de alta amplitud	Basamento acústico dado por altos batimétricos

Np		Zona acústicamente penetrable, aunque solo parcialmente. Su espesor varía entre 10 y 30 ms. Los reflectores son de alta amplitud	Zonas de alta pendiente
M		Reflectores sinuosos de amplitud variable	Morfologías monticulares, <i>hummocky</i>
T		Reflectores discontinuos, semitransparentes y de baja amplitud	Parte de los niveles asociados a la plataforma continental

### 5.2.2 UNIDADES SÍSMICAS

Las unidades sísmicas se definieron tomando en cuenta las facies sísmicas, su disposición y su distribución areal. Se analizaron 13 líneas sísmicas ubicadas exclusivamente en el talud continental, elegidas por su cercanía a los testigos. Más especificaciones sobre las líneas pueden ser encontradas en el Anexo 1.

#### - **Secuencia I (S-I)**

Se compone de una serie de capas estratificadas y subparalelas de la facies S (tabla 5.1), la mayoría de las cuales tiene baja amplitud (figuras 5.6 a 5.19). En general, se dispone subparalelamente al fondo oceánico, sin embargo, su espesor disminuye en canales o continuaciones de *gullies* (figura 5.12). En algunas de estas zonas, incluso llega a estar ausente (figura 5.16). Su espesor varía entre 10 y 50 ms. Se distinguieron 4 reflectores de baja amplitud importantes, delimitados por otros tantos reflectores de alta amplitud. Estos varían en su espesor de acuerdo con su posición: los reflectores de alta amplitud son más gruesos al norte del cañón, incluso llegando a estar ausentes en algunas zonas al sur del cañón. También, hay mayor presencia de los reflectores de baja amplitud en canales o continuaciones de *gullies*.

- **Secuencia II (S-II)**

Compuesta por una serie de niveles estratificados y subparalelos de la facies S (tabla 5.1), la gran mayoría de los cuales son de alta amplitud (figuras 5.6 a 5.17 y figura 5.19). Su espesor varía entre 5 y 40 ms, siendo discontinuo en algunas líneas (figura 5.11). En algunos canales o continuaciones de *gullies*, incluso llega a aflorar al fondo oceánico (figura 5.16). Se reconocieron 4 niveles de alta amplitud, separados por otros tantos de baja amplitud, sin embargo, esto solo ocurre en algunas zonas. En otras, es difícil distinguir niveles de baja amplitud entre los niveles de alta amplitud.

- **Secuencia III (S-III)**

Se compone de una serie de capas estratificadas y subparalelas de la facies S (tabla 5.1), la mayoría de las cuales tiene baja amplitud (figuras 5.6, 5.9 a 5.15 y 5.17). Se dispone subparalela al fondo oceánico y se ubica bajo la S-II. Su espesor varía entre 4 y 70 ms. Su contacto inferior con la S-IV, al norte del cañón, es recto y subhorizontal (figura 5.6), mientras que con la S-VIII, al sur de cañón, es sinuoso y no es necesariamente subparalelo al fondo oceánico (figura 5.11).

- **Secuencia IV (S-IV)**

Se ubica exclusivamente al norte del cañón, en la continuación de un canal que va hacia el oeste desde la plataforma, y su espesor varía entre 1 y 40 ms (figuras 5.6 y 5.12). Se compone de niveles subhorizontales de la facies S (tabla 5.1) que casi en su totalidad son de baja amplitud. Estos hacen onlap en la que sería una paleosuperficie, formando un patrón de relleno de canal tipo *ponded*.

- **Secuencia V (S-V)**

Estos niveles, predominantemente de alta amplitud, se reconocen al norte del cañón (figura 5.6). Su espesor mínimo es de 50 ms y se ubica bajo la que sería una paleosuperficie, que la delimita de la S-IV.

- **Secuencia VI (S-VI)**

Esta secuencia tiene un espesor que varía entre 5 y 40 ms y se ubica tanto al norte como al sur del cañón principal, en *gullies* y en un cañón tributario al principal (figuras 5.8 y 5.9). Se compone de la facies Np (tabla 5.1).

- **Secuencia VII (S-VII)**

La S-VII se compone de niveles de la facies L (tabla 5.1), de amplitud en general baja, con uno o dos reflectores de mayor amplitud, y se ubica

siempre en pendientes pronunciadas (figuras 5.7, 5.8, 5.15 y 5.17 a 5.19): en la zona donde empieza el talud continental o en altos batimétricos que se corresponden con lineamientos en la batimetría, tanto al norte como al sur del cañón principal.

- **Secuencia VIII (S-VIII)**

Compuesta por una serie de niveles estratificados y subparalelos de la facies S (tabla 5.1), la gran mayoría de los cuales son de alta amplitud (figuras 5.9 a 5.11). Su espesor mínimo varía entre 25 y 40 ms, siendo discontinuo en algunas líneas (por ejemplo, figura 5.9). Se ubica exclusivamente al sur del cañón principal y subyace a la S-III. Tanto en esta última característica como en la amplitud de sus reflectores, tiene similitudes con la S-V, sin embargo, no se distingue una superficie de erosión como contacto entre la S-VIII y la S-III.

- **Secuencia IX (S-IX)**

Compuesta por una serie de niveles estratificados y subparalelos de la facies S (tabla 5.1), que corresponden a intercalaciones de reflectores tanto de alta como de baja amplitud (figuras 5.8 y 5.10). Esta secuencia se ubica solo en la plataforma continental. Al norte del cañón, subyace a las S-I y S-II, mientras que, al sur del cañón, esta corresponde al fondo oceánico actual.

A continuación, se presentan las líneas sísmicas 1 a 13 (figuras 5.6 a 5.19), cuya simbología está en la figura 5.20 y su ubicación se puede ver en planta en las figuras 5.1, 5.4 y 5.5:

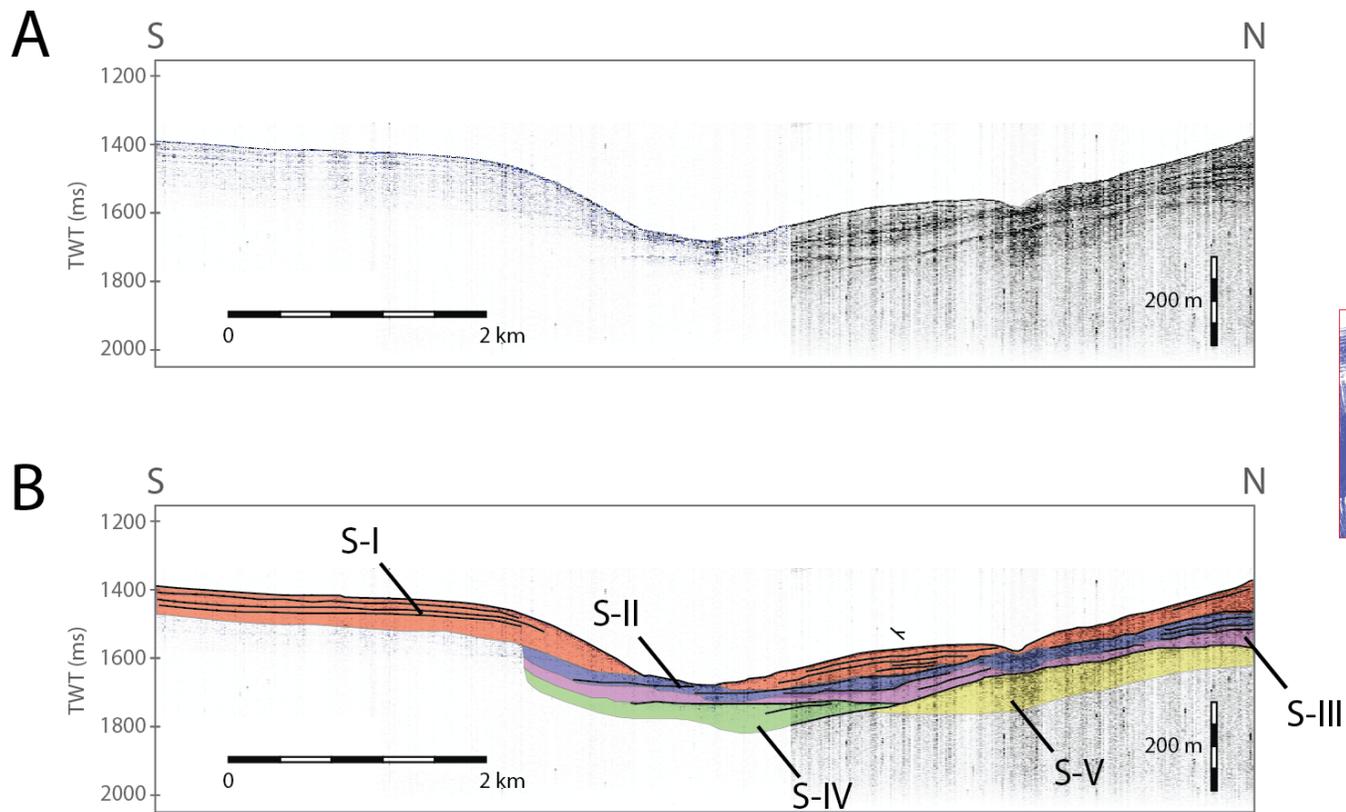
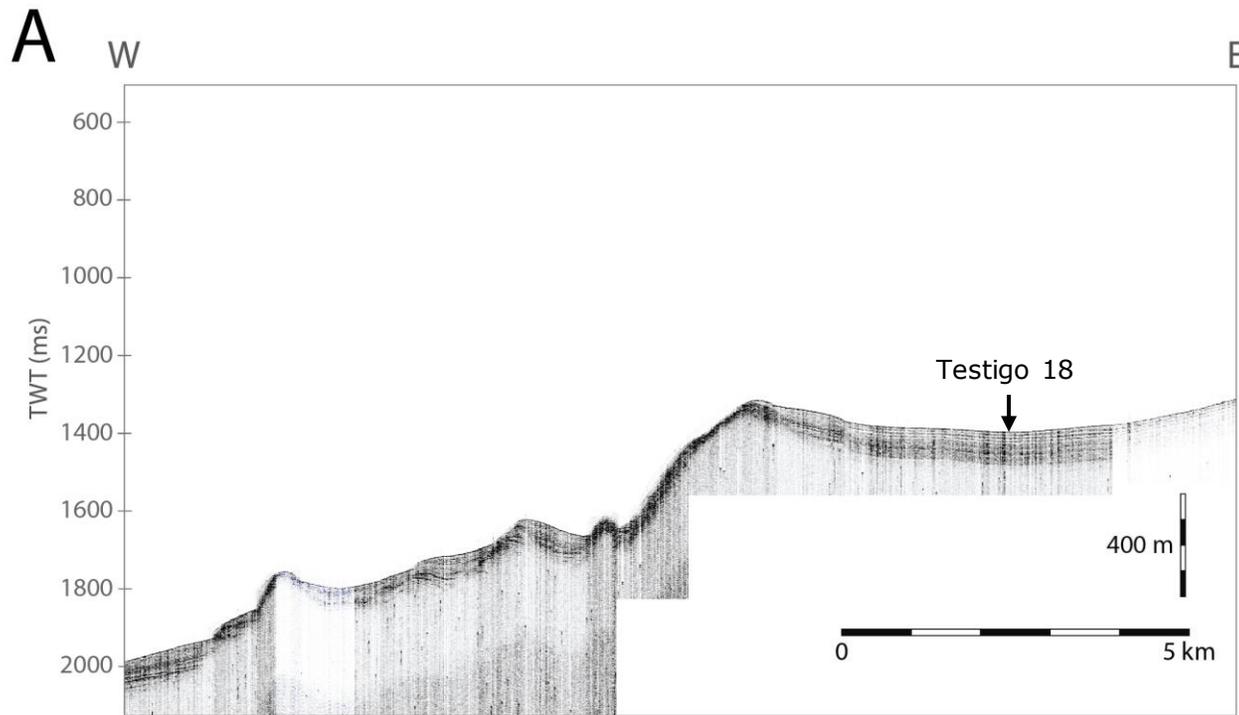
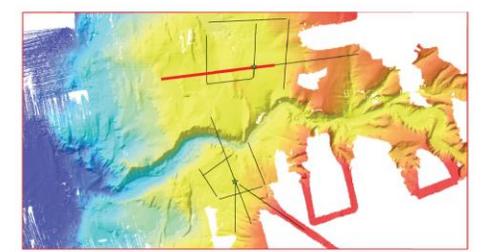
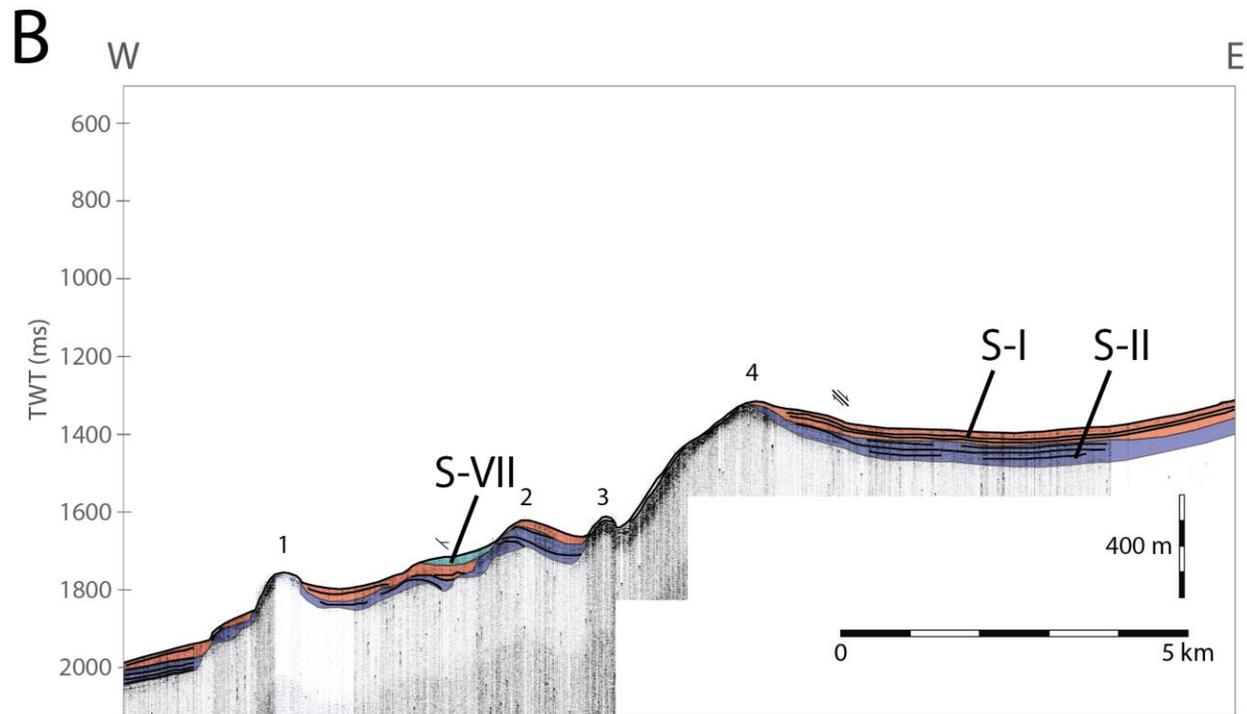


Figura 5.6: (A) Sísmica de la línea 1 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia.



Línea 2





Línea 2

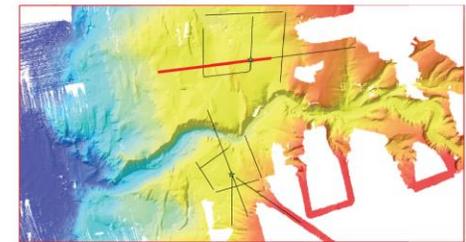
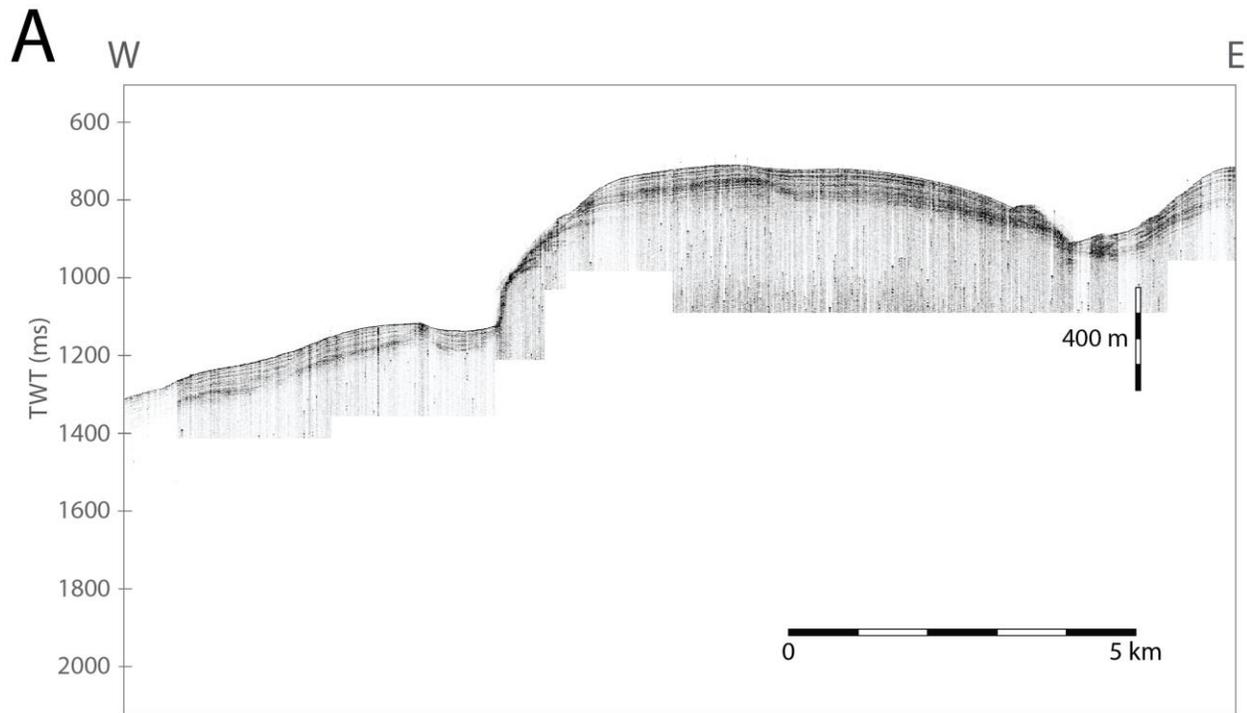
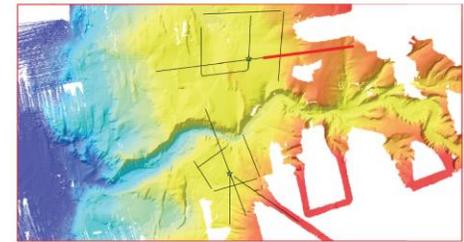
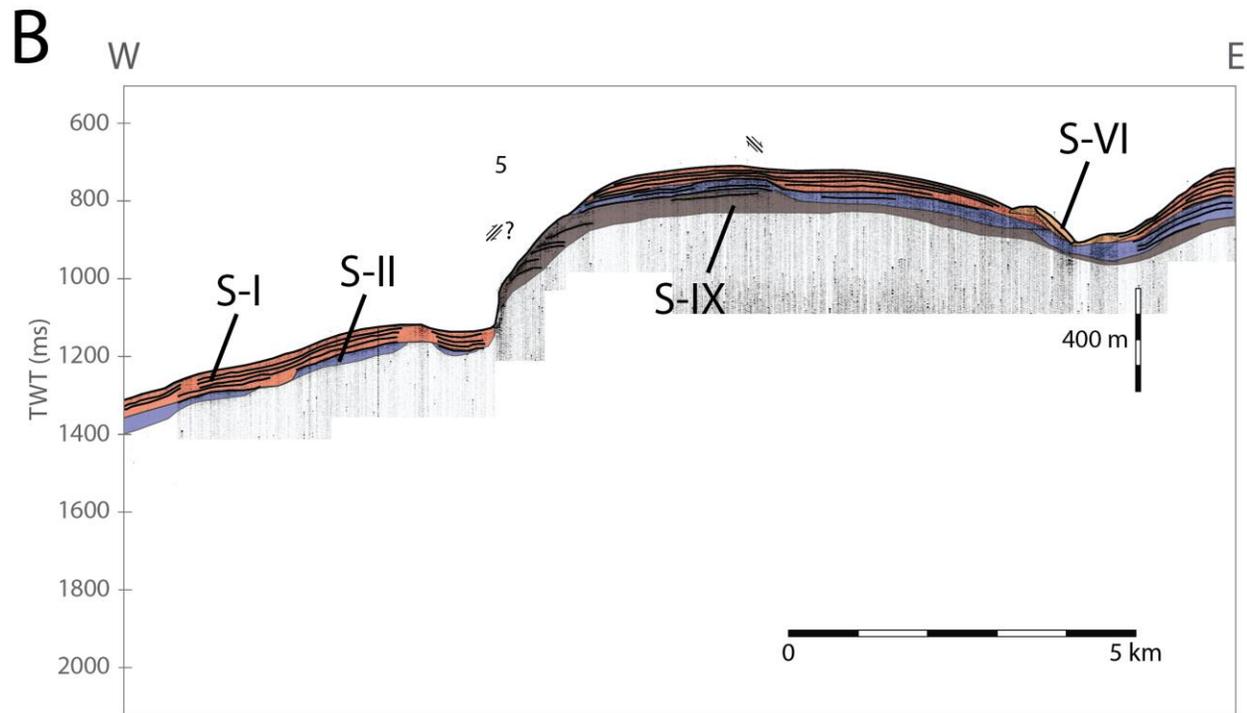


Figura 5.7: (A) Sísmica de la parte occidental de línea 2 y (B) sus unidades y principales reflectores. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia.



Línea 2





Línea 2

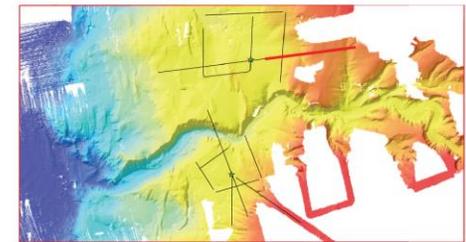
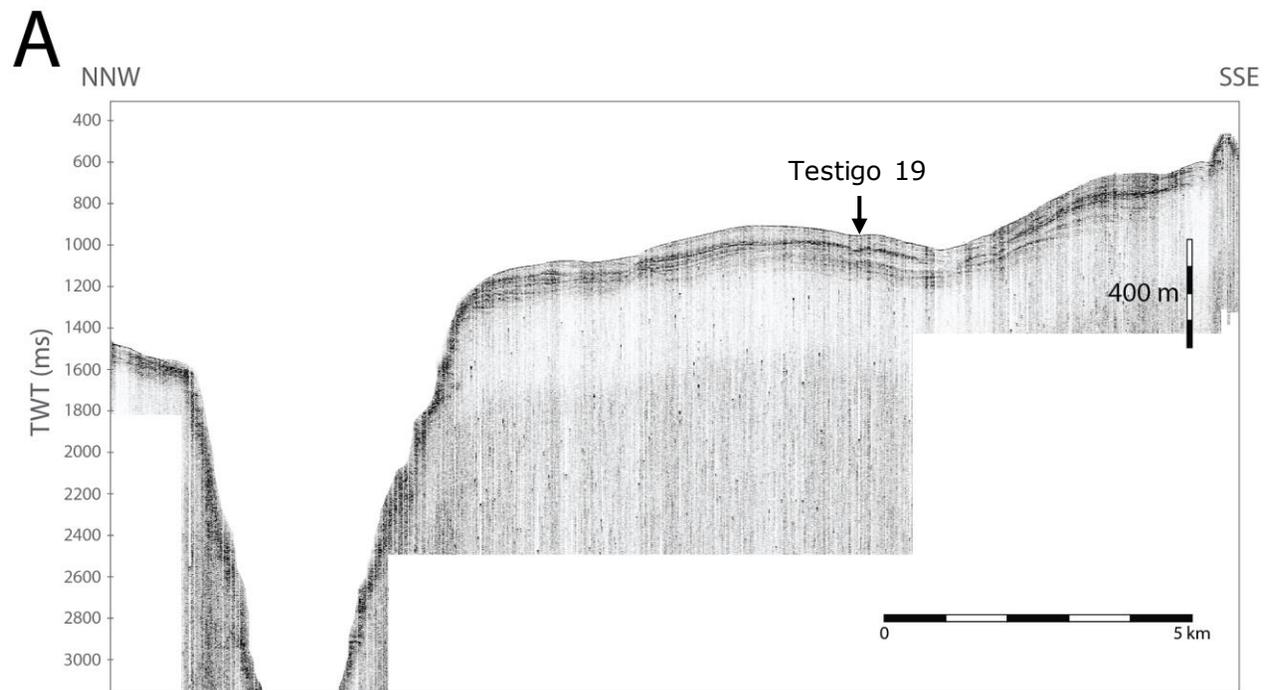
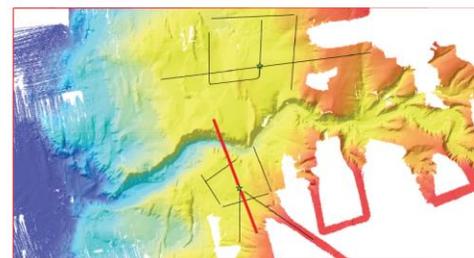
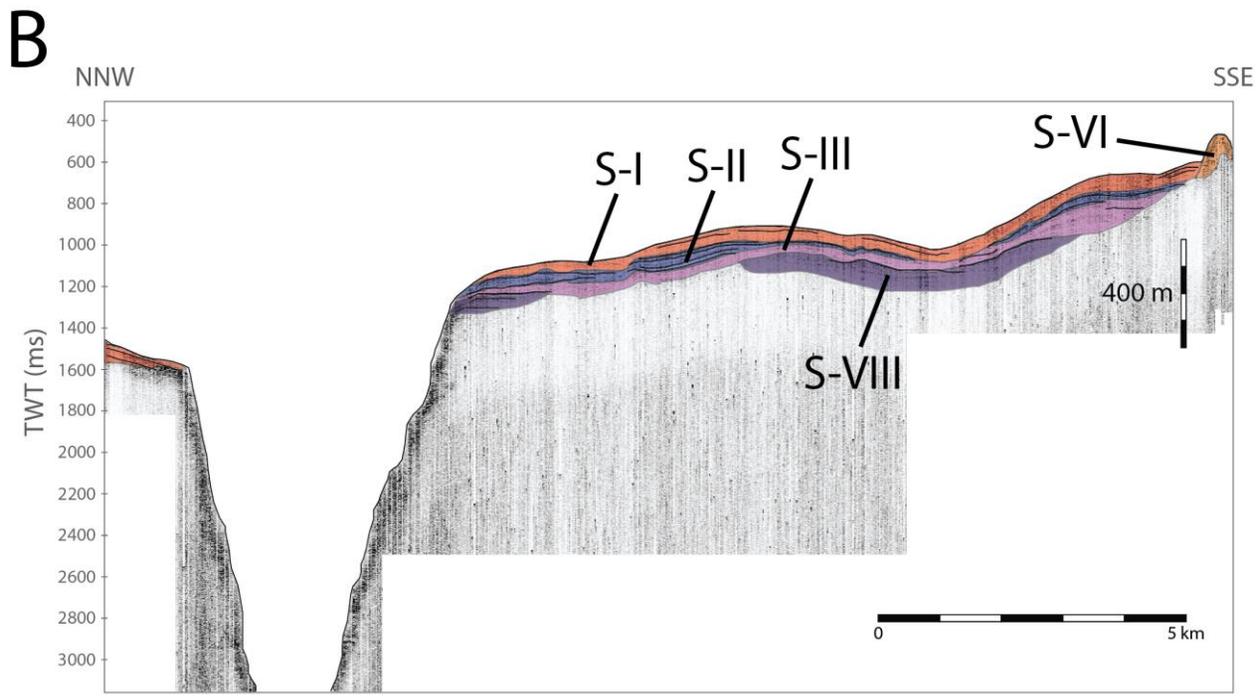


Figura 5.8: (A) Sísmica de la parte oriental de línea 2 y (B) sus unidades y principales reflectores. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia.



**Línea 3**





Línea 3

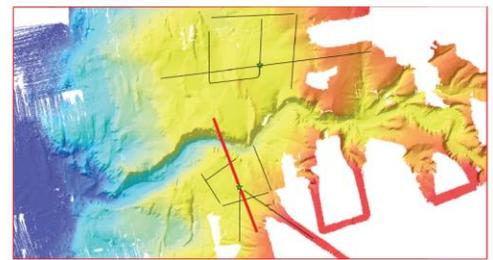
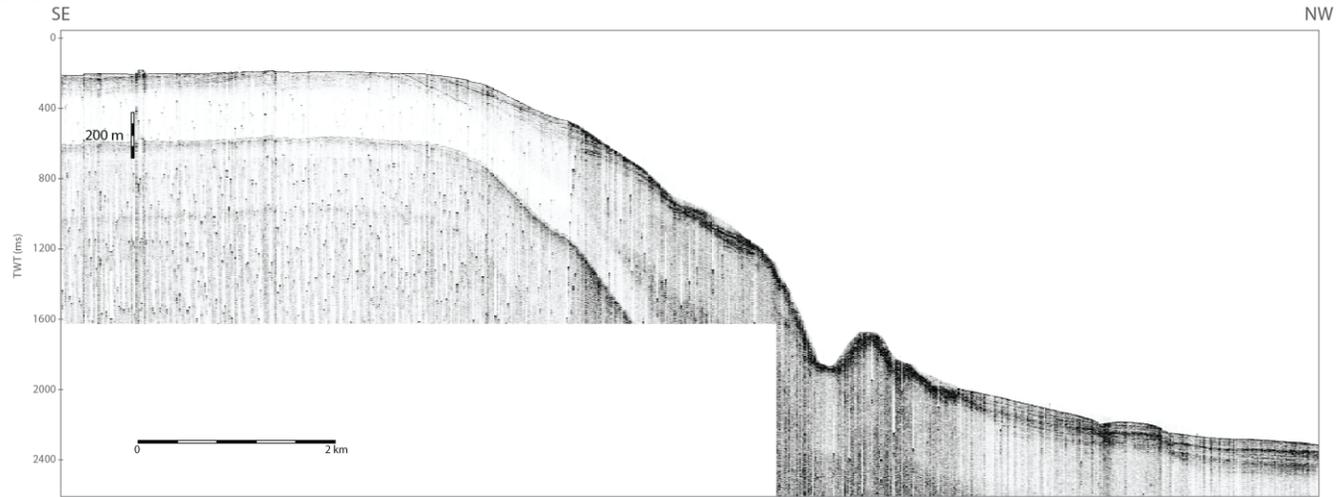
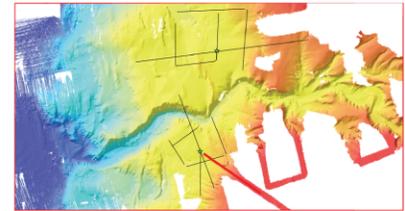


Figura 5.9: (A) Sísmica de la línea 3 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia.

A



Línea 4



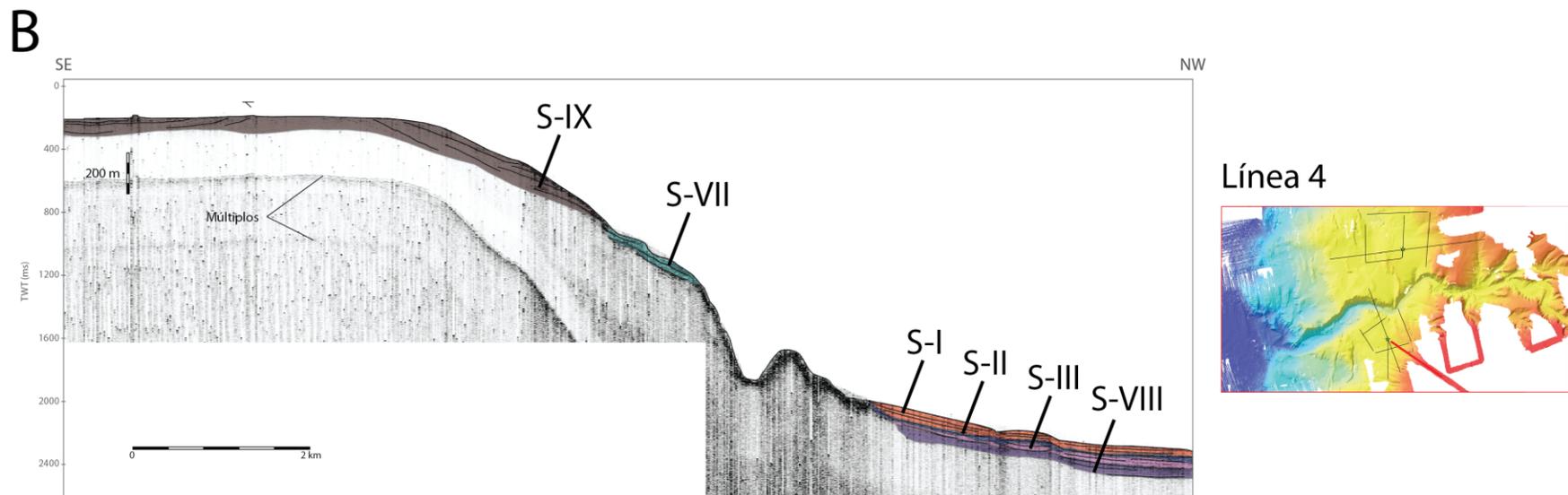


Figura 5.10: (A) Sísmica de la línea 4 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia.

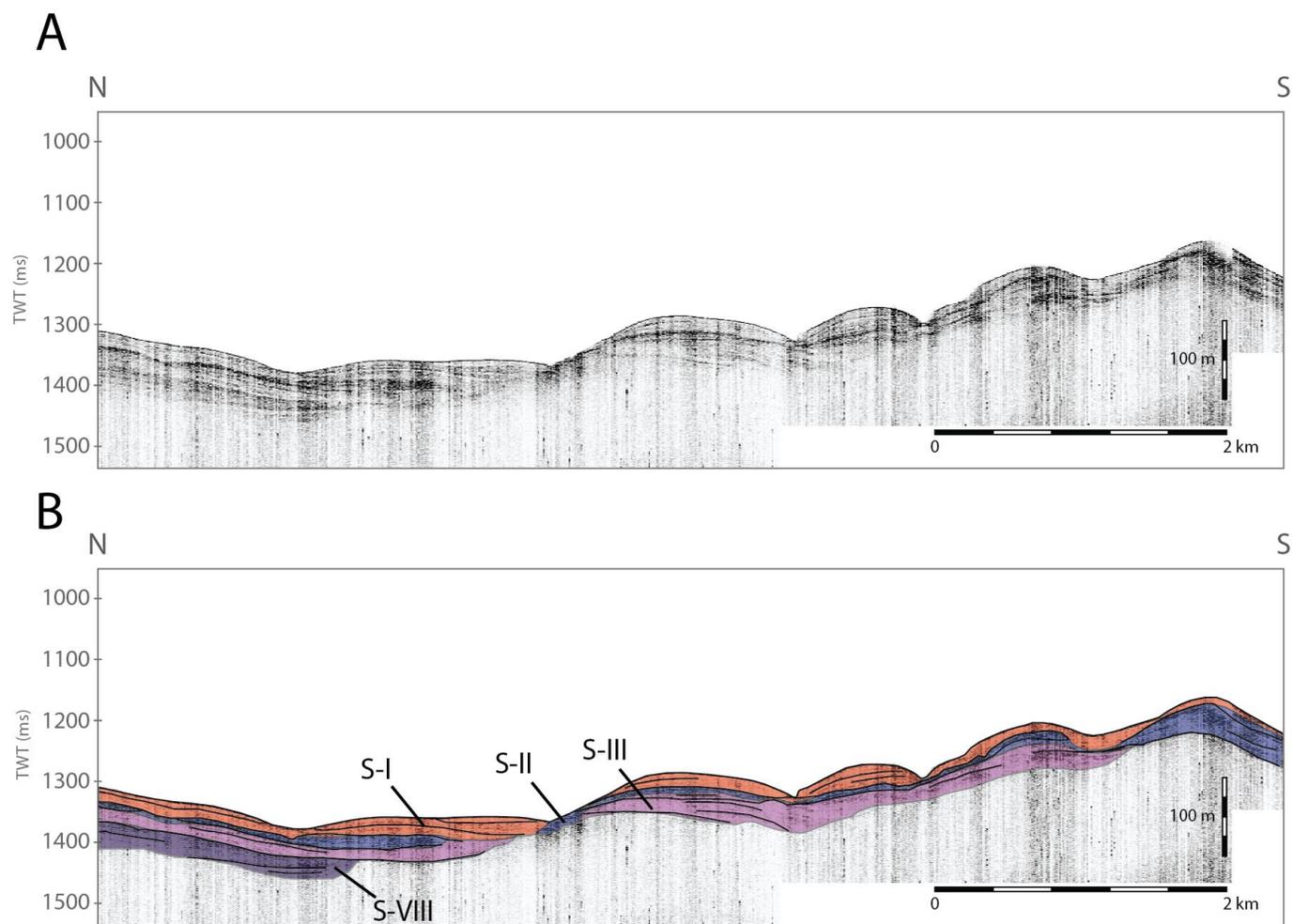
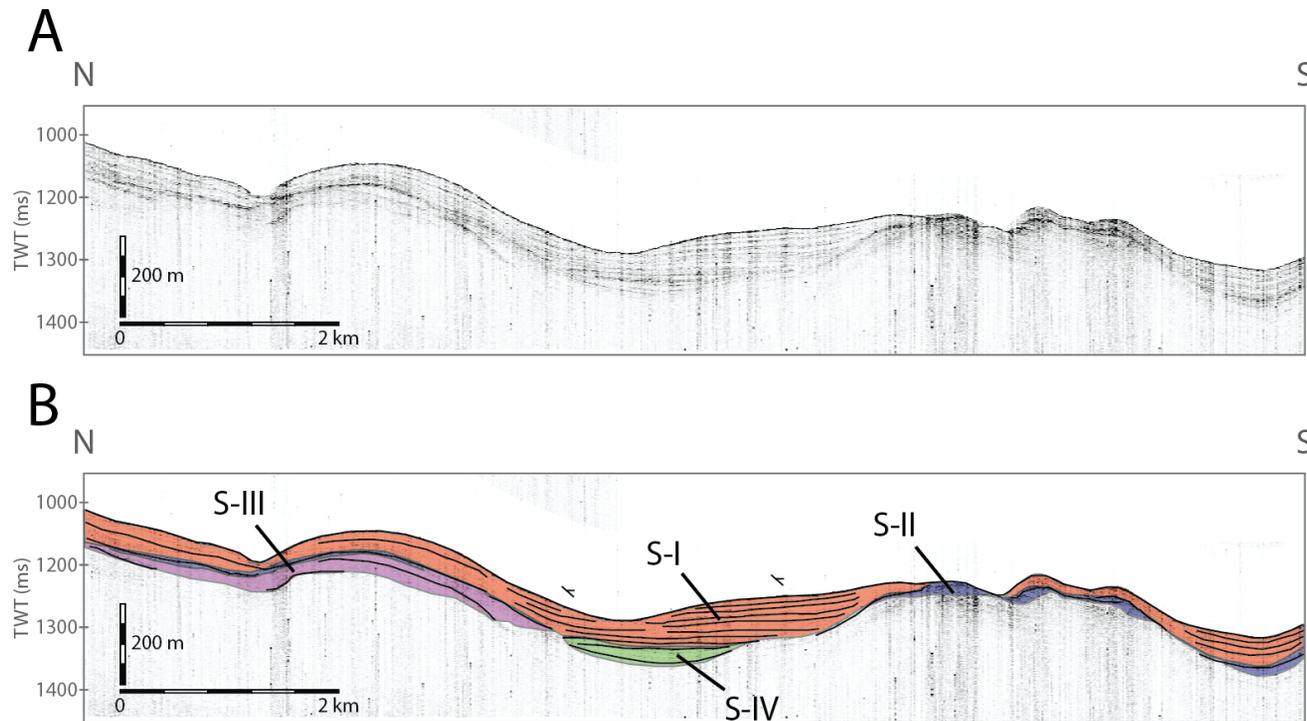


Figura 5.11: (A) Sísmica de la línea 5 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia.



Línea 6

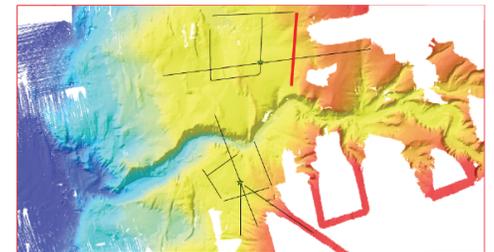
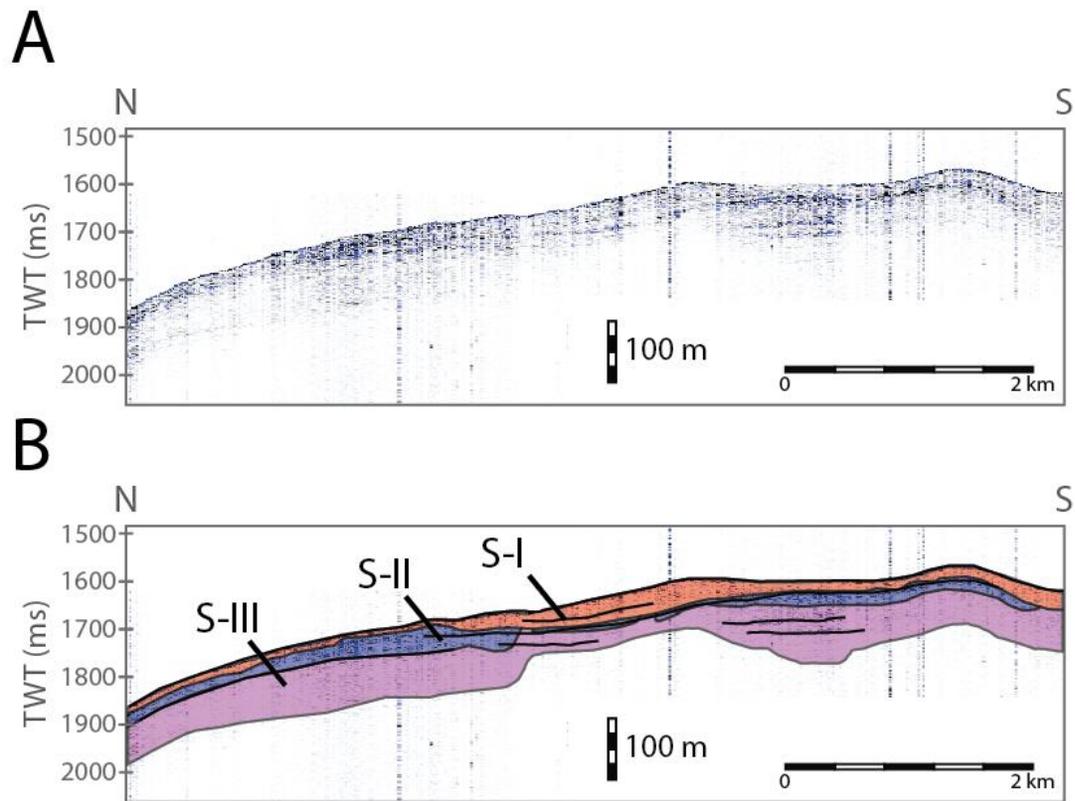


Figura 5.12: (A) Sísmica de la línea 6 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia.



Línea 7

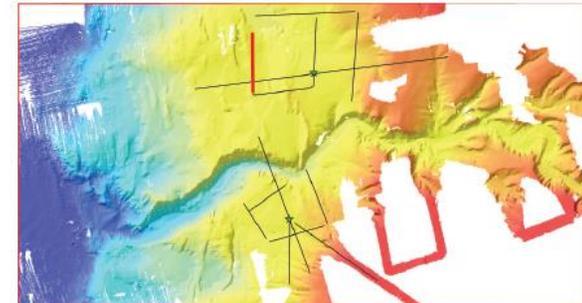
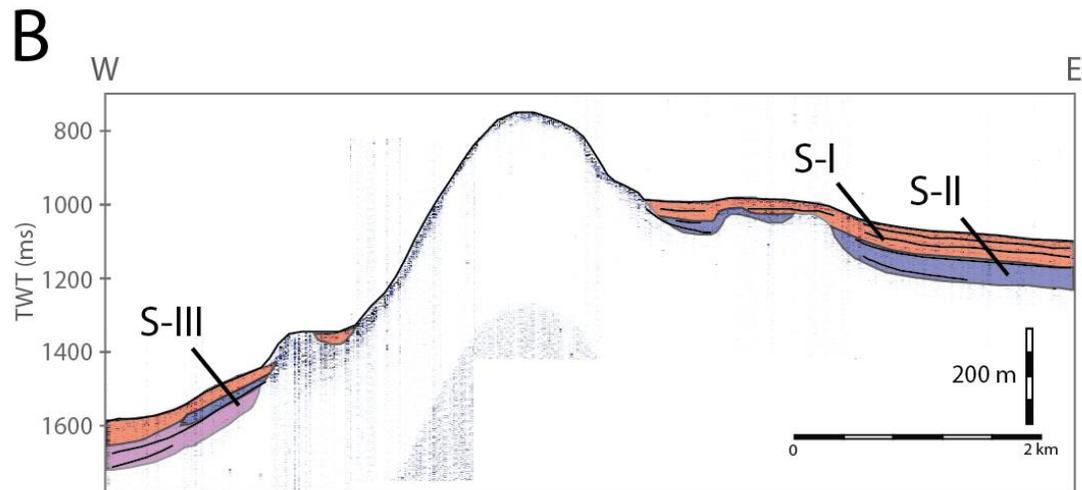
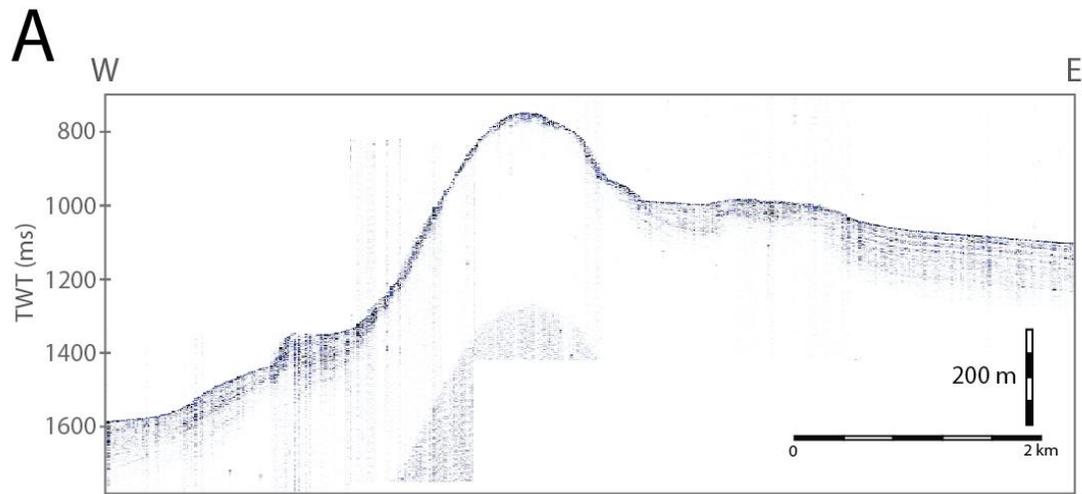


Figura 5.13: (A) Sísmica de la línea 7 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia.



**Línea 8**

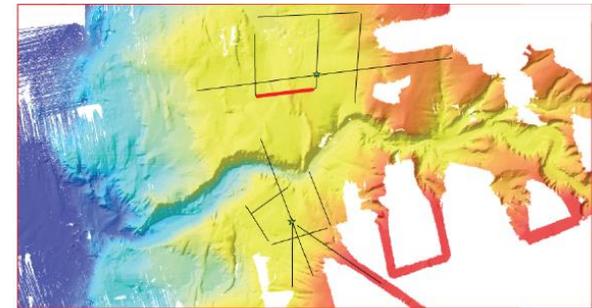
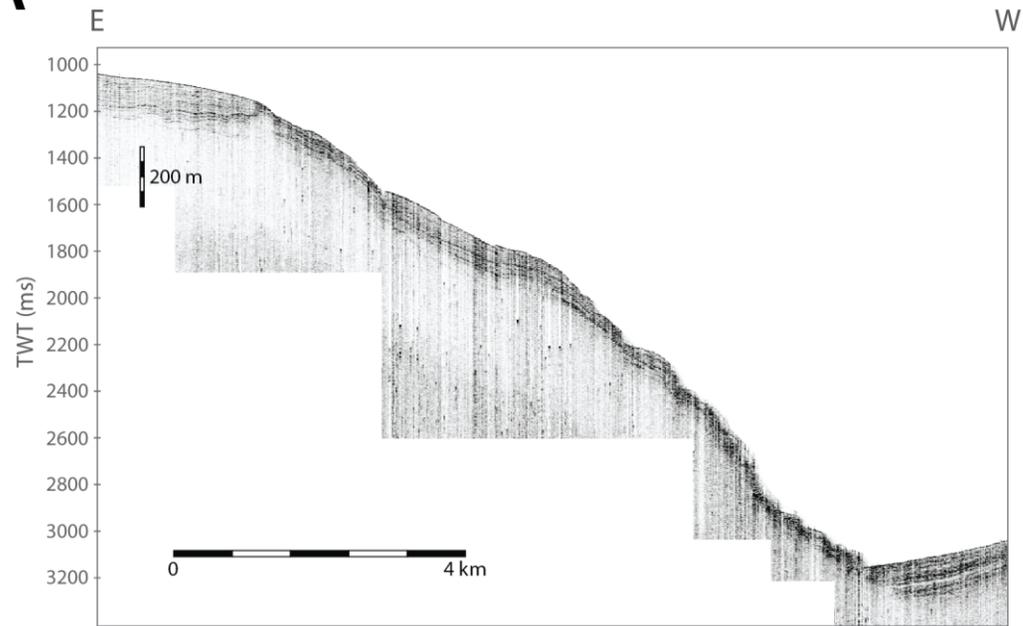
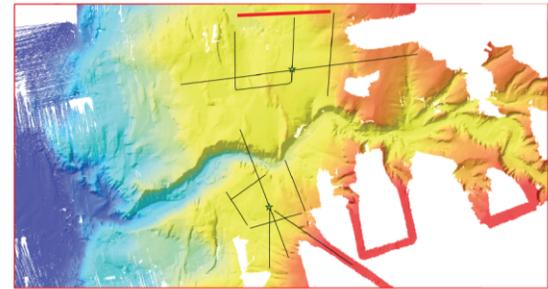


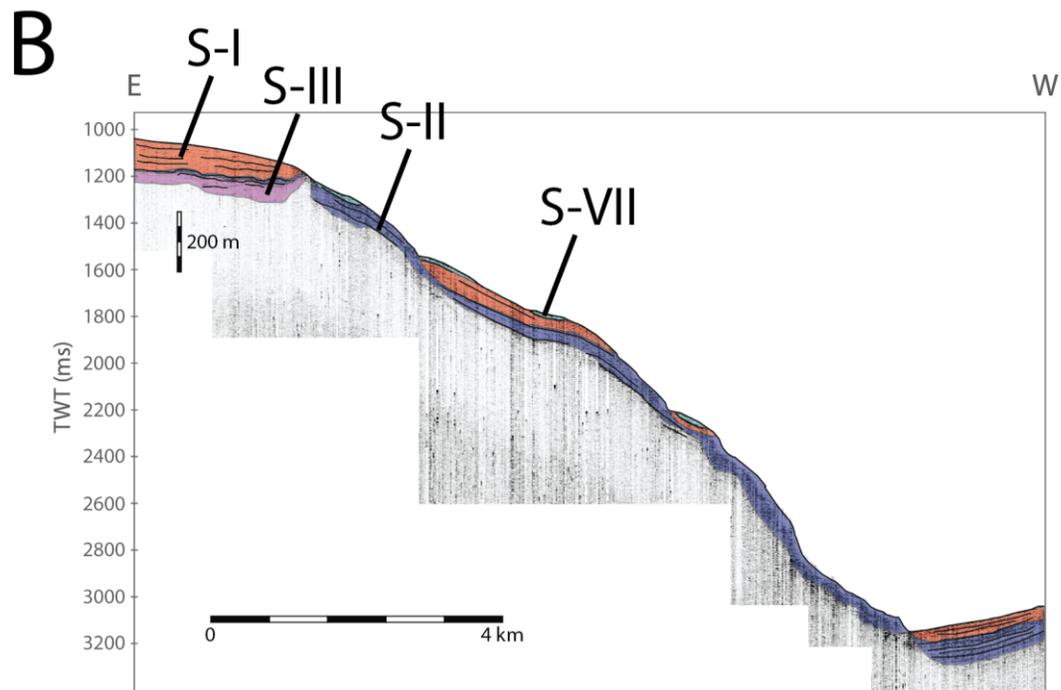
Figura 5.14: (A) Sísmica de la línea 8 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia.

# A



## Línea 9





Línea 9

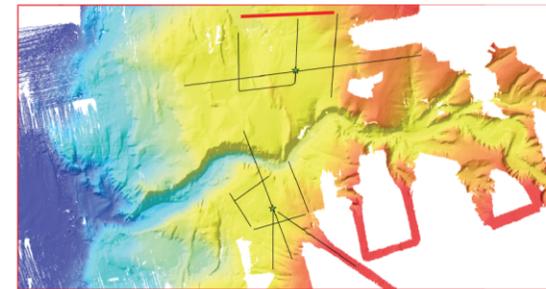
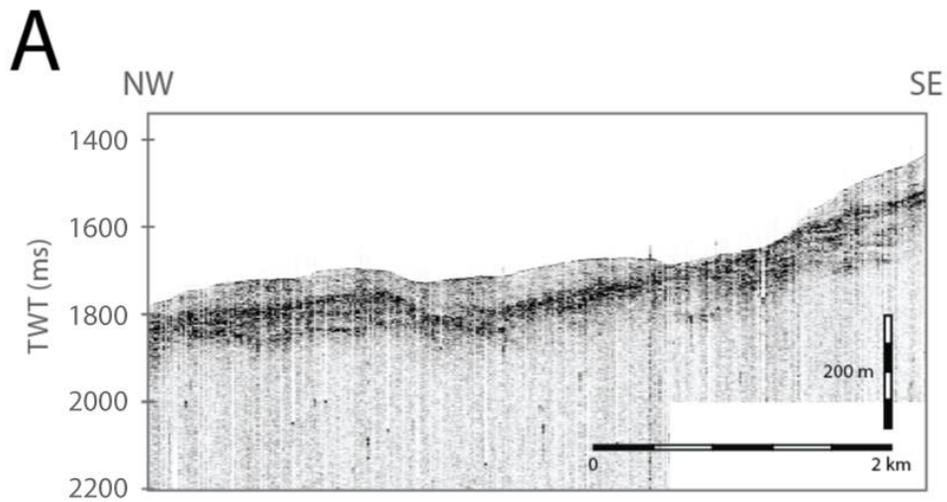


Figura 5.15: (A) Sísmica de la línea 9 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia.



Línea 10

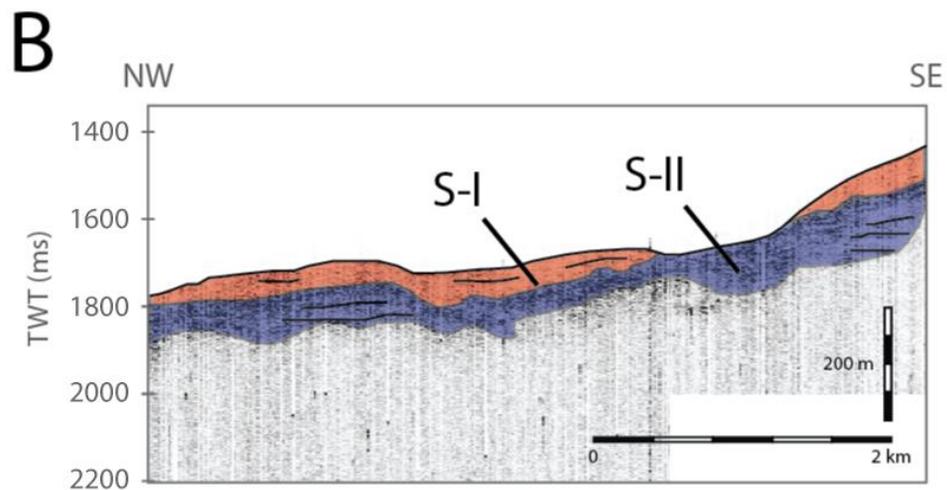
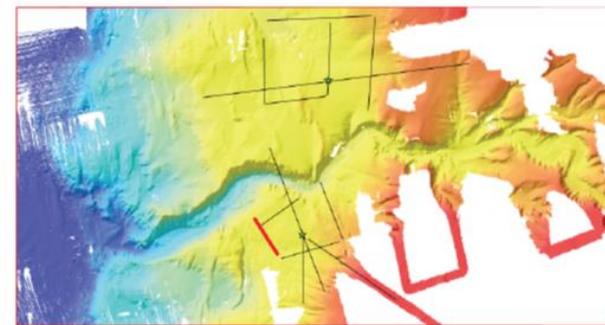
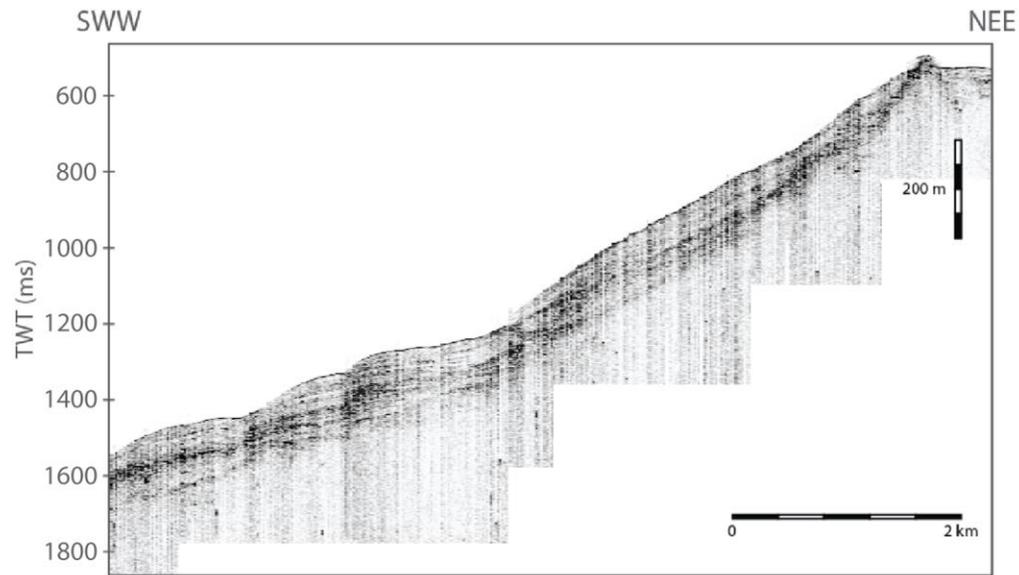
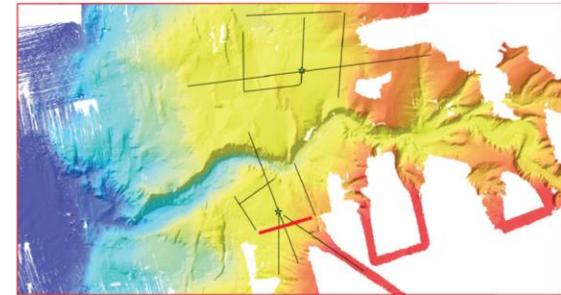


Figura 5.16: (A) Sísmica de la línea 10 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia.

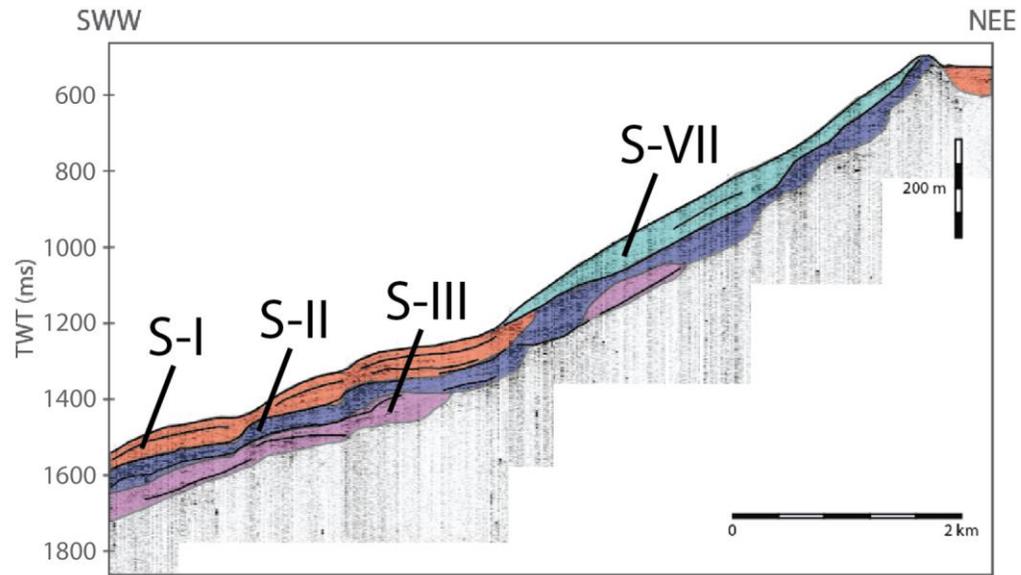
# A



## Línea 11



# B



## Línea 11

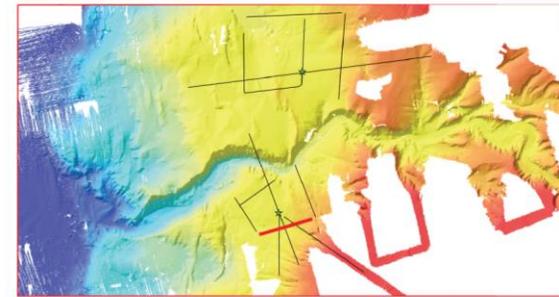
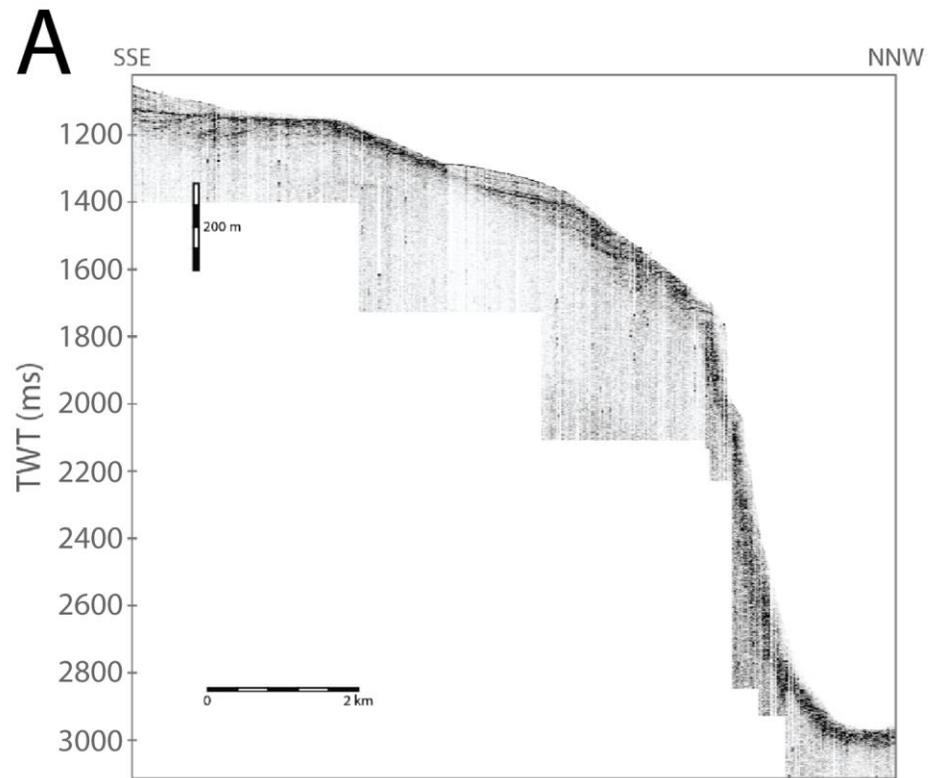
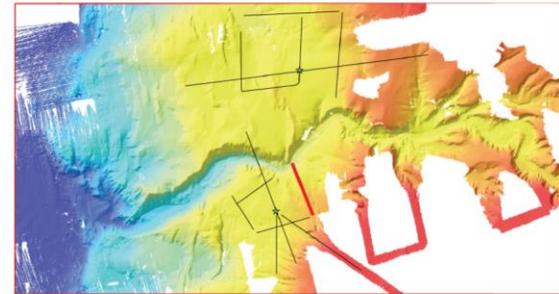
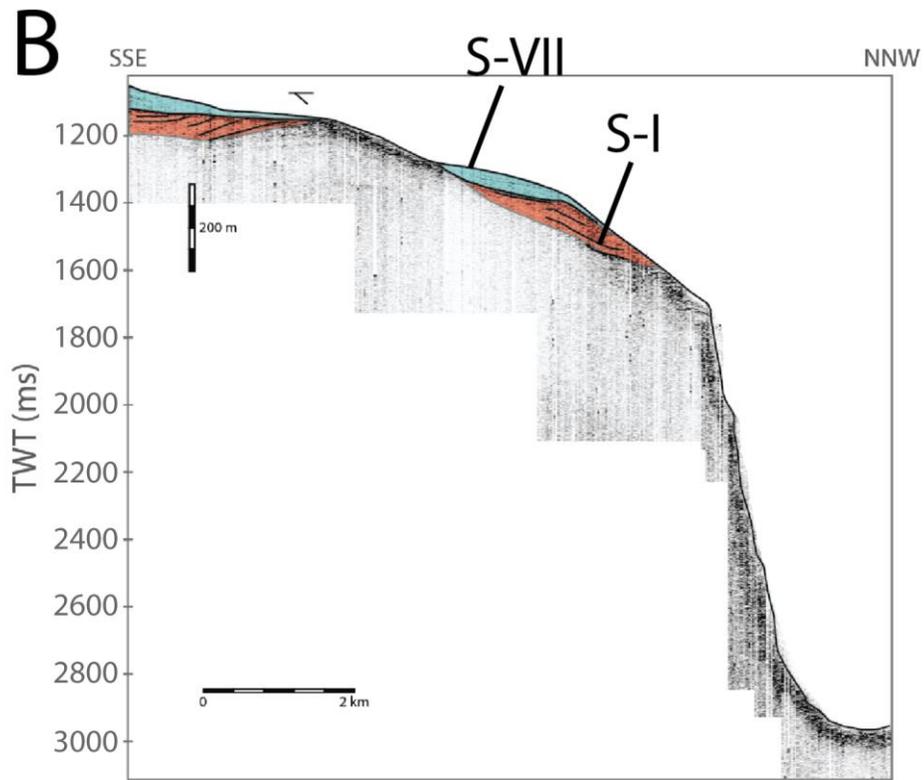


Figura 5.17: (A) Sísmica de la línea 11 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia.



Línea 12





Línea 12

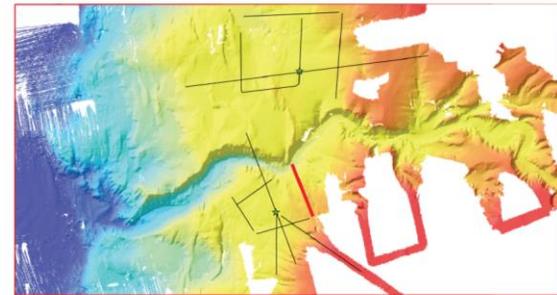
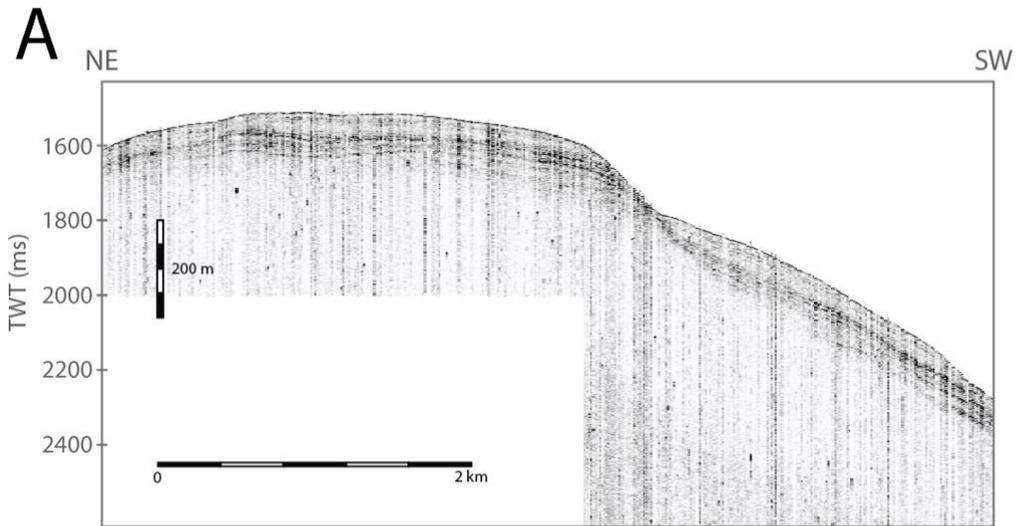


Figura 5.18: (A) Sísmica de la línea 12 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia.



Línea 13

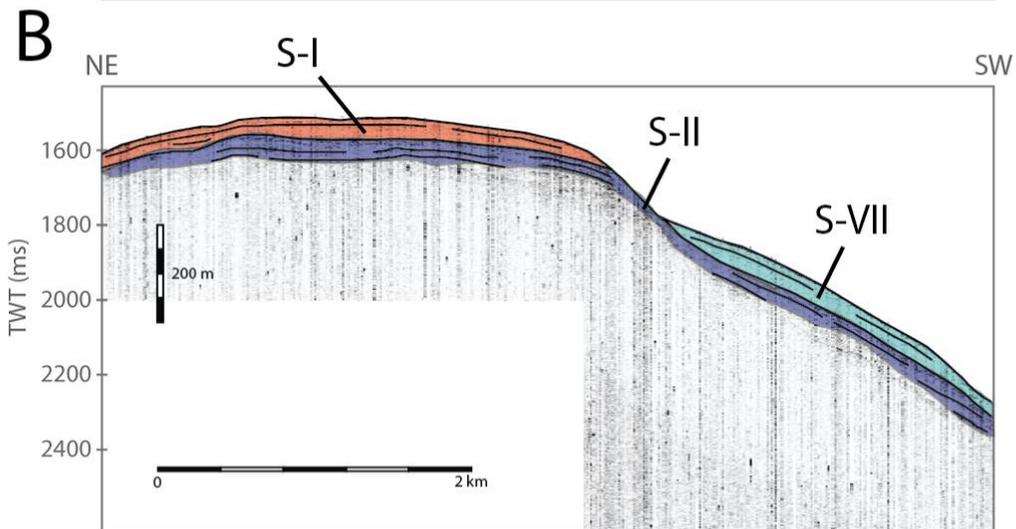
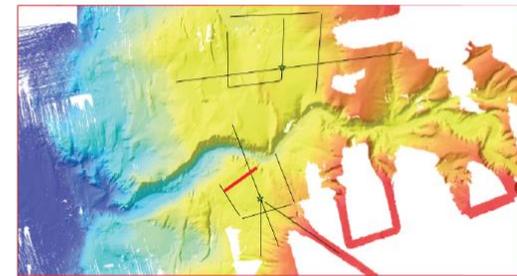


Figura 5.19: (A) Sísmica de la línea 13 y (B) unidades y principales reflectores en ella. La vista en planta muestra la línea correspondiente en rojo. Elaboración propia.



Figura 5.20: Simbología de unidades sísmicas y estructuras en ella. Elaboración propia.

## 5.3 FACIES SEDIMENTARIAS

### 5.3.1 LITOFACIES

Cada testigo fue descrito y subdividido en unidades, de acuerdo con criterios como disposición de las facies observadas y diferencias de color y granulometría aparente.

Ambos testigos son similares en cuanto a color y apariencia a ojo desnudo. En general, la granulometría corresponde a limo y arcillas con algunos lentes y laminaciones donde se distinguió material arenoso. Se encontró material carbonático, correspondiente a restos de conchas y anélidos poliquetos, estos últimos solamente en el testigo 18.

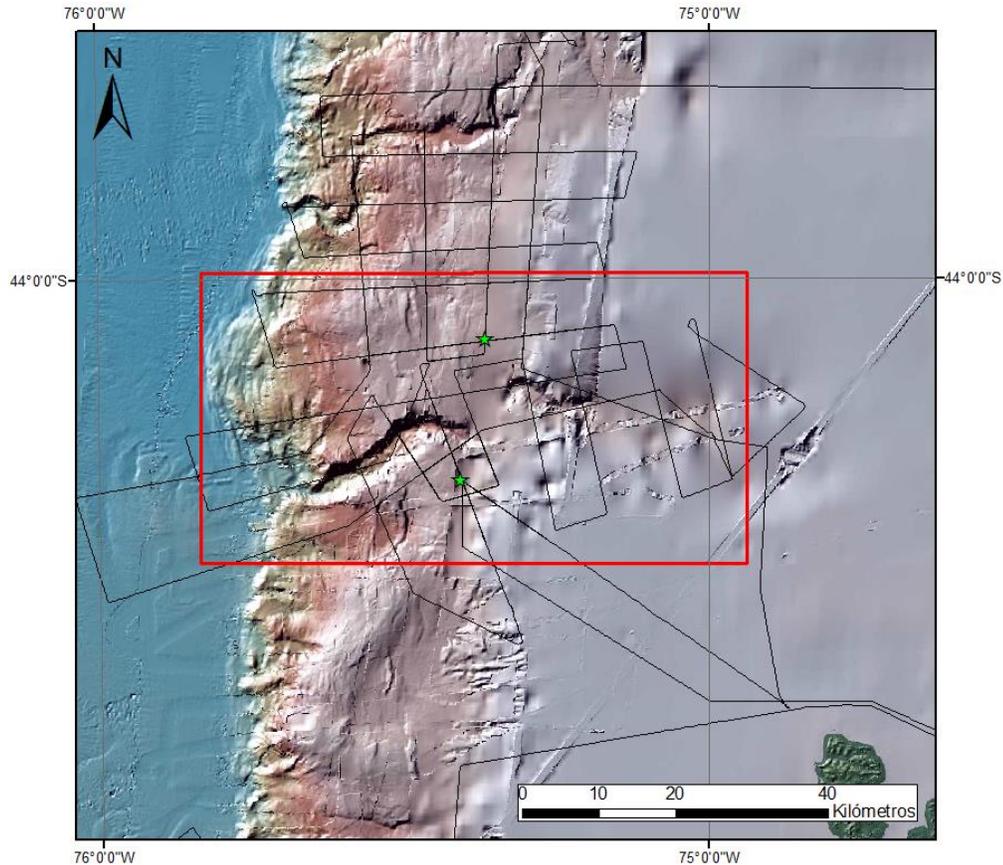


Figura 5.21: Mapa con ubicación de testigos (estrellas verdes). El testigo al norte del cañón es el 18 y el del sur del cañón es el 19. Imagen de fondo: modelo batimétrico GEBCO2014. Elaboración propia.

### - Testigo 18

Ubicado a 1022 m de profundidad, este testigo consta de dos partes, cada una de 150,5 cm, dando un largo total de 301 cm. Su porcentaje de recuperación varía entre 85% y 95%, excepto en una zona acotada en que llega a 75%, por lo que su conservación es bastante buena. Se encontraron en total 14 restos carbonáticos en diversos estados de conservación.

Dado que no se observaron grandes variaciones en sus características, se define solo una unidad con dos litofacies. La primera (litofacies A) corresponde a niveles limo-arcillosos color gris verdoso oscuro GLEY1 4/5GY, variado en algunas zonas a GLEY1 4/10GY (entre los 49-51 cm y entre los 100,5-124,5 cm). Algunas de estas variaciones sutiles de tonalidad se disponen en forma subparalela. Contiene restos carbonáticos que corresponden a restos de conchas y anélidos poliquetos.

La segunda (litofacies B) corresponde a niveles limo-arcillosos con una porción menor de arena, color gris oliva 5Y 4/2. Esta se presenta en lentes y en niveles irregulares poco recurrentes, de espesor variable y bajo (<1 cm),

algunos de los cuales son sinuosos. Contiene solo restos de conchas, sin presencia de anélidos poliquetos.

#### - **Testigo 19**

Ubicado a 968 m de profundidad, este testigo consta de una parte con un largo total de 153,5 cm. Su porcentaje de recuperación varía entre 70% y 95%, aunque presenta un tramo de 2 cm, entre los 14 y 16 cm de profundidad, en que hay un vacío de sedimento. En general, se observa que su recuperación y conservación son mucho menores que en el caso del testigo 18. Se encontraron en total 3 restos carbonáticos con bajo grado de conservación.

Al igual que en el testigo 18, se define solo una unidad con dos litofacies. La primera (litofacies B) corresponde a niveles limo-arcillosos donde se distinguió material arenoso, color gris oliva 5Y 4/2. Se presenta en lentes y en cuatro niveles de contactos regulares, de espesor bajo (<1 cm), mucho más definidos que en el caso del testigo 18. La litofacies A se presenta como niveles limo-arcillosos color gris verdoso oscuro GLEY1 4/5GY y es el material más predominante a lo largo del testigo. Los restos carbonáticos encontrados corresponden a restos fragmentados de conchas.

### **5.3.2 ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS**

#### **5.3.2.1 DESCRIPCIÓN DE ESTRUCTURAS**

Las estructuras sedimentarias fueron identificadas usando las imágenes de la tomografía computarizada y para su descripción se tuvo en cuenta el tipo de estructura, variaciones en la misma, forma, disposición, contactos, espesores y, en algunos casos, si ya había sido identificada en la descripción de testigo abierto. En términos relativos, la atenuación se consideró muy baja para valores de densidad entre 0-680 HU, baja para 680-800 HU, media para 800-880 HU, alta para 880-1000 HU y muy alta para valores de densidad mayores a 1000 HU.

#### - **Testigo 18**

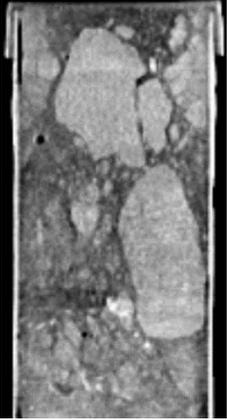
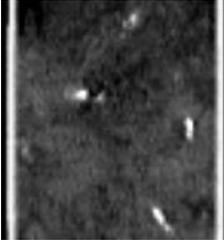
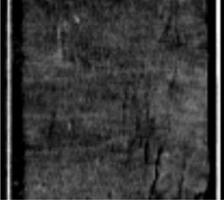
La tomografía y estructuras del testigo 18 se presentan en la figura 5.22, mientras que ejemplos de las estructuras en la tabla 5.2.

- Texturas brechosas: se observa esta textura en los primeros 14 cm de testigo, con pseudoclastos de hasta 6 cm de alta atenuación (900 HU), en una pseudomatriz de menor atenuación (670-700 HU).

- Estratificación cruzada: cambio en el ángulo de laminaciones medias en varias zonas del testigo.
- Bioturbación: estructuras distribuidas a lo largo de todo el testigo, delgadas (1-2 mm de ancho), alargadas (hasta 8 cm de largo en tramos continuos, pero se reconocen tramos que son continuaciones de otros) y de media a alta atenuación (800-900 HU). Se disponen subverticalmente o con un ángulo suave, cortando la estratificación.
- Laminación convoluta: nivel discontinuo e irregular que se distingue por su plegamiento interno característico. Presenta alta atenuación (1030-1090 HU), con un espesor entre 5-8 mm.
- Lentes: de media a alta densidad (850-920 HU), se ubican en niveles de baja atenuación. No tienen formas definidas, aunque en general son alargados y subparalelos a las laminaciones. Los tamaños también son variados, entre 4-12 mm.
- Estructuras de inyección: son dos estructuras discordantes de alta atenuación, la primera con 960-1070 HU entre los 225-334 cm de profundidad y la segunda con 950-1070 HU entre los 242-250 cm de profundidad, con límites bien definidos e irregulares. Sus espesores son variables entre 4 mm y 1,7 cm. Estas se observaron directamente en el testigo abierto, teniendo una coloración distinta al material predominante y una mayor fracción de arena.
- Laminación fina: se distinguen laminaciones de 0,5-1,2 mm de espesor, cuya atenuación varía entre 440-860 HU en los niveles de menor atenuación y entre 840-980 HU en los de mayor atenuación. Se disponen siempre perpendiculares al largo del testigo, siendo discordantes con los cambios de atenuación más notables, que marcan la definición de unidades.
- Laminación media: niveles entre 5 mm y 2 cm, de mayor densidad que la del material predominante en niveles de baja atenuación. Su densidad varía entre 850 y 880 HU. Otro nivel, de mayor densidad que el material que lo rodea en niveles de alta atenuación. Su densidad es de 1040-1240 HU y su ancho varía entre 2-5 mm. Sus límites son irregulares y su presencia es discontinua.

Cabe destacar que se reconocieron restos carbonáticos de alta atenuación (densidad >1600 HU). En la tomografía, se distinguieron morfologías esféricas, alargadas y cúmulos de esferas. En total, se encontraron 61 estructuras lo suficientemente grandes y claras como para ser candidatas a extracción, sin embargo, solo fue posible recuperar 14 restos.

Tabla 5.2: Estructuras y rasgos sedimentarios presentes en el testigo 18.

Texturas brechosas	Estratificación cruzada	Bioturbación	Fósiles	Laminación convoluta
				
Lentes	Estructuras de inyección	Laminación fina	Laminación media	
				

- **Testigo 19**

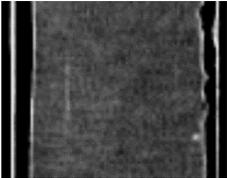
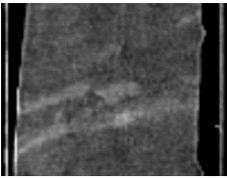
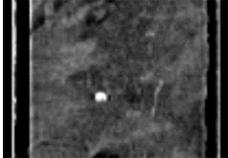
La tomografía y estructuras del testigo 19 se presentan en la figura 5.22, mientras que ejemplos de las estructuras en la tabla 5.3.

- Lentes: lentes de alta atenuación (920-950 HU) se ubican en niveles de baja atenuación. Lentes de menor atenuación (800-850 HU) se ubican en niveles tanto de alta como de baja atenuación. Hay otros de aún menor atenuación (680-740 HU) en niveles de baja densidad. No tienen formas definidas, aunque en general son alargados y subparalelos a las laminaciones. Los tamaños también son variados, aunque se reconocen dos grupos: uno entre 3-4,5 cm y otro entre 3-8 mm.

- Bioturbación: estructuras distribuidas a lo largo de todo el testigo, delgadas (1-2 mm de ancho), alargadas (hasta 8 cm de largo en tramos continuos, pero se reconocen tramos que son continuaciones de otros) y de alta atenuación (840-900 HU). Se disponen subverticalmente o con un ángulo suave, cortando la estratificación.
- Laminación fina: se distinguen laminaciones de 0,5-1 mm de espesor, cuya atenuación varía entre 770-870 HU en los niveles de menor atenuación y entre 900-980 HU en los de mayor atenuación. Se disponen siempre perpendiculares al largo del testigo, siendo discordantes con los cambios de atenuación más notables, que marcan la definición de unidades.
- Laminación media: niveles entre los 14,5-17 cm, de menor densidad que la del material predominante. Su densidad varía entre 600 y 700 HU y su ancho varía entre 1,6 y 2,5 mm. Queda la duda de si es una estructura o es un artefacto producto de que rodea una zona de recuperación nula. Otro nivel, de mayor densidad que el material que lo rodea, se ubica a los 58 cm. Su densidad es de 940-1030 HU y su ancho varía entre 4-8 mm. Sus límites son irregulares y se rodea de lentes de la misma atenuación.

En este testigo, también se distinguieron restos carbonáticos de alta atenuación (densidad de 1700-2300 HU). Se distinguieron morfologías esféricas, alargadas y cúmulos de esferas. En total, se encontraron 12 estructuras lo suficientemente grandes y claras como para ser candidatas a extracción, sin embargo, solo fue posible recuperar 3 restos.

*Tabla 5.3: Estructuras y rasgos sedimentarios presentes en el testigo 19.*

Lentes	Bioturbación	Laminación fina	Laminación media	Restos carbonáticos
				

### **5.3.2.2 DEFINICIÓN DE UNIDADES TOMOGRÁFICAS**

Estas se definieron considerando variaciones importantes de densidad y de estructuras dominantes en cada unidad tomográfica, en orden correlativo desde lo más profundo (*bottom*) a lo más superficial (*top*), según se indica en la figura 5.22.

#### **- Testigo 18**

- Unidad tomográfica 18-1: de baja atenuación (densidad de 750-800 HU) y con laminaciones finas y medias, que pueden alcanzar hasta 860-900 HU. El espesor de estas laminaciones va desde unos pocos milímetros hasta 2 cm. En la parte superior de esta unidad hay lentes con la misma atenuación que la unidad superior.
- Unidad tomográfica 18-2: de alta atenuación, pero que gradúa ascendentemente desde los 840 HU a los 940 HU. El contacto con la unidad inferior es transicional dado por lentes.
- Unidad tomográfica 18-3: de baja atenuación (densidad de 750-820) y con laminaciones finas y medias. También se reconoce una estructura de inyección de mayor densidad (950-1070 HU). El contacto con la unidad inferior es nítido y sinuoso.
- Unidad tomográfica 18-4: de alta atenuación y en general homogénea. Se distingue 2 zonas: una superior de alta densidad (930-970 HU) y otra inferior de menor densidad (870-930 HU). En el límite con la unidad superior hay lentes con la misma densidad que esta. La zona inferior está siendo cortada discordantemente por una estructura de inyección de mayor densidad (960-1070 HU). El contacto con la unidad inferior es irregular y no sigue la disposición de las laminaciones predominantes.
- Unidad tomográfica 18-5: en general de baja atenuación, notablemente laminada. La densidad de estas laminaciones varía entre 680 y 880 HU, aunque los niveles que superan los 750 HU son solo unos pocos. El espesor de estos niveles varía entre unos pocos milímetros hasta 2 cm. Se reconocen 3 zonas con límites irregulares: una superior más disgregada sin estructuras reconocibles, una media con laminaciones finas y medias y lentes de mayor atenuación, y una inferior de menor densidad y en general homogénea, aunque bien disgregada. El límite con la unidad inferior es regular y sinuoso.
- Unidad tomográfica 18-6: unidad de atenuación media, homogénea. Se reconocen 3 zonas, cuyos límites son regulares y sinuosos: una superior

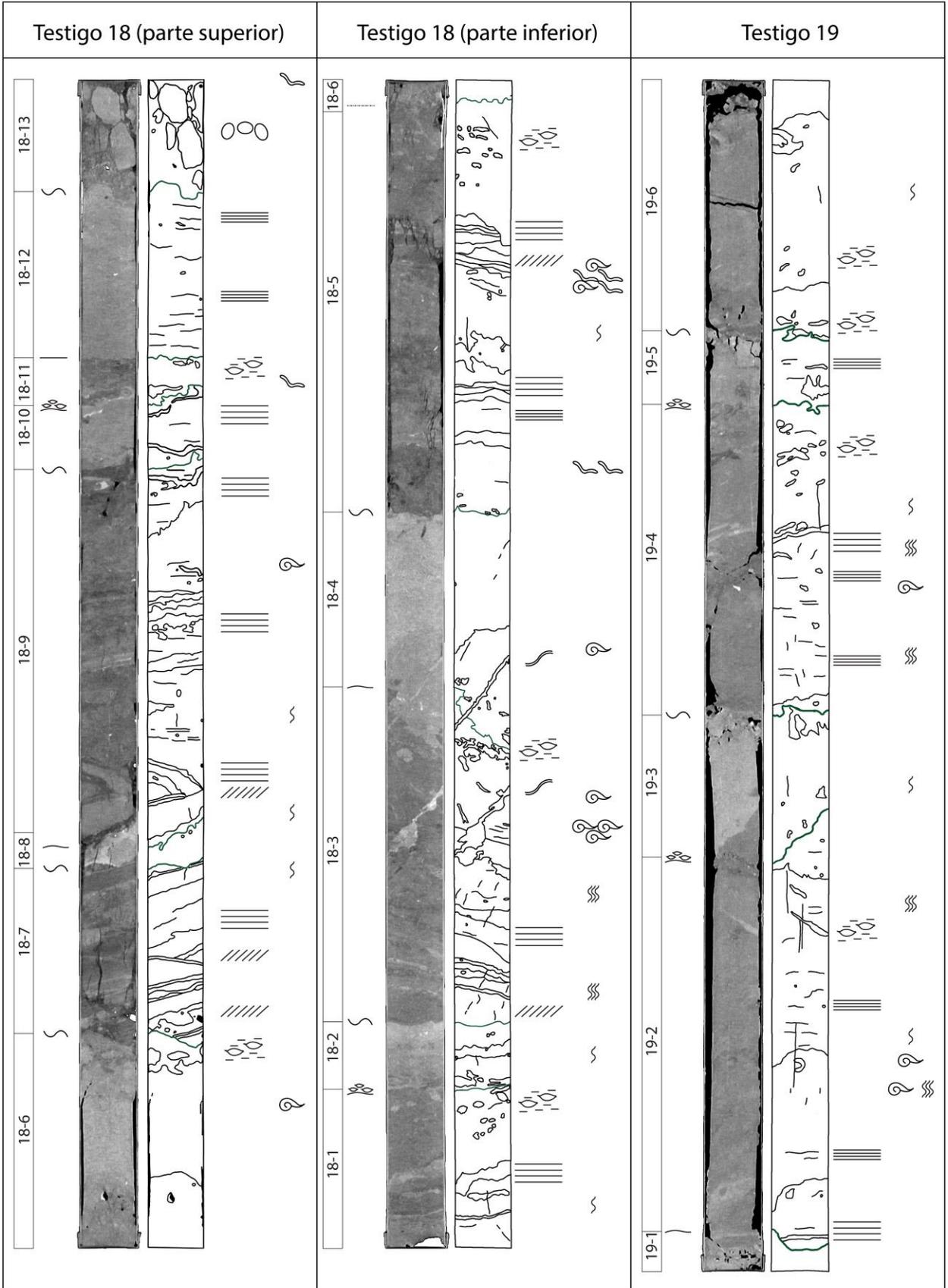
con densidad de 800-820 HU, una media con densidad que gradúa hacia abajo desde 860 a 900 HU y una inferior con densidad 800-860 HU.

- Unidad tomográfica 18-7: nivel muy similar al 18-5, con las mismas variaciones entre las laminaciones. También presenta estratificación cruzada, pero no laminación convoluta. El límite con la unidad inferior es regular y sinuoso.
- Unidad tomográfica 18-8: de alta atenuación (densidad de 910-1020 HU) y homogénea. El contacto con la unidad inferior es irregular y sinuoso en algunas zonas.
- Unidad tomográfica 18-9: en general de baja atenuación, notablemente laminada. La densidad de estas laminaciones varía entre 650 y 820 HU, aunque los niveles que superan los 750 HU son solo unos pocos. El espesor de estos niveles varía entre unos pocos milímetros hasta 3,5 cm. También se reconoce estratificación cruzada en algunos de ellos y laminación convoluta en un nivel discontinuo de muy alta atenuación (densidad de 1050-1070 HU). El contacto con la unidad inferior es irregular y poco claro.
- Unidad tomográfica 18-10: unidad de atenuación media (densidad de 810-900 HU), con laminación fina y un nivel de alta a muy alta atenuación (densidad de 950-1050 HU). El contacto con la unidad inferior es regular y sinuoso.
- Unidad tomográfica 18-11: de baja atenuación (densidad de 700-760 HU) con pequeños lentes irregulares y discontinuos de atenuación media (densidad de 800-900 HU) y laminación fina. El contacto con la unidad inferior es transicional dado por lentes.
- Unidad tomográfica 18-12: de media a alta atenuación, cuya densidad gradúa descendentemente desde la parte superior a la parte inferior (densidad de 920 a 820 HU). Presenta laminaciones finas poco distinguibles debido al bajo contraste de densidad entre cada capa. En general es homogénea, excepto por la presencia de un lente pequeño. El contacto con la unidad inferior es regular y horizontal.
- Unidad tomográfica 18-13: de textura brechosa, con pseudoclastos de hasta 6 cm de alta atenuación (densidad de 900 HU), en una pseudomatriz de baja atenuación (densidad de 670-700 HU). El límite con la unidad inferior es irregular y sinuoso en algunas zonas.

## - **Testigo 19**

- Unidad tomográfica 19-1: de alta atenuación (densidad de 900-950 HU), muy disgregada. Dado que solo se observa en los últimos 3 cm del testigo, no se puede distinguir con certeza si es el inicio de una unidad o una laminación gruesa.
- Unidad tomográfica 19-2: de atenuación media (densidad de 800-860 HU) con pequeños lentes irregulares y discontinuos de mayor densidad (900-960 HU). Presenta laminación fina en toda su extensión y laminación media en su parte inferior. Estas últimas laminaciones tienen espesores de 8 y 15 mm y densidad de 890-940 HU. El contacto con la unidad inferior es irregular y poco claro dada la poca recuperación en esa zona.
- Unidad tomográfica 19-3: de alta atenuación (densidad de 910-970 HU) y homogénea. Se reconoce laminación fina apenas distinguible por el bajo contraste de atenuación entre las laminaciones. El contacto con la unidad inferior es irregular en una pequeña zona de transición dada por lentes y notablemente inclinado con respecto a las laminaciones.
- Unidad tomográfica 19-4: de atenuación media y laminación fina. Se distinguen dos zonas: una superior de baja densidad (800-850 HU) con una alta cantidad de lentes de la misma atenuación que la unidad superior. Esta finaliza con un nivel de alta atenuación (densidad de 950-1000 HU) y de espesor medio (5-15 mm). La zona inferior es de atenuación media (densidad de 800-850 HU) y en general homogénea, con laminación fina y la presencia puntual de dos lentes. El contacto con la unidad inferior es aparentemente sinuoso, aunque la poca recuperación en esa zona impide asegararlo con certeza.
- Unidad tomográfica 19-5: de alta atenuación (densidad de 880-950 HU) decreciendo hasta una zona de transición que marca el límite con la unidad inferior.
- Unidad tomográfica 19-6: de atenuación media (densidad de 800-860 HU) con pequeños lentes irregulares y discontinuos de alta atenuación (densidad de 900-950 HU) y laminación fina. El contacto con la unidad inferior es poco claro dada la poca recuperación en esa zona.

Cabe destacar que la presencia de bioturbación y restos carbonáticos es transversal a todas las unidades definidas en ambos testigos, aunque en general hay más restos en los niveles de menor atenuación.



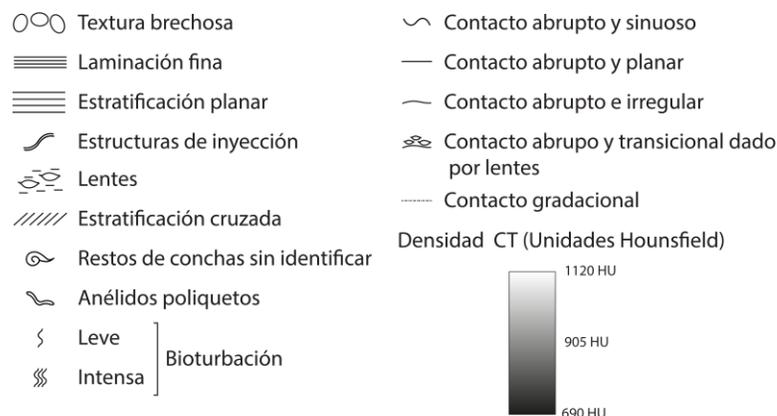


Figura 5.22: Unidades tomográficas y mapeo de estructuras. Elaboración propia.

### 5.3.3 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La susceptibilidad magnética de los testigos fue medida cada 1 cm, de techo a base. A pesar de las correcciones hechas, se deben considerar con cautela los valores medidos en zonas problemáticas de los testigos, esto es, bases y techos, zonas con baja recuperación y zonas con alta variabilidad en cuanto al porcentaje de recuperación.

En el testigo 18, la mayoría de los valores fluctúa entre 250 y 500 unidades SI. En general, se observan un nivel regular cercano a los 250-300 SI y *peaks* que, de abajo hacia arriba, parte con una susceptibilidad magnética en el nivel regular y va ascendiendo gradualmente hasta llegar al *peak*. Posterior a eso, los valores descienden más rápidamente hasta llegar de nuevo al nivel de base. En total, se reconocen cuatro *peaks* significativos, aunque también se observan irregularidades en el nivel de base a modo de *peaks* menos intensos. Cabe destacar que, desde la base hasta los 200 cm de testigo, el nivel regular es estable a los 300 SI, mientras de desde los 200 cm hacia el techo, es estable a los 250 SI (figura 5.23).

Por otro lado, en el testigo 19, se reconocen patrones similares. En este caso, el nivel de base es estable en los 300 SI y se reconocen 2 *peaks* significativos: el primero entre los 87 y 101 cm y uno más pequeño entre los 30 y 44 cm. Se observan también dos zonas con valores relativamente bajos de susceptibilidad, a los 65 cm y a los 83 cm (figura 5.23).

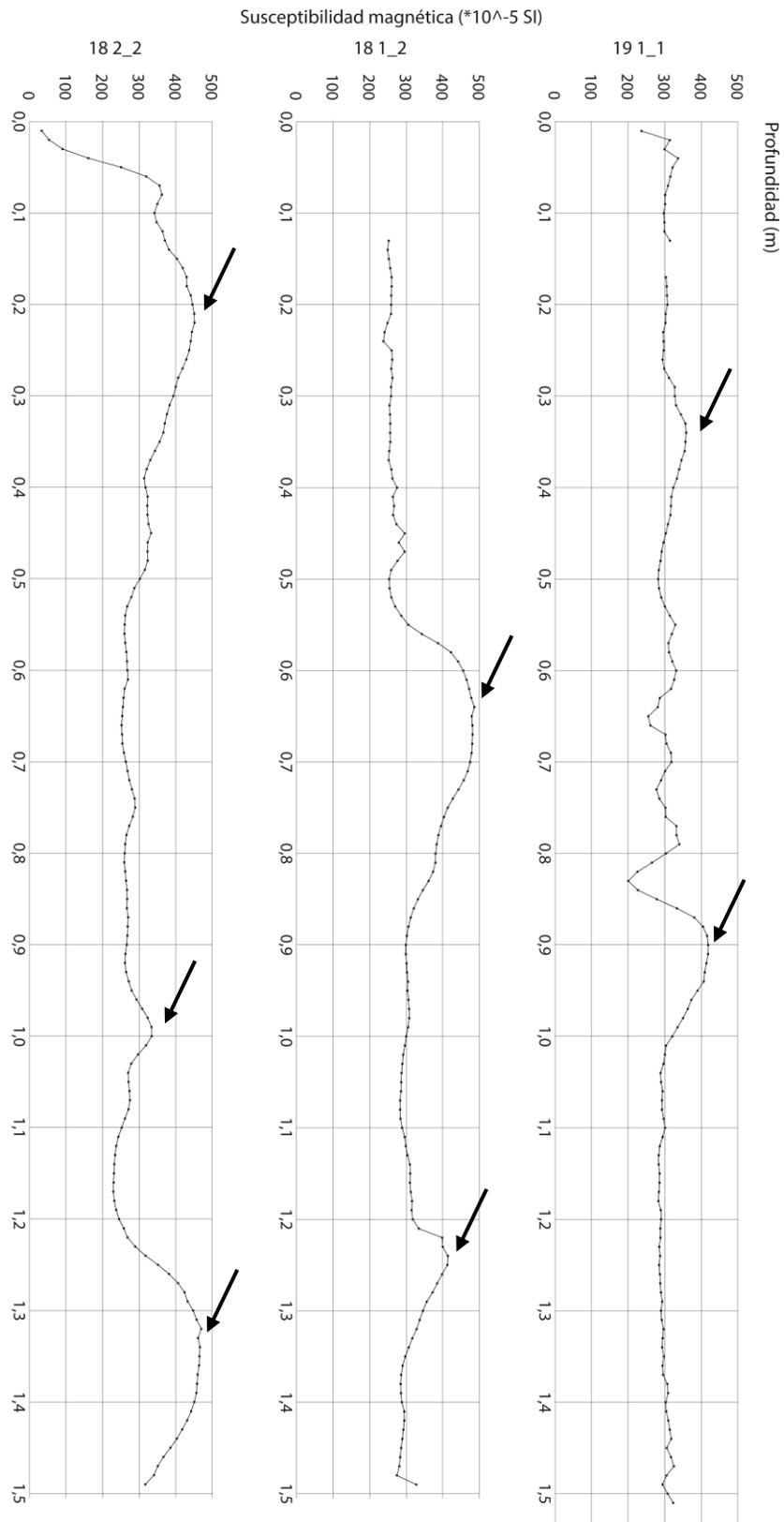


Figura 5.23: Susceptibilidad magnética corregida de los testigos estudiados. Las flechas indican peaks importantes. Elaboración propia.

### 5.3.4 GRANULOMETRÍA

El muestreo para granulometría se realizó pensando en variaciones de atenuación en la tomografía, de susceptibilidad magnética y de litofacies. Considerando estas variaciones, se realizó una definición de unidades que incluyen a las unidades tomográficas caracterizadas en la sección 5.3.2.2. Parámetros sedimentológicos como asimetría, curtosis, selección y promedios fueron calculados usando Gradistat (Blott & Pye, 2001) y considerando el método de los momentos geométrico. Para cada testigo, de base a techo, las unidades definidas son:

#### - Testigo 18

- Unidad 18-A: muestra predominancia de limo y dos modas destacables: la principal cerca de los 8  $\mu\text{m}$  (limo muy fino a fino) y una secundaria cerca de los 85  $\mu\text{m}$  (arena muy fina). Una de las curvas también tiene una moda en los 0,6  $\mu\text{m}$  (arcillas) y corresponde a una muestra que toma gran parte de la estructura de inyección presente en esta unidad. Según los parámetros presentados en la tabla 5.4, esta unidad está pobremente seleccionada, es simétrica y mesocúrtica. Las muestras de esta unidad tienen en general más porcentaje de arenas que el de unidades de mayor atenuación y susceptibilidad magnética.

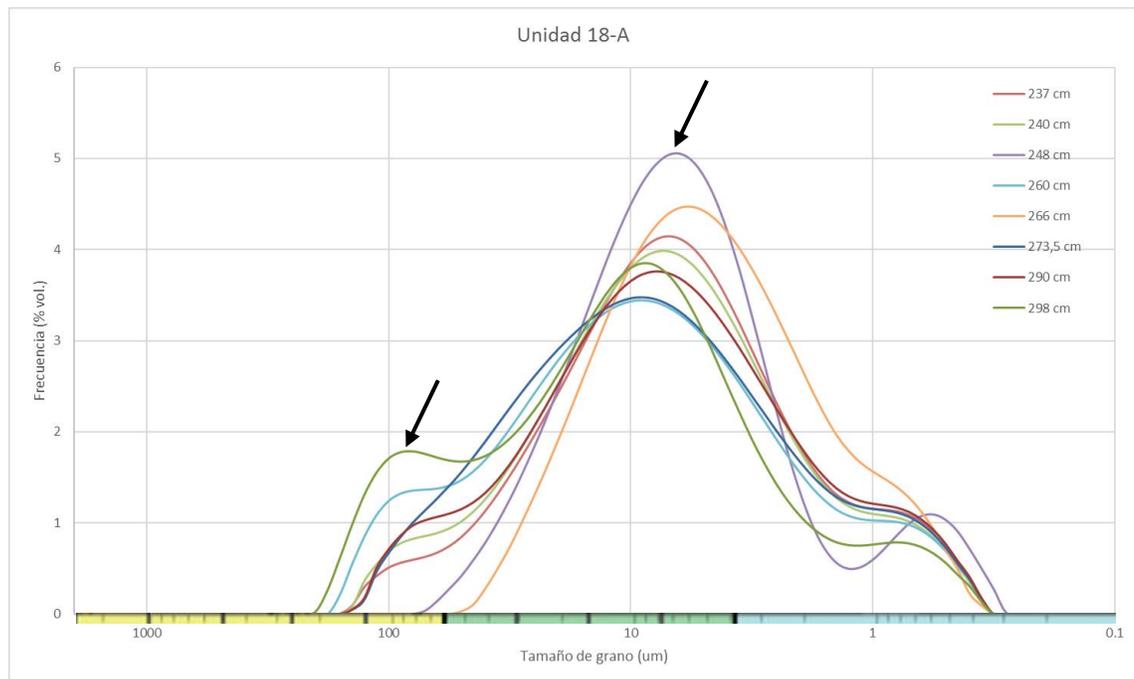


Figura 5.24: Distribución de tamaños de grano de la unidad 18-A. Las flechas indican las modas principales. Elaboración propia.

- Unidad 18-B: muestra principalmente mayores volúmenes de limo y arcilla, además de una sola moda destacable entre los 7 y 12  $\mu\text{m}$  (limo muy fino a fino. Según los parámetros presentados en la tabla 5.4, esta unidad está pobremente seleccionada, es simétrica y mesocúrtica (casi en el límite con el rango platycúrtico).

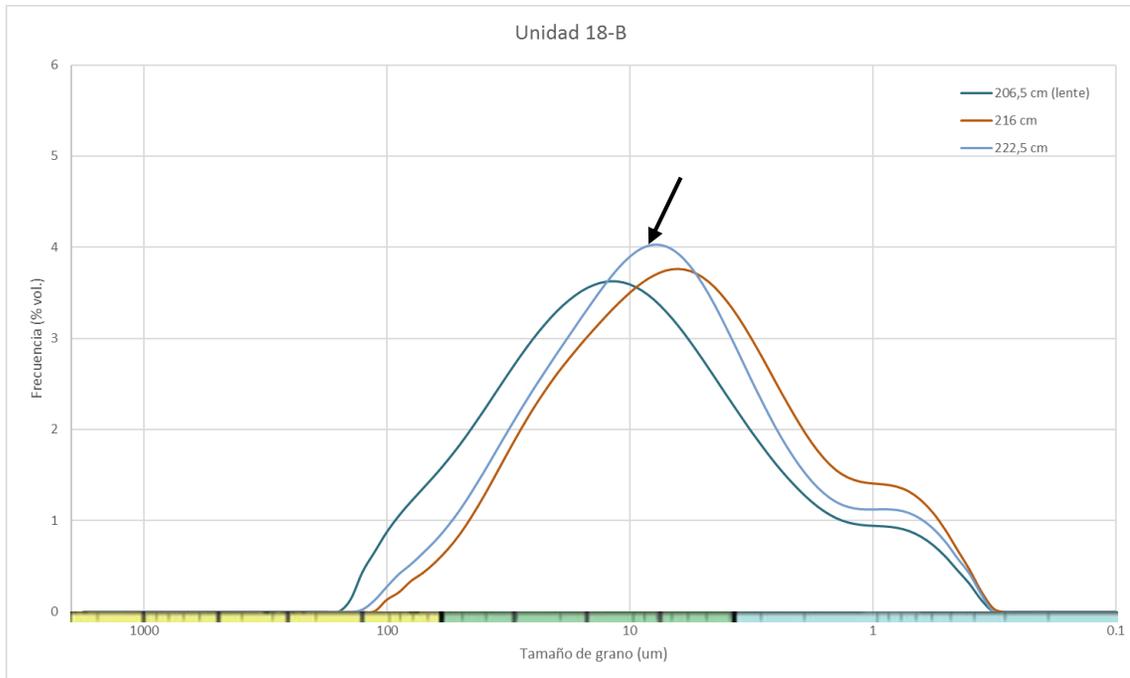


Figura 5.25: Distribución de tamaños de grano de la unidad 18-B. Las flechas indican las modas principales. Elaboración propia.

- Unidad 18-C: muestra predominancia de limo y una presencia considerable de arena. Existen tres modas destacables: la principal cerca de los 9  $\mu\text{m}$  (limo fino), una secundaria cerca de los 150  $\mu\text{m}$  (arena fina) y otra cerca de los 0,9  $\mu\text{m}$  (arcillas). Una de las curvas también tiene una moda en los 1500  $\mu\text{m}$  (arena muy gruesa). Según los parámetros presentados en la tabla 5.4, esta unidad está muy pobremente seleccionada, es simétrica y mesocúrtica. Al igual que en la unidad 18-A, las muestras de esta unidad tienen en general más porcentaje de arenas que el de unidades de mayor atenuación y susceptibilidad magnética.

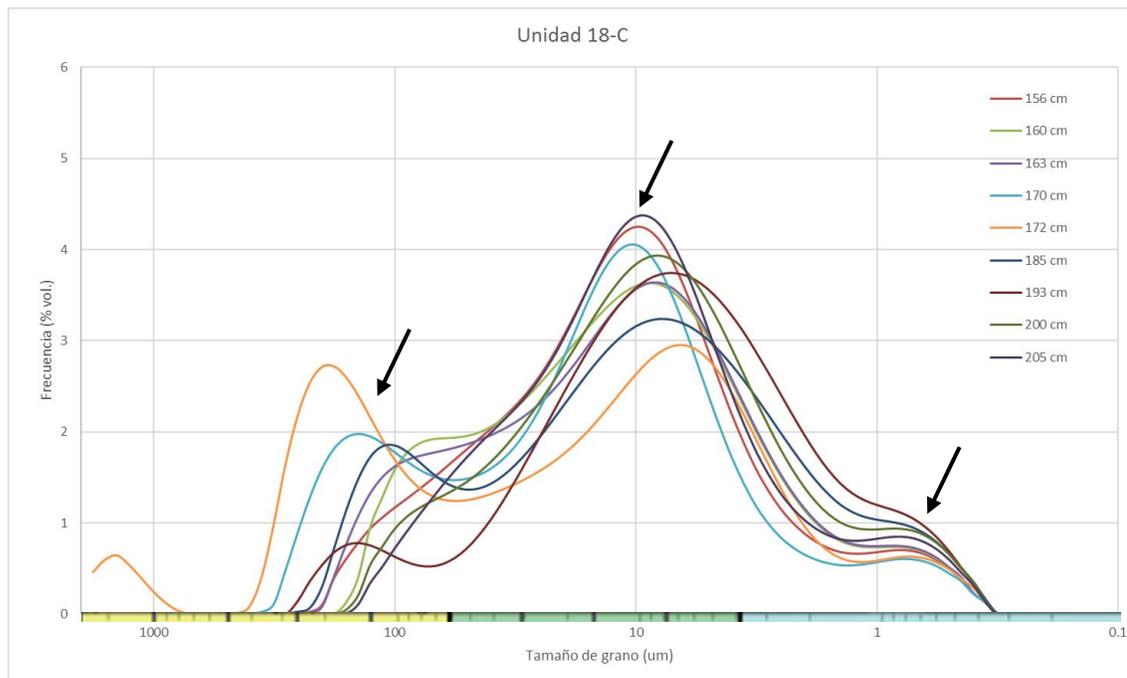


Figura 5.26: Distribución de tamaños de grano de la unidad 18-C. Las flechas indican las modas principales. Elaboración propia.

- Unidad 18-D: muestra predominancia principalmente de limo. Existen dos modas destacables: la principal cerca de los 9,8  $\mu\text{m}$  (limo fino) y una secundaria cerca de los 0,87  $\mu\text{m}$  (arcillas). La curva más gruesa es de una muestra ubicada en el límite con la unidad superior. Según los parámetros presentados en la tabla 5.4, esta unidad está muy pobremente seleccionada, es simétrica y mesocúrtica.

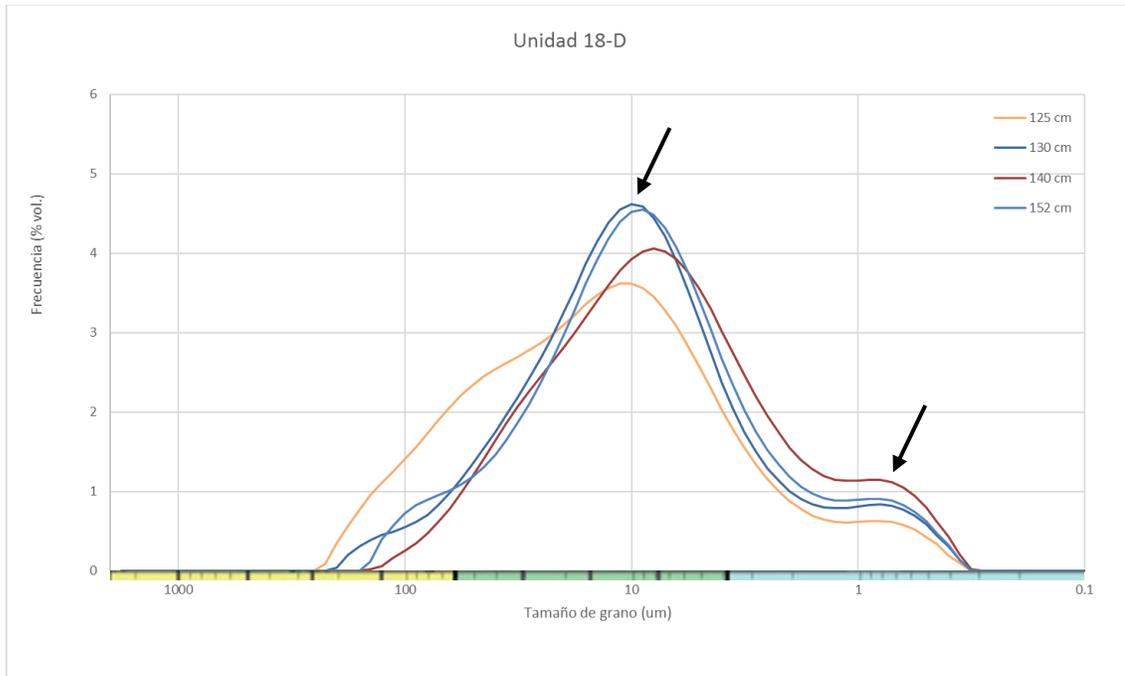


Figura 5.27: Distribución de tamaños de grano de la unidad 18-D. Las flechas indican las modas principales. Elaboración propia.

- Unidad 18-E: muestra predominancia de limo y una presencia considerable de arena. Existen tres modas destacables: la principal cerca de los 8  $\mu\text{m}$  (limo fino), una secundaria cerca de los 150  $\mu\text{m}$  (arena fina) y otra cerca de los 0,85  $\mu\text{m}$  (arcillas). Las dos curvas que no tienen la moda secundaria corresponden a muestras sacadas de zonas más homogéneas de esta unidad, sin muchas laminaciones. Según los parámetros presentados en la tabla 5.4, esta unidad está muy pobremente seleccionada, es simétrica y es platycúrtica (casi en el límite con el rango mesocúrtico).

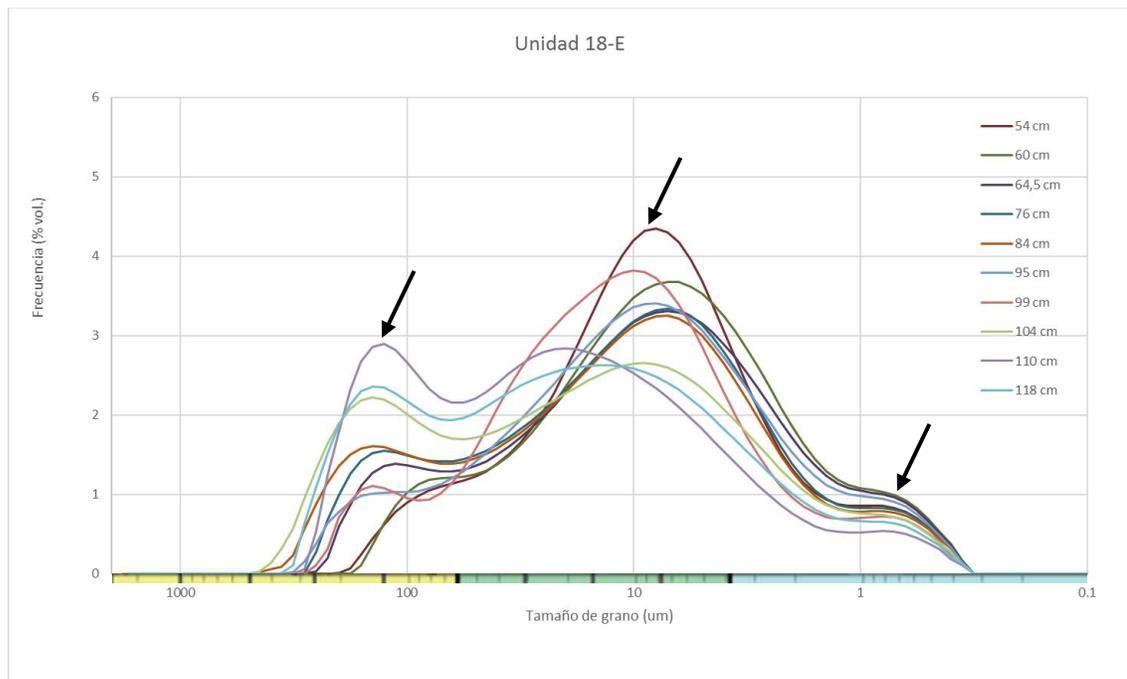


Figura 5.28: Distribución de tamaños de grano de la unidad 18-E. Las flechas indican las modas principales. Elaboración propia.

- Unidad 18-F: muestra predominancia principalmente de limo. Existen dos modas destacables: la principal cerca de los 8,2  $\mu\text{m}$  (limo fino) y una secundaria cerca de los 0,9  $\mu\text{m}$  (arcillas). La curva más gruesa corresponde a una muestra sacada de un lente. Según los parámetros presentados en la tabla 5.4, esta unidad está muy pobremente seleccionada, es simétrica y mesocúrtica.

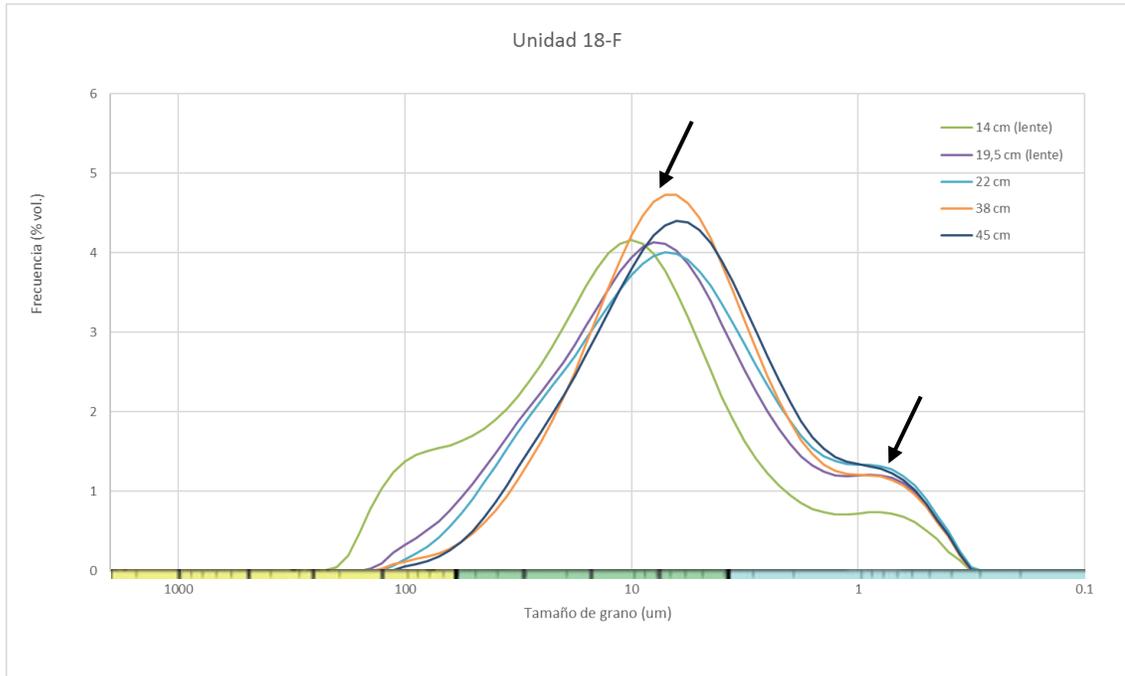


Figura 5.29: Distribución de tamaños de grano de la unidad 18-F. Las flechas indican las modas principales. Elaboración propia.

- Unidad 18-G: muestra predominancia de limo y una presencia considerable de arena. Las modas son similares a las de la unidad 18-E, en limo fino, arena fina y arcillas. Según los parámetros presentados en la tabla 5.4, esta unidad está pobremente seleccionada, es simétrica y es mesocúrtica.

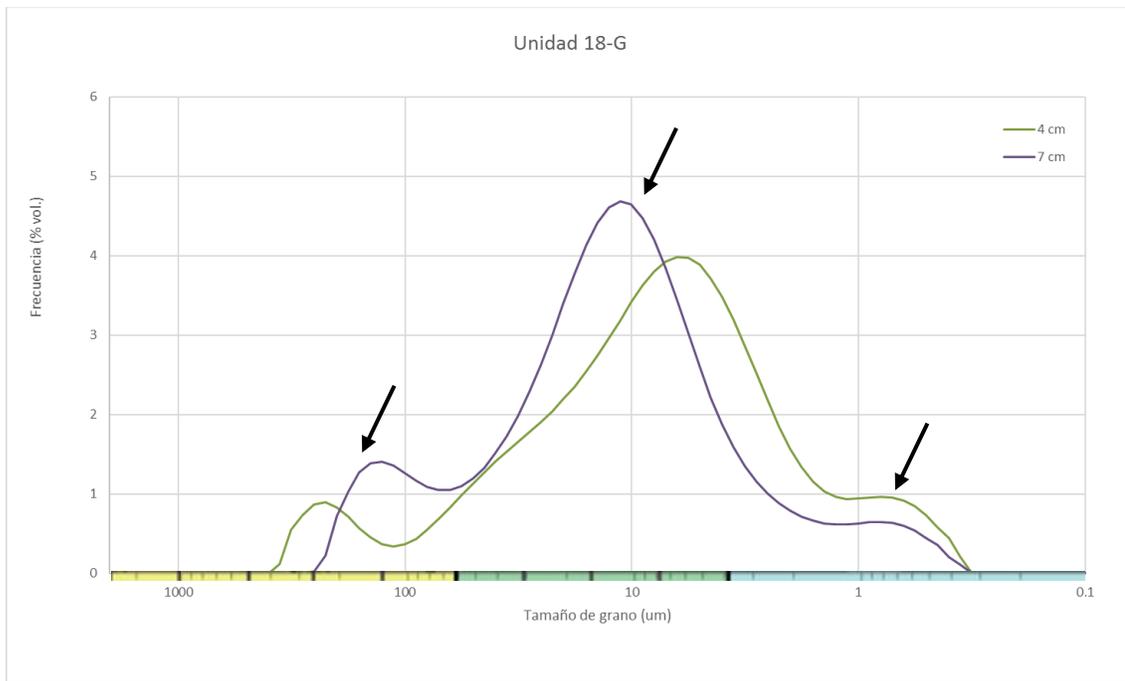


Figura 5.30: Distribución de tamaños de grano de la unidad 18-G. Las flechas indican las modas principales. Elaboración propia.

Los parámetros sedimentológicos de las unidades del testigo 18, así como su clasificación, se presentan en la tabla 5.4:

Tabla 5.4: Promedio de los parámetros de las unidades del testigo 18.

Unidad	Promedio	Selección	Asimetría	Curtosis	Clasificación
<b>18-A</b>	7,879	3,408	-0,183	2,663	Limo medio
<b>18-B</b>	8,02	3,41	-0,25	2,56	Limo medio
<b>18-C</b>	12,4	4,1	-0,08	2,63	Limo medio con arena muy fina
<b>18-D</b>	10,17	3,43	-0,28	2,86	Limo medio
<b>18-E</b>	13,443	4,302	-0,057	2,505	Limo medio con arena muy fina
<b>18-F</b>	7,49	3,25	-0,22	2,7	Limo medio
<b>18-G</b>	11,174	3,849	-0,121	2,672	Limo medio

## - Testigo 19

- Unidad 19-A: muestra predominancia de limo y una moda predominante en los 8,3  $\mu\text{m}$  (limo muy fino a fino). Una de las curvas también tiene una moda en los 134  $\mu\text{m}$  (arena fina) y corresponde a una muestra tomada de un lente. Según los parámetros presentados en la tabla 5.5, esta unidad está pobremente seleccionada, es simétrica y está en el límite entre mesocúrtica y platycúrtica.

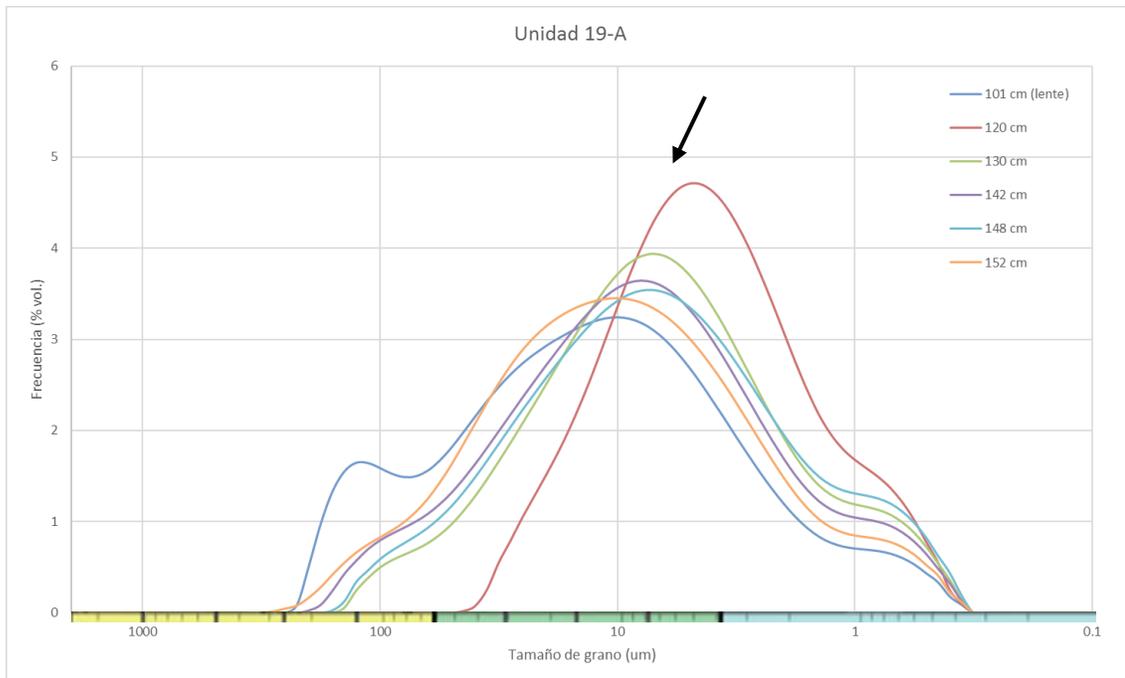


Figura 5.31: Distribución de tamaños de grano de la unidad 19-A. Las flechas indican las modas principales. Elaboración propia.

- Unidad 19-B: muestra predominancia principalmente de limo. Las modas son 6,7, 10,6 y 26,7  $\mu\text{m}$ , siendo la más gruesa la correspondiente a una muestra en el límite con la unidad inferior. Según los parámetros presentados en la tabla 5.5, esta unidad está muy pobremente seleccionada, es simétrica y está en el límite entre mesocúrtica y platycúrtica.

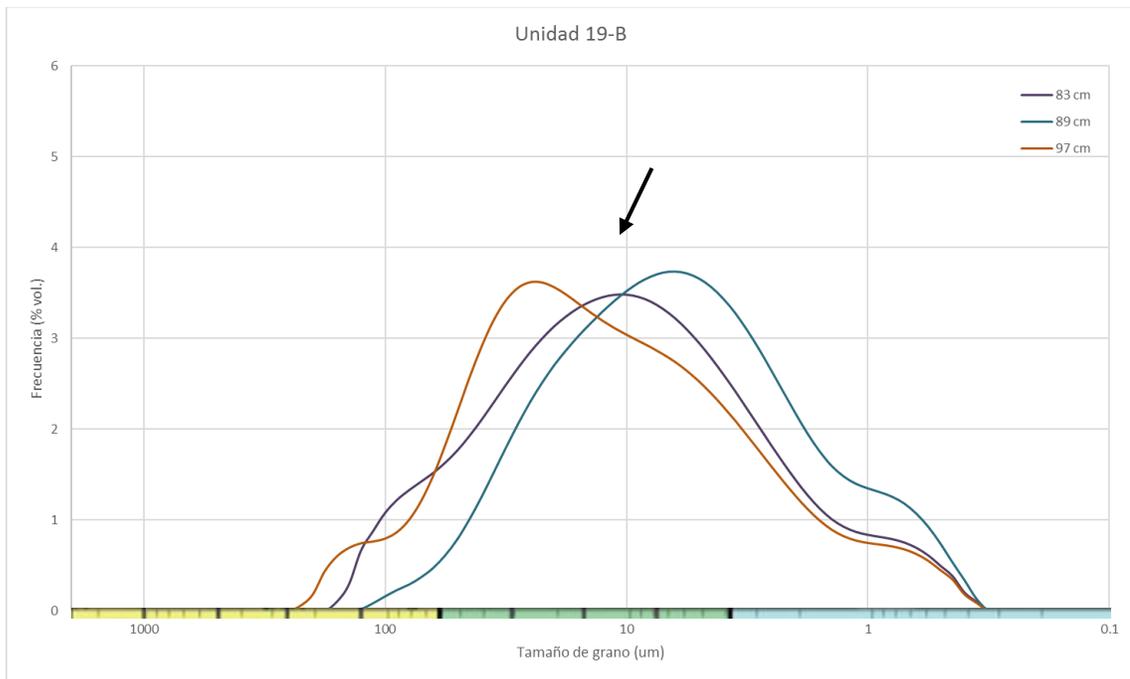


Figura 5.32: Distribución de tamaños de grano de la unidad 19-B. Las flechas indican las modas principales. Elaboración propia.

- Unidad 19-C: muestra predominancia de limo y dos grupos de curvas. El primer grupo tiene dos modas: una en los 14,5 µm (limo fino) y otra en los 130 µm (arena fina). El segundo grupo tiene solo una moda principal a los 7 µm y corresponde a muestras de la zona inferior de esta unidad. Según los parámetros presentados en la tabla 5.5, esta unidad está pobremente seleccionada, es simétrica y mesocúrtica.

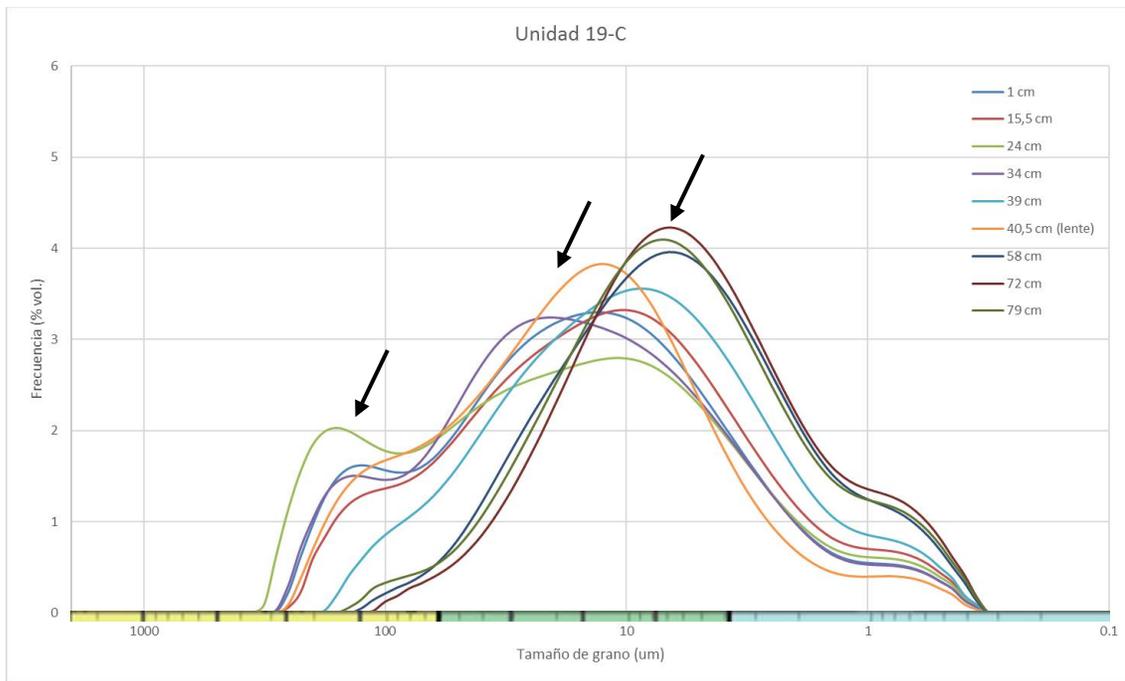


Figura 5.33: Distribución de tamaños de grano de la unidad 19-C. Las flechas indican las modas principales. Elaboración propia.

Los parámetros sedimentológicos de las unidades del testigo 19, así como su clasificación, se presentan en la tabla 5.5:

Tabla 5.5: Promedio de los parámetros de las unidades del testigo 19.

Unidad	Promedio	Selección	Asimetría	Curtosis	Clasificación
<b>19-A</b>	8,52	3,48	-0,104	2,55	Limo fino
<b>19-B</b>	9,75	3,5	-0,22	2,55	Limo medio
<b>19-C</b>	12,13	3,67	-0,15	2,6	Limo medio con arena muy fina

### 5.3.5 INTEGRACIÓN DE DATOS DE LOS TESTIGOS

Integrando todos los datos obtenidos sobre los testigos, se pueden definir dos grupos de unidades con características similares. El primero, conformado por las unidades 18-B, 18-D, 18-F, 18-G y 19-B, así como por varias unidades tomográficas (sección 5.3.2.2) dentro de otras unidades; tiene una alta atenuación y una alta susceptibilidad magnética. En general, tiene menos estructuras que el segundo grupo: solo algunas laminaciones finas,

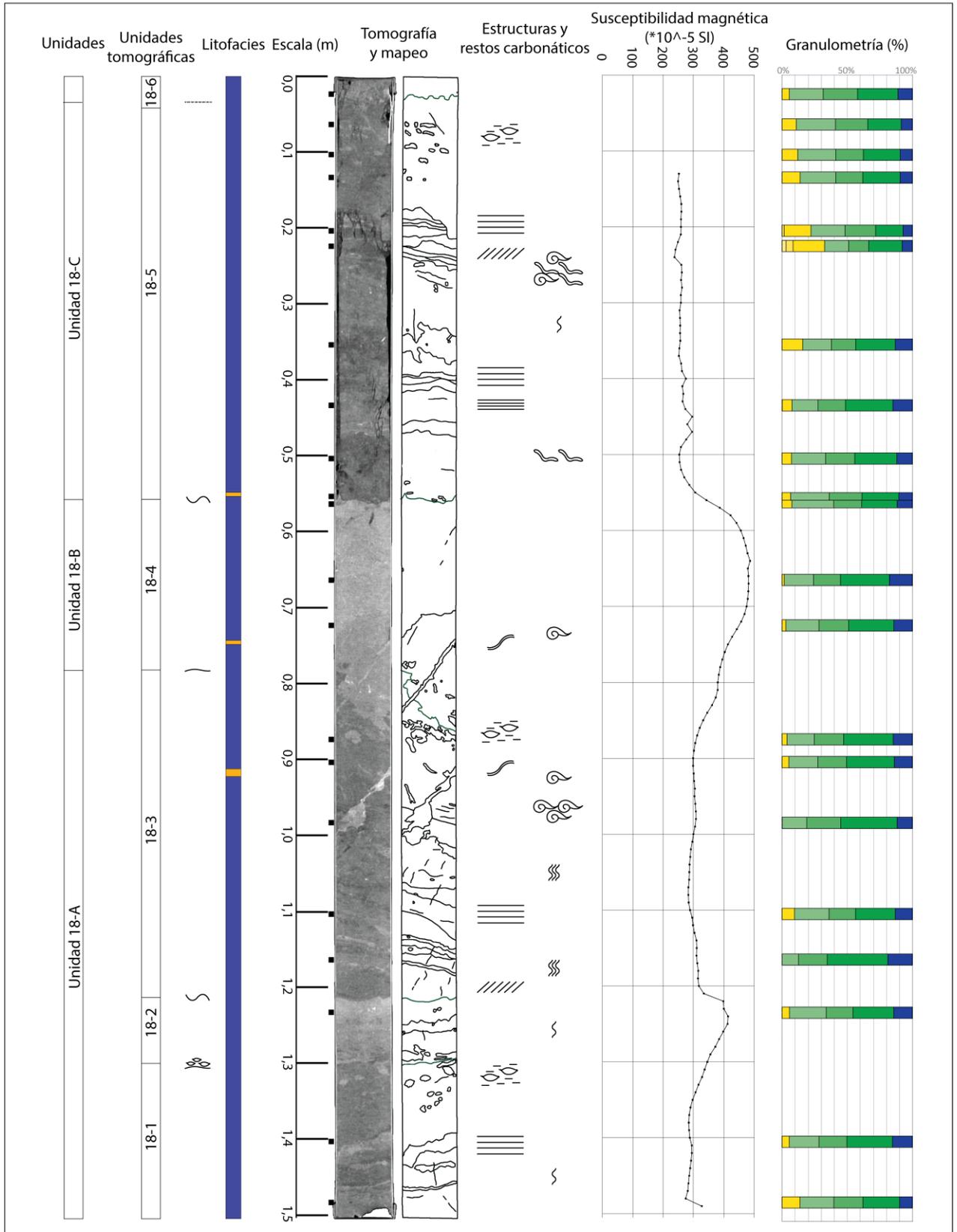
estructuras de inyección y menor presencia de bioturbación y restos carbonáticos. Los contactos con las otras unidades presentan un notable contraste de atenuación en la mayoría de los casos, aunque también se dan algunos contactos transicionales. Su espesor varía entre 30 y 40 cm en el caso de los niveles más potentes, sin embargo, hay laminaciones finas que pertenecerían a este grupo cuyo espesor es milimétrico. Con respecto a la distribución granulométrica, se observan menores porcentajes de arena y mayores porcentajes de limo en las muestras medidas de este grupo.

El segundo grupo está conformado por las unidades 18-A, 18-C, 18-E, 19-A y 19-C, así como también por subunidades dentro de unidades del primer grupo. Tiene una baja a media atenuación y una baja susceptibilidad magnética, en torno a las 250-300 unidades SI. En él se reconocen muchas más estructuras que en el primer grupo, entre las que destacan laminaciones finas y medias, estratificación cruzada, abundantes lentes en algunas zonas, estructuras de inyección de un material de mayor atenuación y, en general, una mayor presencia de restos carbonáticos y de bioturbación. Los espesores de las unidades que lo conforman son mayores a los de las unidades del primer grupo, variando entre 40 y 80 cm. Con respecto a la distribución granulométrica, se observan mayores porcentajes de arena y menores porcentajes de limo en las muestras medidas de este grupo.

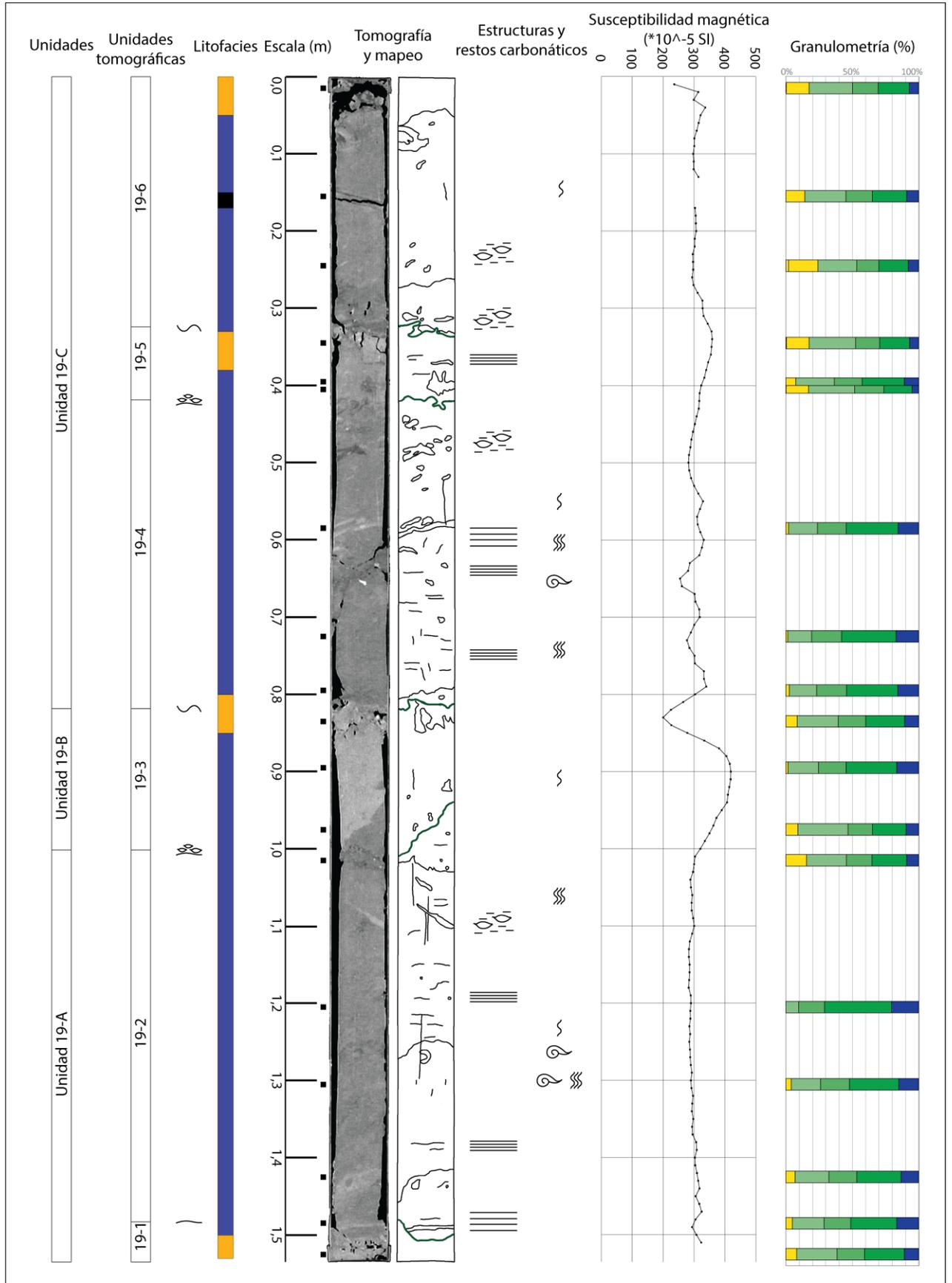
A continuación, se presentan imágenes resumen de las características de los dos testigos:



B



C



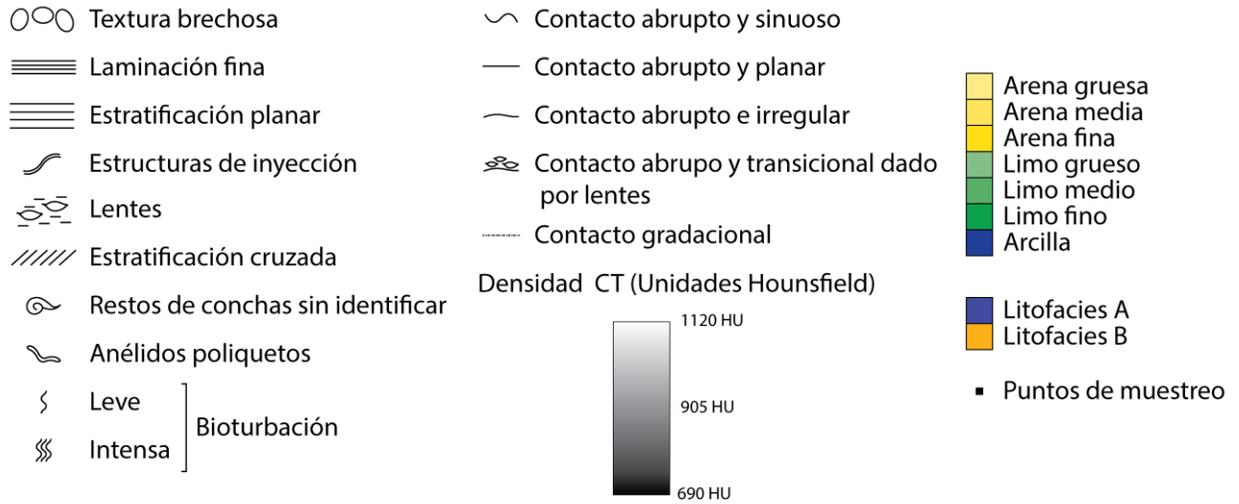


Figura 5.34: Definición de unidades y propiedades de (A) la parte superior del testigo 18, (B) la parte inferior del testigo 18 y (C) el testigo 19. Elaboración propia.

## **CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN**

### **6.1 DEFINICIÓN DE TURBIDITAS**

En esta sección, se discute sobre las características y propiedades adecuadas para la definición de turbiditas en los testigos sedimentarios analizados, considerando que son sedimentos de grano fino y el ambiente del cual fueron extraídos. En base a lo anterior, se propone qué niveles corresponden a turbiditas.

En primer lugar, se interpretan las variaciones de susceptibilidad magnética como indicadoras de abundancia de sedimentos magnéticos, correlacionables con material siliciclástico continental. Dado que esta propiedad representa la capacidad de magnetizarse de un determinado material, señales altas de susceptibilidad magnética se interpretan como producto de sedimentos con mayor aporte continental, menor aporte hemipelágico y menor cantidad de materia orgánica.

Por otro lado, la atenuación de rayos X es una función de la composición del material (número atómico efectivo) y de la densidad, por lo que una mayor presencia de materia orgánica y agua tienen un efecto reductor en la atenuación de rayos X. Por lo anterior, se consideran como turbiditas los niveles de mayor atenuación. Pese a ello, también hay variaciones de atenuación en niveles hemipelágicos, que pueden deberse a variaciones en el contenido de materia orgánica.

En base a los criterios anteriores, a estructuras sedimentarias y a características de los contactos (ver sección 3.1), se proponen niveles correspondientes a turbiditas, distinguiéndose dos grupos de ellas.

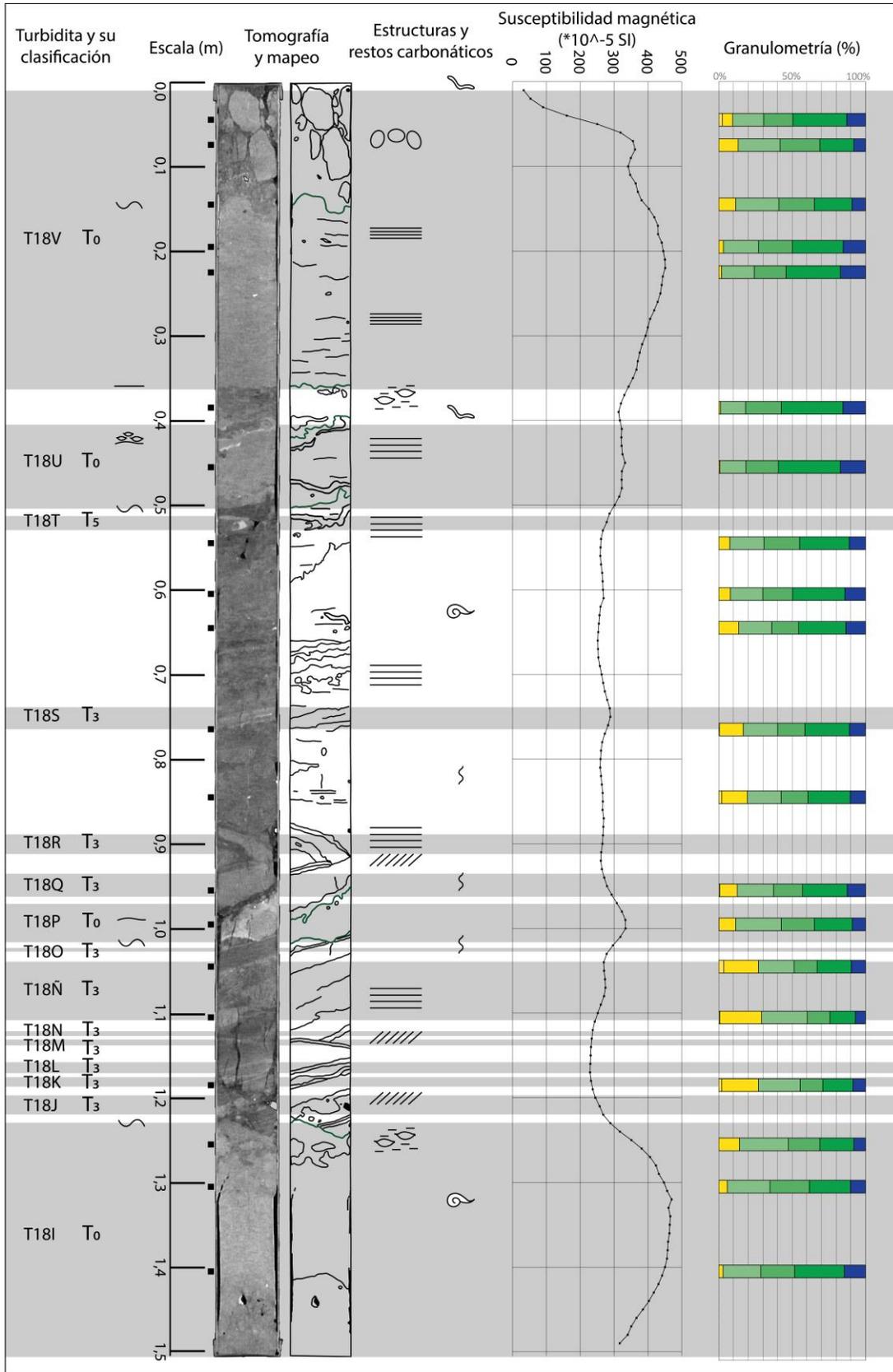
El primer grupo corresponde a turbiditas de mayor espesor, variando entre 5 y 35 cm. Estas son las turbiditas T18C, T18F, T18I, T18P, T18U y T18V en el caso del testigo 18 (figura 6.1A y 6.1B); y T19E y T19G en el caso del testigo 19 (figura 6.1C). Estos niveles cumplen con los criterios de alta susceptibilidad magnética y alta atenuación y, basándose en estructuras sedimentarias, calzan con la definición de  $T_0$  propuesta por Stow y Shanmugam (1980). Además de ello, se observan contactos abruptos, muchas veces sinuosos, que se interpretan como contactos erosivos. Por otro lado, la presencia de estructuras de inyección de un material más denso en un material menos denso es común en las  $T_0$  (Stow y Shanmugam, 1980), rasgo presente en dos de estos niveles del testigo 18. También, lentes/pseudonódulos en la base de estos niveles es común y da cuenta de estructuras de carga aisladas (Stow y Shanmugam, 1980). A su vez, este grupo se correlaciona con el primer grupo de unidades definido en la sección 5.3.5 y con algunas unidades

tomográficas de alta atenuación (sección 5.3.2.2), dentro de unidades del segundo grupo.

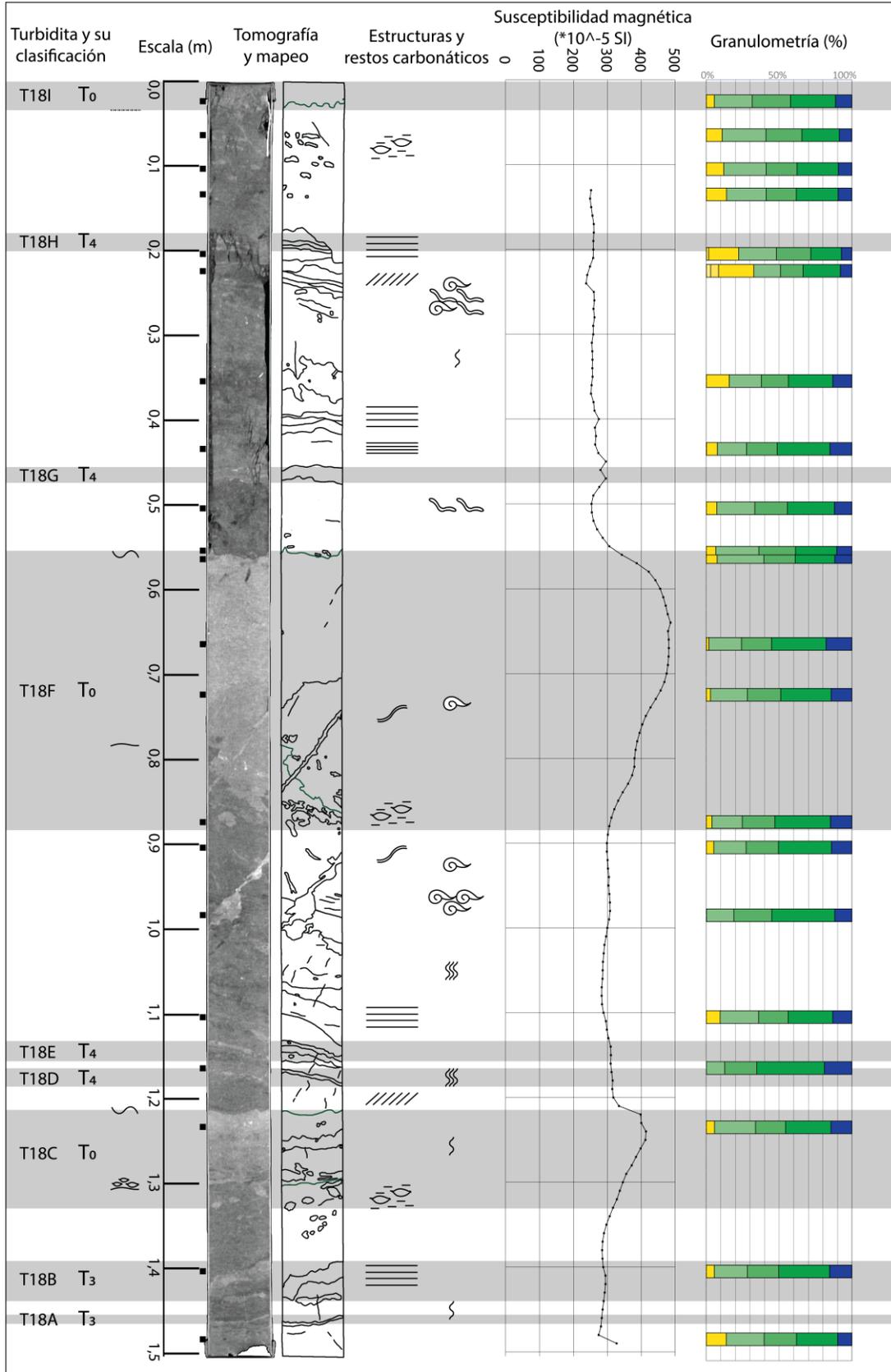
El segundo grupo lo constituyen todo el resto de las turbiditas definidas y se caracterizan por tener un menor espesor que las del primer grupo, variando entre 5 mm y 7 cm. Corresponde a laminaciones de alta atenuación dentro del segundo grupo de unidades de la sección 5.3.5. En general, tienen menor atenuación de rayos X, pero siempre mayores a los niveles no turbidíticos. Es importante notar que estas, en general, no marcan *peaks* de susceptibilidad magnética ya que la resolución de esta (medición del volumen correspondiente a 2 cm) no alcanza para registrarla. Según las divisiones propuestas por Stow y Shanmugam (1980), y considerando las estructuras sedimentarias reconocidas, corresponden a T<sub>3</sub> (laminaciones regulares), T<sub>4</sub> (laminaciones indistintas y delgadas, menos continuas) y T<sub>5</sub> (laminaciones leves y convolutas, menos continuas).

El resto de los niveles del testigo corresponde a material hemipelágico, caracterizados por una baja atenuación, baja susceptibilidad magnética, algunas laminaciones internas y mayor presencia de bioturbación y restos carbonáticos. Estos niveles se correlacionan con las zonas de baja atenuación de las unidades del segundo grupo en la sección 5.3.5.

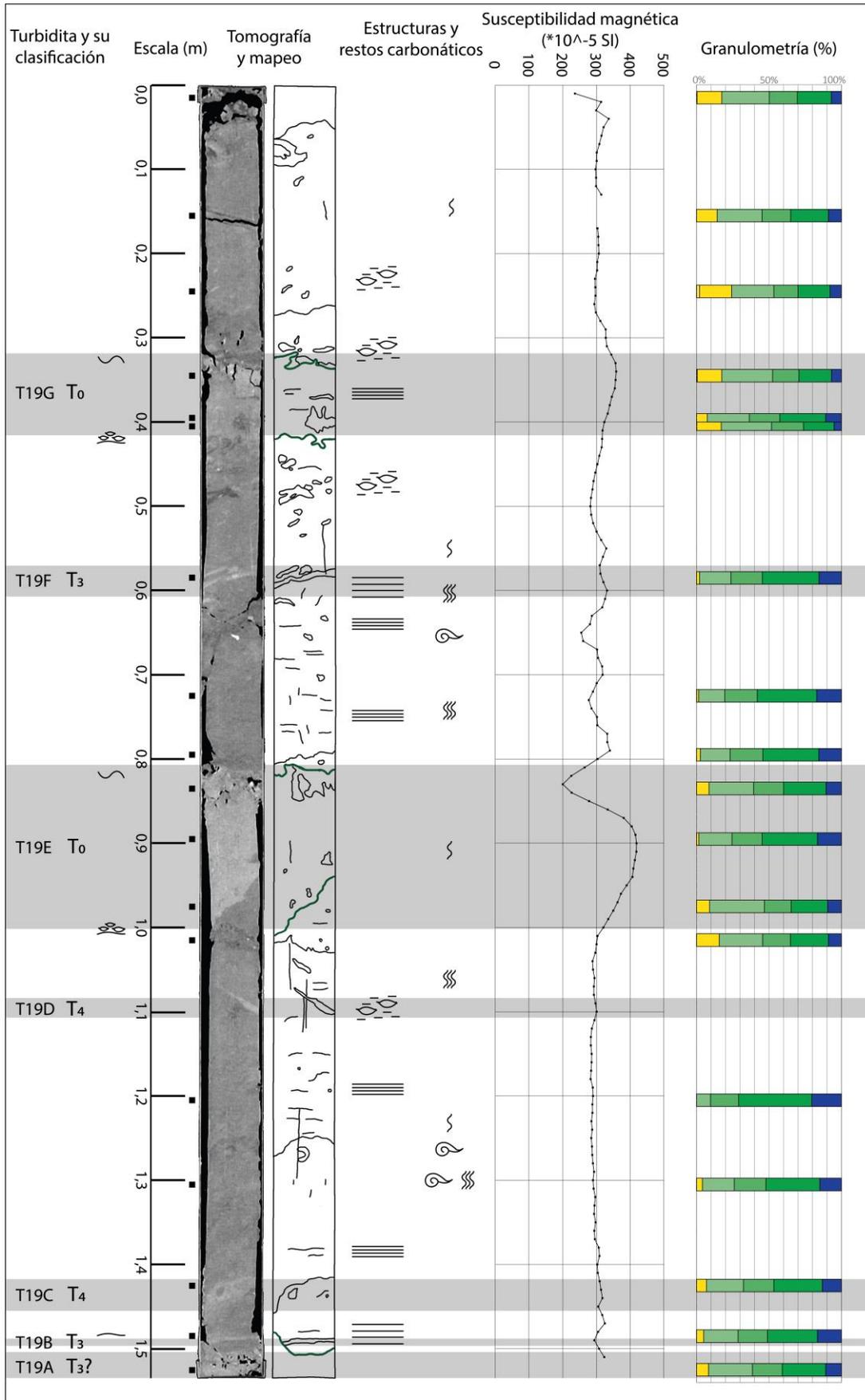
A



B



C



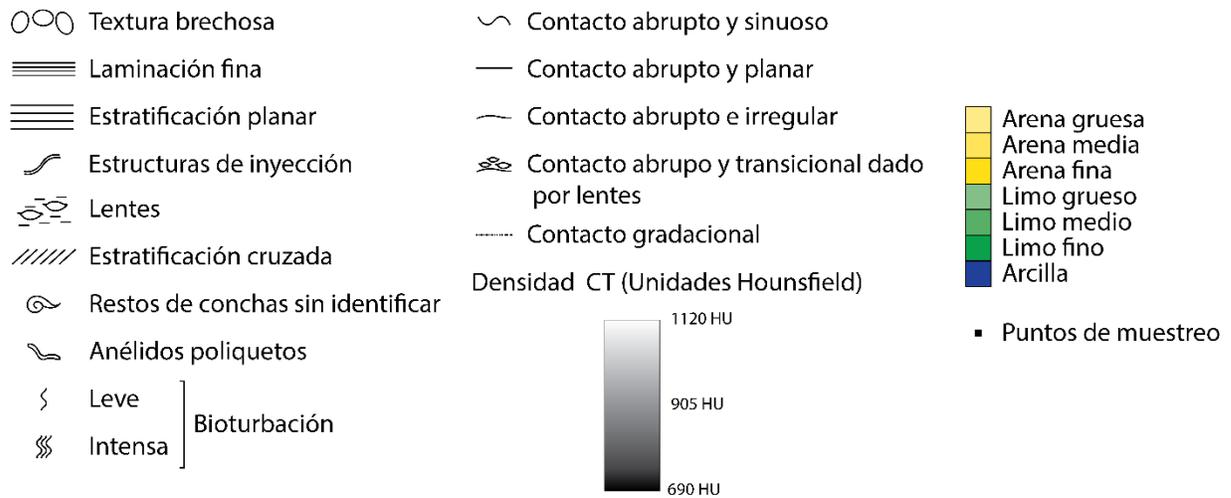


Figura 6.1: Definición de turbiditas (niveles grises destacados) y propiedades de estas en (A) la parte superior del testigo 18, (B) la parte inferior del testigo 18 y (C) el testigo 19. Elaboración propia.

La posibilidad de que una capa turbidítica fina sea erosionada por una corriente de turbidez posterior, resultando en una turbidita amalgamada no-sincrónica, siempre debe ser considerada (Van Daele *et al.*, 2017). En esta publicación, los autores proponen términos apropiados para referirse a distintos tipos de turbiditas: “turbiditas apiladas” (*stacked turbidites*) para turbiditas que están apiladas y que se puede demostrar que son no-sincrónicas; y “turbidita amalgamada” para turbiditas en ambiente (hemi)pelágico que muestran patrones de amalgamación debido a desencadenamiento sincrónico, a veces por erosión. Este último término implica que es una única turbidita, compuesta de una amalgamación de depósitos de distintos flujos, y no turbiditas separadas una arriba de otra. En el caso de que se pueda demostrar que la amalgamación es por erosión, se puede usar el término “turbiditas amalgamadas”.

En el caso de las turbiditas definidas en este estudio, solo algunas del segundo grupo presentan evidencias de amalgamación o apilamiento, con laminaciones finas y medias superpuestas una arriba de otra (por ejemplo, T18G o T18S). Sin embargo, la gran mayoría no presenta este tipo de evidencias, correspondiendo a laminaciones con material hemipelágico entre ellas. En el caso de la turbiditas del primer grupo, las del testigo 18 presentan variaciones de atenuación marcadas, dadas por contactos y estructuras internas que sugieren amalgamación o apilamiento. Tal es el caso de T18C, con un nivel superior de mayor atenuación; T18F con el mismo caso y además una estructura de inyección que corta la parte inferior de la turbidita; T18I con un nivel basal de menor atenuación, un nivel medial de mayor atenuación

separado del techo de la turbiditas por un contacto abrupto y presencia de lentes; T18P con una contacto interno irregular; T18U con contactos internos y una laminación media de mayor atenuación; y T18V con un contacto interno marcado que separa una parte inferior regular de la turbiditas de una parte superior notablemente brechosa. Estas variaciones internas están ausentes en las turbiditas del primer grupo en el testigo 19. Cabe destacar que no hay evidencia suficiente para distinguir si corresponden a turbiditas apiladas (no sincrónicas) o turbiditas amalgamadas (sincrónicas).

Con respecto a las diferencias entre ambos testigos, es destacable que el testigo 18 tiene una cantidad considerablemente mayor de turbiditas. En particular, esta diferencia es más notoria en las turbiditas del segundo grupo: se definen 17 en los 303 cm del testigo 18 y 5 en los 153,5 cm del testigo 19. También, las turbiditas del primer grupo (más gruesas) son aún más potentes que en el testigo 19. Dado que las cuencas en que se ubican no son tan lejanas, ambos lugares han sido afectados por los mismos terremotos y sin gran diferencia en la intensidad de ellos. Esto sugiere, entonces, que existe un control de primer orden de la fuente, ya sea de rasgos morfológicos de esta o de material sedimentario disponible, así como también del mecanismo de transporte y deposición de las corrientes de turbidez.

La granulometría de ambos testigos muestra distribuciones similares de limos con mayor o menor presencia de arena. Las muestras de mayor granulometría, bimodales con modas en arena fina y limo fino a muy fino, se correlacionan con zona de laminaciones, estratificación y/o presencia de lentes, siendo estos rasgos de mayor atenuación. En el caso del testigo 18, las turbiditas del segundo grupo (delgadas) se caracterizan por un mayor porcentaje de arena. Por otro lado, las turbiditas del primer grupo (gruesas) son más variables: en algunas zonas son bimodales y en otras unimodales, sin mostrar un patrón claro, pero con una tendencia general a una menor cantidad de arena que las del segundo grupo. En el caso del testigo 19, esta distinción entre la granulometría de las turbiditas del primer y segundo grupo está ausente. Más adelante se discute sobre la relación entre el mecanismo de transporte y depositación de las corrientes de turbidez y la granulometría de las turbiditas en ambos testigos.

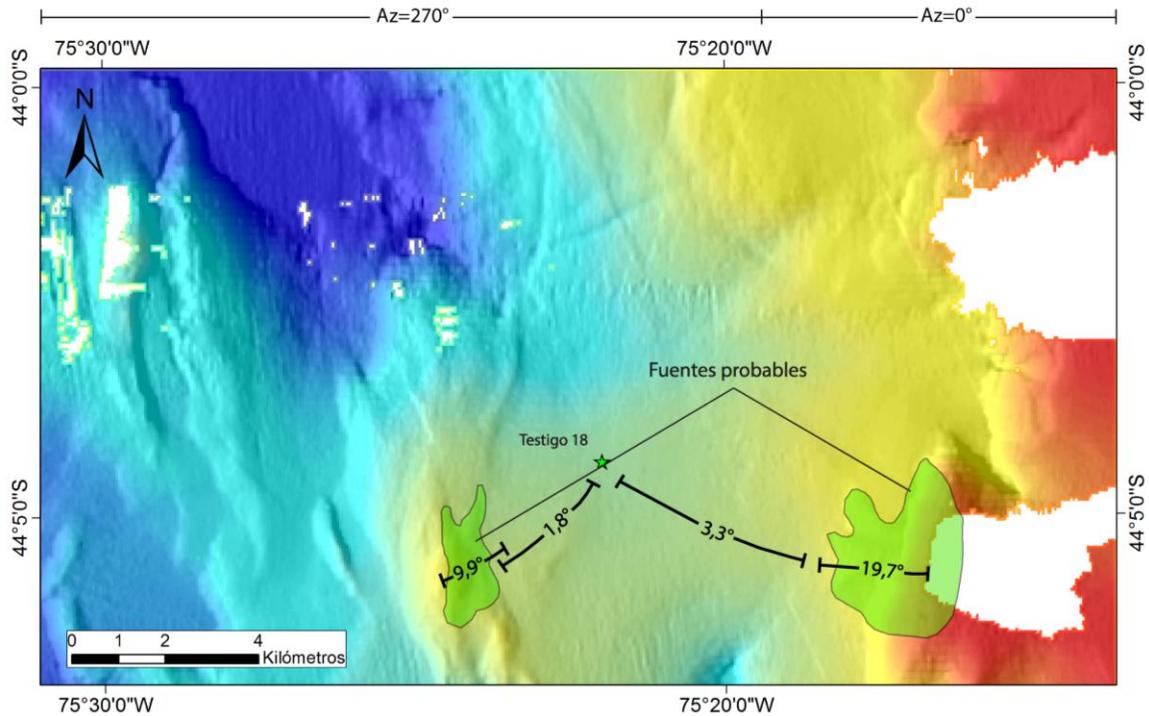
## **6.2 PROCESOS DE SEDIMENTACIÓN**

En esta sección, se discute sobre los procesos de sedimentación activos en periodos recientes que podrían aportar material a la zona donde está ubicado cada testigo. Para ello, se tienen en cuenta las áreas fuente de los sedimentos y los posibles procesos de transporte, erosión y depositación de estos, así como las características del ambiente sedimentario.

Algunos procesos actuales que podrían aportar sedimento a la zona de estudio son la sedimentación hemipelágica, corrientes de turbidez, deslizamientos, corrientes oceánicas, entre otros. Cabe destacar que el cañón principal se considera inactivo, en el sentido de que no se conoce de procesos ni se observan indicadores de que actualmente haya material que sea transportado a través del sistema de cañones desde el continente hacia la fosa, ni se identifican procesos que transporten material sedimentario desde el continente a la plataforma continental exterior. De esto se infiere que, en la zona de estudio, los procesos de generación y transporte de material actúan sobre sedimentos que ya están en el talud o en la plataforma exterior cerca del límite con el talud. En particular, las áreas fuente más probables de los productos de deslizamientos y/o corrientes de turbidez son tanto la plataforma como los altos batimétricos, por la notable diferencia de profundidad con respecto a las cuencas intra-talud locales. Para las zonas de ambos testigos, la plataforma es la fuente más probable dada su cercanía.

Según lo que se observa en la batimetría, los *gullies* y canales que van de plataforma a talud podrían ser importantes fuentes y canalizadores de corrientes de turbidez que originen turbiditas del primer y segundo grupo, particularmente en la zona cercana al testigo 19 (figura 6.3). No obstante, existen zonas donde estos sistemas canalizadores no están tan desarrollados (figura 6.2) y, por ende, el mecanismo de transporte más importante serían corrientes de turbidez tipo manto. En el caso de corrientes de turbidez canalizadas, la depositación de material no estaría limitada a *gullies* y canales, ya que el material más fino puede depositarse en lugares menos profundos que los canales y a distancias mayores (corrientes de desborde).

En la zona donde se ubica el testigo 18 existen dos fuentes importantes (figura 6.2). La primera y más importante es la plataforma continental, unos 6 km al E, que tiene la mayor diferencia de profundidad con la ubicación del testigo. Se reconocen algunos *gullies* que apuntan en la dirección del testigo, sin embargo, no presentan un desarrollo tan marcado como en otras zonas, por lo que representarían un mecanismo de transporte que ha operado menos tiempo o con menos frecuencia y, por ello, se considera de menor relevancia. La otra fuente corresponde a un alto batimétrico a unos 4 km al W que, si bien no tiene una diferencia de profundidad tan significativa en comparación a la otra fuente, se ubica mucho más cerca de la posición del testigo.



### Leyenda

#### Batimetría N cañón (m.b.n.m)

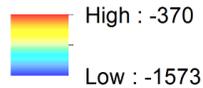
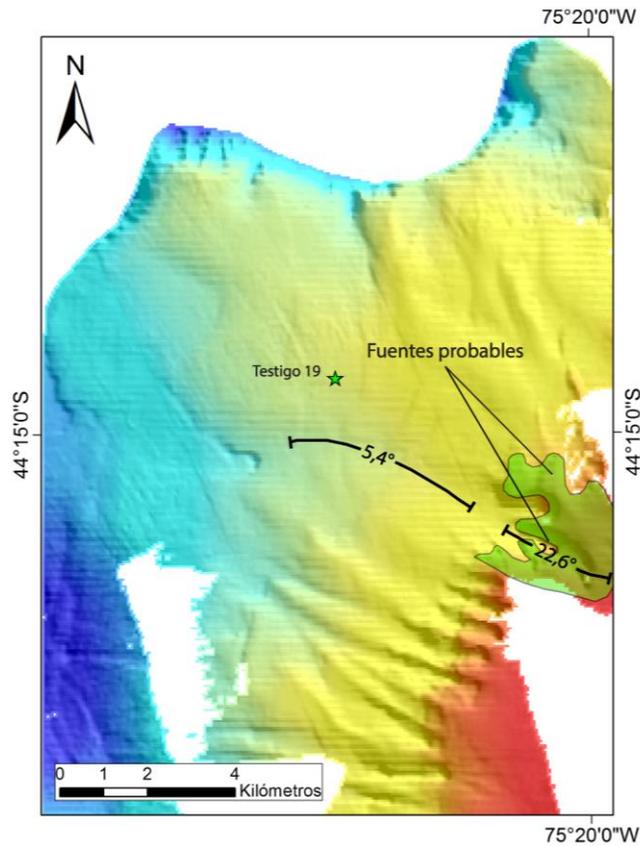


Figura 6.2: Fuentes probables de sedimento a la posición del testigo 18. Elaboración propia.

Por otro lado, en la zona donde se ubica el testigo 19, la única fuente probable es la plataforma continental (figura 6.3), ya que no se observan otras zonas con una diferencia de profundidad considerable. En esta zona, existe un desarrollo de *gullies* mucho mayor que en la zona del testigo 18, extendiéndose por varios kilómetros. Estos representan el mecanismo más probable de transporte de material desde la plataforma al talud y el testigo 19 se ubica en una posición propicia para recibir ese material. Se debe considerar que, en caso de deslizamientos/corrientes de turbidez suficientemente voluminosas, podría predominar un mecanismo de deslizamientos en manto.



### Leyenda

#### Batimetría S cañón (m.b.n.m)

##### Value

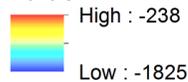


Figura 6.3: Fuentes probables de sedimento a la posición del testigo 19. Elaboración propia.

La distinción entre fuentes tiene sentido con las evidencias de amalgamación en turbiditas del primer grupo del testigo 18, ya que la posición del testigo puede ser alcanzada por corrientes de turbidez originadas en sus dos fuentes. Estas evidencias están ausentes en el testigo 19, lo que tiene sentido dada su única fuente.

## 6.3 SISMOESTRATIGRAFÍA

En las imágenes sísmicas se pueden identificar unidades o facies que indican procesos de remoción, así como también evidencias de fallas como fuentes de sismicidad en la zona de estudio. Es destacable que estas imágenes que no se pueden utilizar para definir turbiditas o depósitos de remoción menores, dado que la resolución de la sísmica no es suficiente para identificar

depósitos que pueden ser centimétricos, así como tampoco distinguir si un nivel en particular corresponde a uno o más depósitos (Shanmugam, 2002).

Para el cálculo de la escala vertical, se utilizó una velocidad de onda en sedimentos marinos en talud continental como un promedio entre los valores de limo: limo arcilloso y limo arenoso, con 1546 m/s y 1644 m/s, respectivamente (Hamilton & Bachman, 1982).

### **6.3.1 PROCESOS DE REMOCIÓN A PARTIR DE SISMOESTRATIGRAFÍA**

Shanmugam (2019), distingue múltiples procesos de transporte de material en ambiente marino profundo, del tipo remociones en masa, entre los que se encuentran deslizamientos (*slides*), deslizamientos rotacionales (*slumps*), flujos de detritos y corrientes de turbidez. Los deslizamientos son masas coherentes de sedimento o cuerpo rígido, que se mueve a través de un plano y no muestra deformación interna. Sísmicamente, se observan reflectores transparentes a caóticos. Los *slumps*, por otro lado, son masas coherentes de sedimento que se mueven en un plano de deslizamiento cóncavo hacia arriba y que experimentan movimientos rotacionales, causando deformación interna. Sísmicamente, pueden ser reconocidos por sus reflectores caóticos. Los flujos de detritos son flujos de sedimento con reología plástica y laminares desde los cuales la depositación ocurre *en masse*. Por último, la definición y características de corrientes de turbidez pueden ser encontradas en la sección 3.1.

De las unidades sísmicas definidas, la S-VII parece ser la única que en su mayoría se compone de depósitos de remoción. Esto dado que no es una unidad continua como la mayoría del resto y se ubica en pendientes elevadas o al pie de estas. Por otro lado, su morfología lobulada con inicio y fin en un área acotada da cuenta de que estos depósitos son más bien locales.

Con respecto a la naturaleza de los depósitos asociados a la S-VII, se puede hacer la distinción entre los que muestran algún tipo de ordenamiento interno y los que no. Como se observa en la figura 6.4, muchos de los depósitos correspondientes a la S-VII si tienen ordenamiento interno, de varios lóbulos conformando un lóbulo más grande (1). Esto se interpreta como remociones distintas, aunque no se distingue si corresponden a deslizamientos, *slumps* y/o corrientes de turbidez. Otros no tienen ordenamiento interno y tienen reflectores transparentes, interpretándose como *slumps* por la superficie de deslizamiento cóncava hacia arriba (2). Un tercer tipo serían remociones que tienen ordenamiento interno y donde se distingue una superficie de deslizamiento cóncava hacia arriba, pero no deformación interna (3). Se interpretan como *slumps* a pesar de no mostrar deformación, dado que esta puede ser de menor escala.

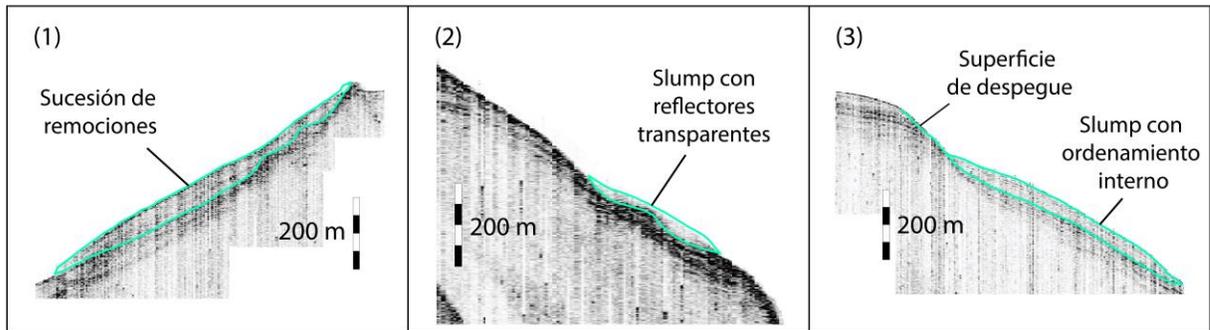


Figura 6.4: (1) Sucesión de remociones, (2) slumps con reflectores transparentes y (3) slumps con ordenamiento interno. Elaboración propia.

Las otras líneas sísmicas tienen unidades con reflectores que muy posiblemente tengan deslizamientos y/o turbiditas, sin embargo, no se distinguen criterios para diferenciar otros tipos de sedimentos y estos. Pese a lo anterior, unidades como la S-IV o la S-VI parecen ser de relleno de canales, por lo que es de esperar que contengan depósitos de sedimentos canalizados, como turbiditas.

### 6.3.2 FUENTES SÍSMICAS

Dada la cercanía del área de estudio a la fosa y al límite de placas, se tiene que los terremotos de subducción corresponden a la fuente sísmica de mayor importancia a la hora de buscar desencadenantes de corrientes de turbidez o deslizamientos. El rol de terremotos lentos y sus posibles manifestaciones en el registro sedimentario aún no encuentran claras en la literatura.

Se definen dos fallas en la zona de estudio, que pueden apreciarse bien en la línea 2 (figura 6.5). La primera corresponde a una falla normal, con cierto desplazamiento de los reflectores y, en una vista en planta, se correlaciona con un lineamiento N-S importante. La segunda también es una falla normal y se ubica ya en la plataforma. El desplazamiento de los reflectores en esta es mucho más notable que en la primera. Ambas se reconocen solo al norte del cañón.

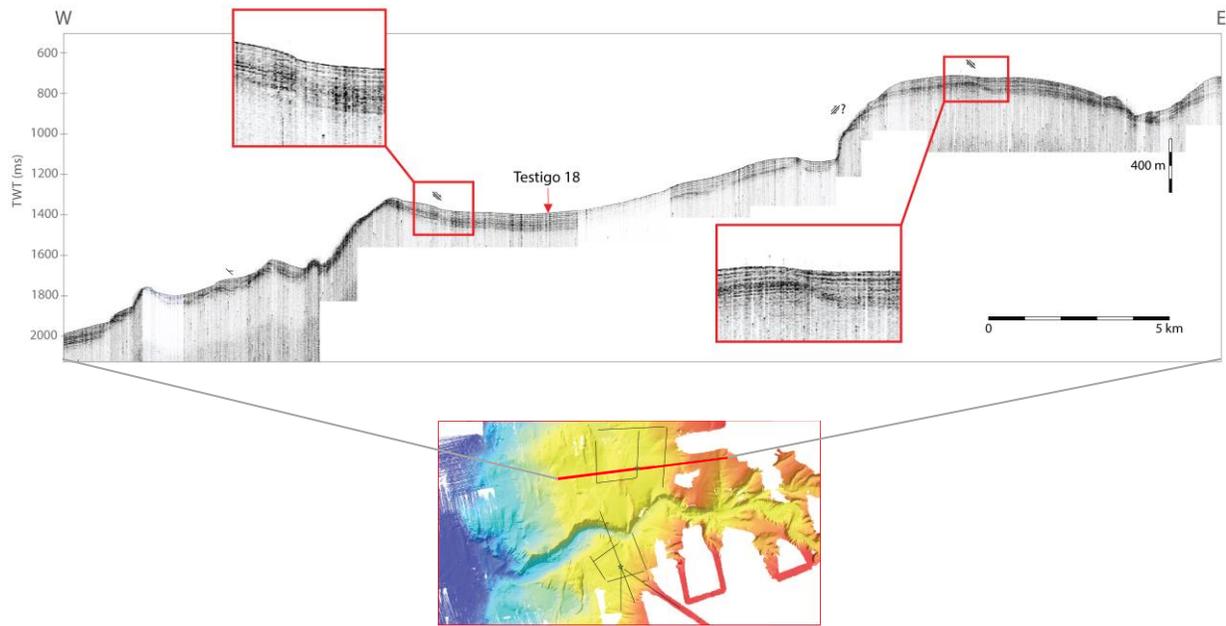


Figura 6.5: Fallas definidas en la zona de estudio. Elaboración propia.

En la línea 8 (figura 5.14), también se alcanza a ver la continuación de la primera falla. Justo en esa zona se observan reflectores transparentes con una forma abombada, características típicas de hidratos de gas en perfiles sísmicos (Hovland *et al.*, 1997; Mienert *et al.*, 1998). Su presencia, por tanto, podría estar relacionada a la falla definida.

Por todo lo anterior es que la zona de estudio presenta evidencias de remociones en masa recientes en las cercanías de altos batimétricos y del límite de la plataforma con el talud, así como también evidencia de fallas superficiales, con desplazamiento importante de reflectores y expresión superficial en el lecho marino. Esta última característica es en sí misma una evidencia de que estas fallas serían activas (Taber, 1923). De esto se puede inferir que turbiditas en la zona, tanto las del primer como del segundo grupo, pueden haber sido gatilladas por sismos de estas fuentes superficiales y no únicamente por terremotos de subducción o de fuentes más profundas. A su vez, esto implicaría que, además del *shaking* producido por la transmisión de ondas sísmicas desde fuentes más lejanas, pueden haber sido generadas por desplazamiento y desestabilización del lecho marino producto de sismos de fuentes someras.

## 6.4 CARACTERIZACIÓN DE LAS CORRIENTES DE TURBIDEZ

Existe la concepción típica de que las corrientes de turbidez transportan solo material arenoso, sin embargo, esto no es del todo cierto: tienen la capacidad de transportar sedimentos de variados tamaños, desde arcillas

hasta gravas. En la figura 3.1, se presentan facies verticales de turbiditas de grano grueso, clásicas (secuencia de Bouma) y de grano fino, resultado de observaciones de terreno y/o desarrollos teóricos de los autores allí mencionados.

En ambientes naturales, solo hay un tipo de corriente de turbidez, es decir, flujos newtonianos en donde el sedimento está en suspensión por la turbulencia del fluido. Independientemente del tamaño de los sedimentos que transporte, siempre se comportan igual en términos de la dinámica del fluido (Shanmugam, 2000). Si se considera entonces una corriente de turbidez ideal que transporte material cuyo tamaño va desde arcillas a gravas, esta debería depositar un continuo de divisiones representando turbiditas de grano grueso en el fondo ( $R_1, R_2, R_3, S_1, S_2, S_3$ ), turbiditas clásicas en el medio ( $T_a, T_b, T_c, T_d, T_e$ ) y turbiditas de grano fino en la parte superior ( $T_0, T_1, T_2, T_3, T_4, T_5, T_6, T_7, T_8$ ), como se observa en la figura 6.6:

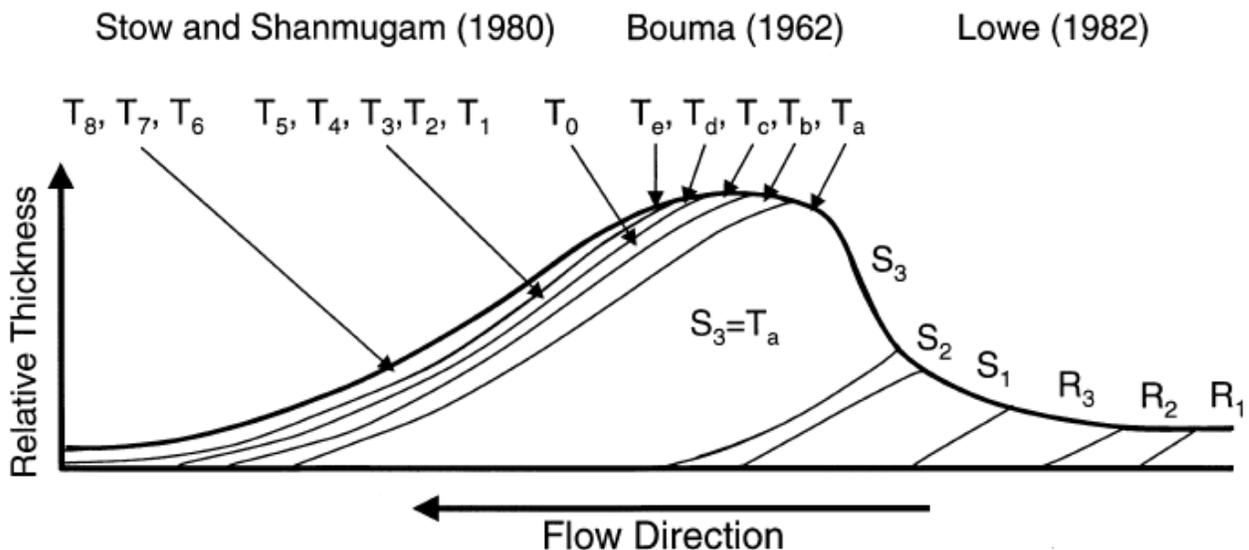


Figura 6.6: Diagrama esquemático que muestra los cambios de pendiente abajo en las divisiones de las turbiditas, desde turbiditas de grano grueso (Lowe, 1982), pasando por turbiditas clásicas (Bouma, 1962) y hasta turbiditas de grano fino (Stow y Shanmugam, 1980). Tomado de Shanmugam (2000).

Este modelo, sin embargo, no considera corrientes de turbidez compuestas por sedimentos con un rango más acotado de tamaños de grano. El mismo Shanmugam (2000) menciona que nadie nunca ha documentado una secuencia turbidítica con las 16 divisiones representadas en ella, sugiriendo que este modelo de facies ideal es probablemente erróneo.

Por lo anterior, no es extraño que la totalidad de las turbiditas definidas en este trabajo sean de grano fino, representando cada depósito solo una de las divisiones propuestas por Stow y Shanmugam (1980), siendo estas  $T_0, T_3,$

T<sub>4</sub> y T<sub>5</sub>. Por supuesto, siempre debe considerarse la posibilidad de que otras divisiones hayan sido erosionadas.

La granulometría del sedimento presente en la fuente de las corrientes de turbidez actúa como una importante condición de borde sobre las características de las turbiditas definidas en este trabajo. Por ello, la ausencia de otras divisiones puede ser explicada por ausencia de sedimentos gruesos en la fuente. Otra explicación es que la energía de la corriente de turbidez no basta para transportar sedimentos más gruesos hasta el lugar donde se ubica cada testigo en particular, ya sea por lejanía de la fuente, dimensiones de la corriente de turbidez y/o limitantes batimétricos. Justamente, ninguno de los dos testigos se ubica en (o muy cerca de) un eje de canal. Probablemente, la realidad sea una combinación de ambas opciones: una fuente con poco material grueso y condicionantes que limitan el transporte de este material.

Las fuentes propuestas para el testigo 18 no presentan un sistema de *gullies*/canales muy desarrollado. Por ello, es esperable que las corrientes de turbidez generadas no estén tan restringidas y tengan una disposición de manto (*sheet-like*). Por otro lado, las fuentes propuestas para el testigo 19 si tienen un sistema de *gullies*/canales más desarrollado. El testigo se ubica próximo al canal más desarrollado que se ve en esa zona, aunque no justo en el eje de este. Por ello, es esperable que las corrientes de turbidez identificadas en este testigo sean de desborde (*overbank*), como se ejemplifica en la figura 6.7:

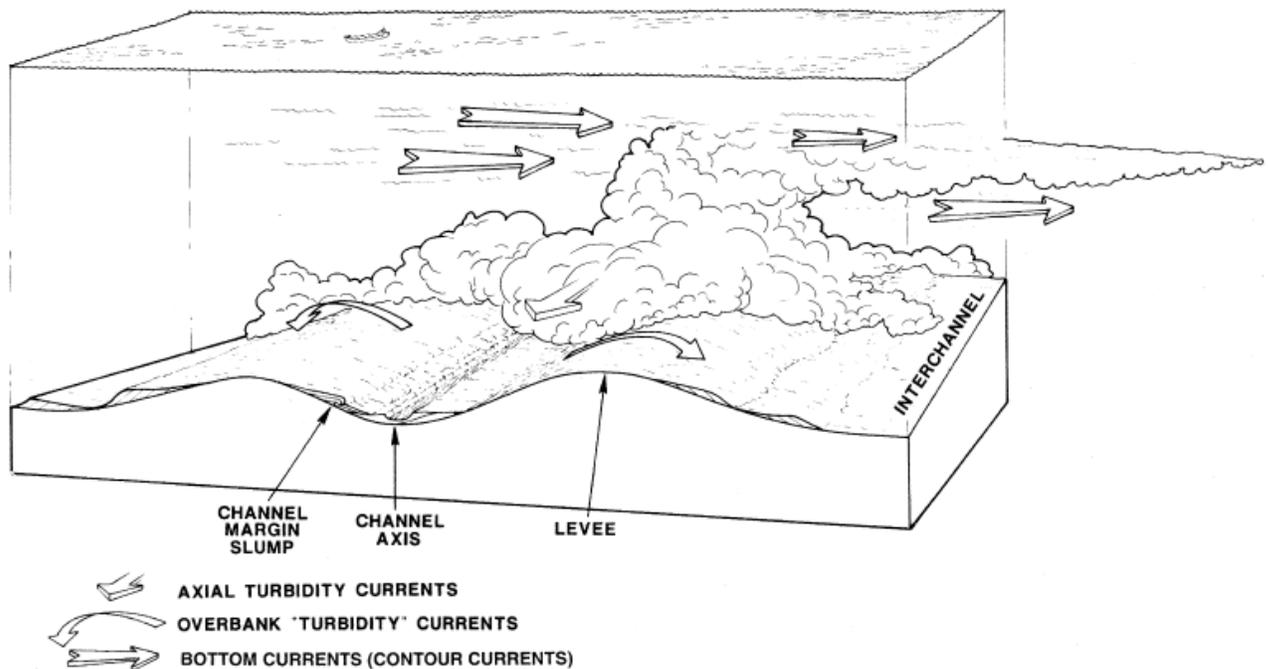


Figura 6.7: Tipos de corrientes en ambiente marino profundo. Tomado de Shanmugam (1993a).

## 6.5 TERREMOTOS GENERADORES DE TURBIDITAS

### 6.5.1 DETERMINACIÓN DEL GATILLANTE

Goldfinger (2009) menciona múltiples gatillantes de deslizamientos submarinos y corrientes de turbidez: (1) terremotos, (2) explosiones volcánicas, (3) tsunamis, (4) deslizamientos subaéreos que entran en ambiente subacuático, (5) carga por olas de tormenta y (6) flujos hiperpicnales. Shanmugam (2007) menciona otros factores como empinamiento tectónico, empinamiento deposicional, carga deposicional, carga hidrostática, carga glacial, bajas en el nivel del mar, ciclones tropicales, movimientos salinos, erosión biológica y descomposición de hidratos de gas.

A pesar de que ha habido intentos de, en algunos casos, usar criterios sedimentológicos para distinguir sismoturbiditas de las gatilladas por otros factores (Shiki *et al.*, 2000), lo cierto es que la sincronidad de los registros de eventos y una distribución espacial sobre regiones amplias son los criterios más confiables para eliminar la gran mayoría de los posibles gatillantes no-sísmicos (Goldfinger *et al.*, 2003). Talling (2014), resume los criterios más usados para determinar un gatillante sísmico de corrientes de turbidez, cada uno con limitantes propias:

- Depositación sincrónica de turbiditas en múltiples cuencas, dado que el origen de las corrientes es demasiado extenso como para otros gatillantes sincrónicos de corrientes de turbidez. De acuerdo a lo dicho anteriormente, este criterio es el más confiable (Goldfinger *et al.*, 2003).
- Tests de confluencia: mismo número de turbiditas corriente arriba y corriente abajo, en ambos tributarios de una confluencia submarina. Estos tributarios deben estar lo suficientemente bien espaciados como para que no hayan sido afectados ambos por otro factor, por ejemplo, una tormenta.
- Volumen de turbidita es mucho mayor de lo esperado para otros gatillantes como flujos hiperpicnales.
- Los tiempos de ocurrencia de terremotos y corrientes de turbidez son independientemente bien conocidos, por ejemplo, a través de dataciones o rotura de cables submarinos en el caso de turbiditas o de registros históricos en el caso de terremotos.
- Múltiples secuencias apiladas con gradación normal, inferidas de provenir de distintas fuentes, ya que el gatillante sísmico afecta áreas muy extensas.

En este trabajo, no se cuenta con resultados de dataciones como para establecer una cronología, determinar sincronidad y correlacionar eventos en ambos testigos. Sin embargo, dado el contexto geomorfológico y tectónico en

el que están ubicados, si se pueden descartar otros gatillantes y discutir los más probables.

En primer lugar, el mismo Goldfinger (2009) menciona que factores como desestabilización por hidratos de gas, cambios en el nivel del mar, empinamiento tectónico, etc. son factores que reducen la estabilidad del lecho oceánico, pero que usualmente no gatillan movimientos de masa submarinos. En esta categoría también se podrían incluir el empinamiento y la carga deposicionales, la carga hidrostática, movimientos salinos y erosión biológica.

Otros factores son menos probables dada la profundidad del lecho oceánico en esa zona, como los tsunamis o la carga por olas de tormenta. Pese a lo anterior, se han reportado corrientes de turbidez gatilladas por tsunamis (Arai *et al.*, 2013), donde, mediante simulaciones numéricas, se estimó que el tsunami generado por el terremoto de Tohoku-Oki del 2011 (Mw 9.0) pudo suspender sedimentos arenosos a 98 km de la costa y a profundidades de hasta 450 m. La influencia de este tipo de mega-terremotos con tsunamis asociados, tanto a escala transpacífica como del margen chileno, queda abierta como posibilidad sobre todo a profundidades de plataforma, aunque menos probable que un gatillante únicamente sísmico.

Se descartan deslizamientos subaéreos que entran en ambiente subacuático, explosiones volcánicas submarinas y ciclones por ser factores que operan en otro tipo de ambiente. Por otro lado, los flujos hiperpicnales se descartan dado que estos se restringen a cañones y sus tributarios, por lo que no serían un gatillante de corrientes de turbidez en cuencas intra-talud como en la que se ubican los testigos.

La carga glaciaria es un factor que, en periodos glaciales, acumula una alta cantidad de material potencialmente removible. Considerando que, según el modelo de Hulton *et al.* (2002), mostrado en la figura 6.8, las masas de hielo en la zona llegaron hasta un punto cercano al límite entre talud y plataforma continental, es esperable que, durante una ventana de tiempo posterior al retroceso de los hielos, haya habido condiciones más propicias para la generación de deslizamientos y corrientes de turbidez. Esto, sin embargo, se escapa a la escala de tiempo que representarían los testigos estudiados, según se verá más adelante.

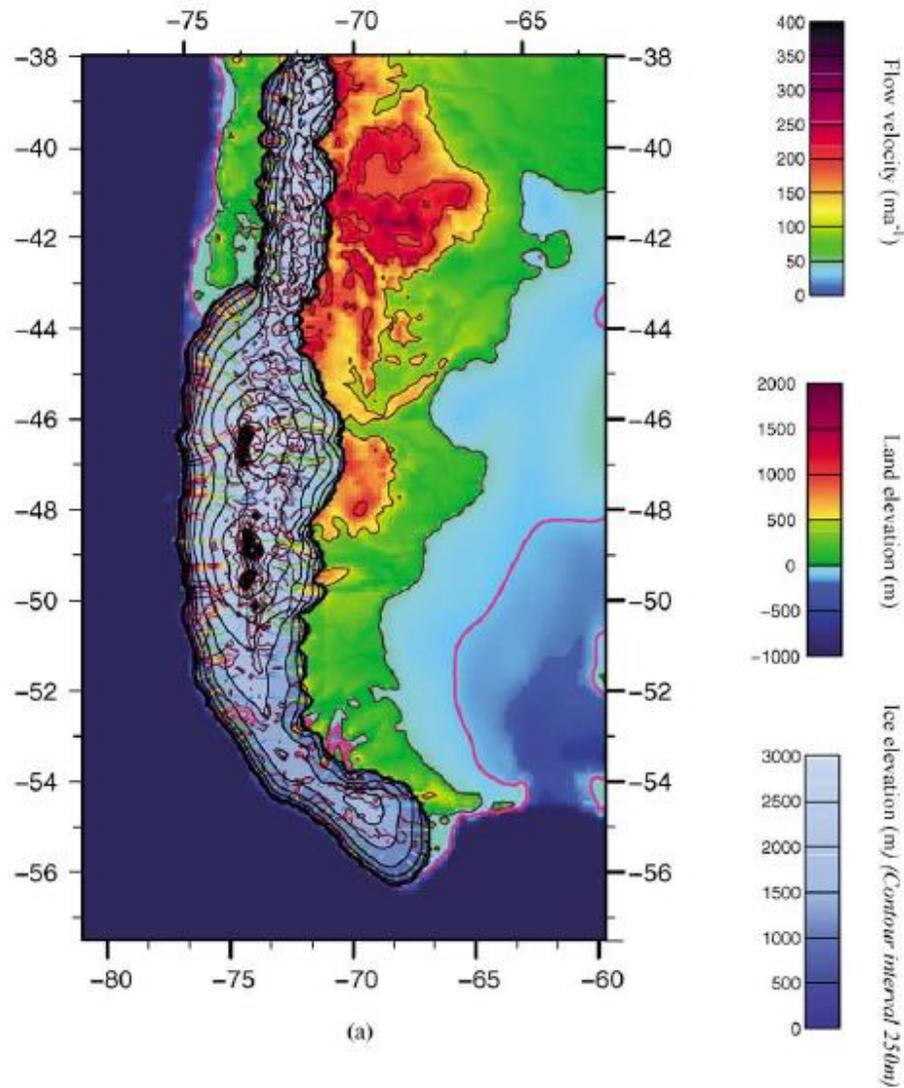


Figura 6.8: Modelo de extensión y altitud sobre el nivel del mar de la época de las masas de hielo, durante el Último Máximo Glacial en la Patagonia. Tomado de Hulton et al. (2002).

Cabe destacar que la estabilidad de ladera submarina es mayor en áreas de altas magnitudes sísmicas (Pope et al., 2017, y referencias en este), donde el *shaking* recurrente de los sedimentos ha resultado en consolidación de estos. A su vez, áreas con un alto aporte sedimentario desde el continente han resultado tener una cantidad mucho mayor de corrientes de turbidez gatilladas por sismos, producto de una menor estabilidad de ladera submarina (Pope et al., 2017, y referencias en este). En este último trabajo, los autores usan una base de datos de rotura de cables submarinos producto de corrientes de turbidez gatilladas por sismos. Ellos discuten que en zonas como Japón, caracterizada por sismos recurrentes de alta magnitud, solo terremotos mayores a 7.0 Mw generaron roturas de cables, mientras que en zonas como Taiwán, con alto aporte sedimentario continental, estas roturas fueron generadas por terremotos con magnitudes variables entre 3.7-7.1 Mw. En el caso de la zona de estudio, se tienen sismos recurrentes de alta magnitud

(Ruiz y Madariaga, 2018) y un bajo aporte sedimentario continental dado que los sedimentos quedan atrapados en los profundos fiordos del Archipiélago de los Chonos (Völker *et al.*, 2013). Esto implicaría una alta estabilidad de las pendientes de ladera submarina, lo que apoyaría la idea de que hace falta un gatillante mayor para generar corrientes de turbidez.

Por todo lo anterior es que el gatillante más probable de deslizamientos submarinos y corrientes de turbidez en cuencas intra-talud de la zona de estudio sean terremotos, considerando el contexto tectónico y el extenso historial sísmico regional (Ruiz y Madariaga, 2018). Sin embargo, esto no descarta totalmente otros gatillantes como tsunamis o carga de olas por tormenta. Factores como desestabilización por hidratos de gas, empinamiento tectónico, carga deposicional, etc., si bien usualmente no gatillan deslizamientos, tienen el potencial de desestabilizar el lecho oceánico y facilitar que terremotos de alta magnitud generen estas remociones.

### **6.5.2 IMPLICANCIAS PALEOSISMOLÓGICAS**

Ya teniendo en mente que el gatillante sísmico es el más probable, hace falta hacer la distinción de cuáles de las turbiditas identificadas serían generadas por terremotos mayores y cuáles por terremotos menores. Esta distinción puede sustentarse en las diferencias entre ambos testigos y su contexto geomorfológico inmediato (tabla 6.1).

El testigo 18 tiene un número mucho mayor de turbiditas del segundo grupo (17 en 303 cm), comparada con el testigo 19 (5 en 153,5 cm). Con respecto a los rasgos geomorfológicos, se tiene que el área fuente para el testigo 18 es mucho mayor que para el testigo 19 (figuras 6.2 y 6.3), con 9,74 km<sup>2</sup> y 6,14 km<sup>2</sup>, respectivamente. Si se considera un parámetro dado por la multiplicación del área fuente por la pendiente promedio de esta, se tiene que el testigo 18 tiene 146,96 [km<sup>2</sup>\*grados] para su fuente oriental y 22,58 [km<sup>2</sup>\*grados] para su fuente occidental, dando un total de 169,54 [km<sup>2</sup>\*grados]; mientras que el testigo 19 tiene 138,72 [km<sup>2</sup>\*grados] para su única fuente. Por otro lado, se hace la diferencia en el mecanismo de transporte, con corrientes de turbidez de tipo manto para el testigo 18 y canalizadas para el testigo 19. Otra característica importante es la presencia de fallas someras con expresión superficial al norte del cañón principal (figura 6.5), las cuales se ubican muy próximas a ambas áreas fuente del testigo 18. No se observaron evidencias de este tipo de fallas cerca del área fuente del testigo 19. Por último, se observa que el testigo 18 tiene en general mayores porcentajes de arena, de hasta un 30% (figura 6.1). Estos mayores porcentajes se observan sobre todo en unidades con turbiditas del segundo grupo, mientras que las turbiditas del primer grupo tienen una presencia notablemente menor de arena. En el testigo 19 tiene porcentajes de arena menores a los del testigo 18, aunque en algunas muestras puede alcanzar

hasta 25%. No se observa una diferenciación clara entre turbiditas del primer y segundo grupo en cuanto a presencia de arena.

Tabla 6.1: Comparación de características sedimentológicas y del contexto geomorfológico de los testigos 18 y 19. Elaboración propia.

Características sedimentológicas / geomorfológicas	Testigo 18	Testigo 19
<b>Cantidad de turbiditas del segundo grupo</b>	17 en 303 cm	5 en 153,5 cm
<b>Área fuente</b>	9,74 km <sup>2</sup>	6,14 km <sup>2</sup>
<b>Parámetro de área fuente*pendiente</b>	169,54 [km <sup>2</sup> *grados]	138,72 [km <sup>2</sup> *grados]
<b>Mecanismo de corriente de turbidez</b>	En manto ( <i>sheet-like</i> )	Canalizadas
<b>Fuentes sísmicas someras cercanas</b>	2 fallas cercanas a sus áreas fuente, con expresión superficial	No se observan
<b>Granulometría</b>	Mayor porcentaje de arena en turbiditas del segundo grupo	Sin diferenciación clara entre turbiditas del primer y segundo grupo, en cuanto a presencia de arena

Se propone que terremotos mayores, probablemente incluyendo megaterremotos, dan origen a las turbiditas del primer grupo (más gruesas), mientras que terremotos menores dan origen a las del segundo grupo (menos gruesas). Esto se basa en las diferencias descritas en cada testigo (tabla 6.1), en particular en que el testigo 19 tiene una cantidad considerablemente menor de turbiditas delgadas del segundo grupo. Esto se debería a que terremotos de menor intensidad no proveen la energía necesaria para remover una cantidad de sedimento suficiente como para que existan turbiditas de desborde. Por el contrario, terremotos mayores si generan corrientes de turbidez más intensas y con más material, capaces de desbordar los *gullies*/canales o de no respetar estas canalizaciones en tanto sean lo suficientemente masivas. El testigo 18, por otro lado, se ubica en una posición que no requiere necesariamente que haya desborde de *gullies*/canales, ya que tanto corrientes de turbidez de mayor y de menor tamaño podrían alcanzar esta ubicación pendiente abajo. Por ello es que hay una mayor cantidad de turbiditas de menor espesor en el testigo 18 que en el testigo 19. En general, también se tienen mejores condiciones para generar corrientes de turbidez en las fuentes del testigo 18, dado que suman mayor área fuente, tienen un mayor factor de área fuente por pendiente y existe presencia de fallas someras cerca de las fuentes. Si bien no se encontraron casos muy similares al de la

zona de estudio de este trabajo, distinciones entre grupos de turbiditas usando características sedimentológicas y geomorfológicas específicas del caso de estudio son usadas en varias publicaciones (por ejemplo, Moernaut *et al.*, 2014).

Cabe destacar que no se puede descartar del todo que algunas de las turbiditas del segundo grupo hayan sido gatilladas por otros factores, principalmente por el contexto de altas pendientes del talud en esta zona. En discusiones previas, factores como tsunamis o carga de olas por tormenta no fueron del todo descartados, sin embargo, es esperable que sean menos probables que factores sísmicos. En esta misma situación podrían incluirse otro tipo de mecanismos, como corrientes de fondo. Por otro lado, pueden ser producto de una remoción generada por inestabilidad remanente y cambio en la reología de los sedimentos ante la ocurrencia de terremotos mayores, o bien, producto de réplicas de menor intensidad de ellos.

La distinción entre terremotos menores y terremotos mayores puede proveer una explicación a la diferencia de granulometría entre las turbiditas del primer y segundo grupo. Las dos potenciales fuentes de material para corrientes de turbidez que tiene el testigo 18 (el alto batimétrico al W y la plataforma al E) se ubican a distintas distancias de la posición del testigo, siendo más cercano el alto batimétrico. Si consideramos el modelo de facies de la figura 6.6, se tiene una tendencia general de que las facies de mayor granulometría son más proximales, mientras que las más finas son más distales. Ahora, si consideramos que terremotos menores generan corrientes de turbidez de menor volumen, es más probable que las generadas en el alto batimétrico lleguen al sitio del testigo que las generadas en la plataforma. A su vez, esta posición es mucho más proximal, por lo que es esperable una fracción de arena mayor. En el caso de que las turbiditas gruesas del primer grupo sean amalgamadas (sincrónicas), esta diferencia entre la posición relativa de las fuentes podría explicar la variabilidad observada en el porcentaje de arena. En el caso del testigo 19, con solo una fuente probable, precisamente no hay mayor distinción entre las turbiditas del primer y segundo grupo. En todas ellas hay un porcentaje, mayor o menor, de arena, mientras que en el material hemipelágico este es casi nulo. La excepción se produce en la zona superior del testigo, donde hay lentes de alta atenuación que podrían proveer la arena medida. Por otro lado, el menor porcentaje general de arena en el testigo 19 puede deberse a que la granulometría de corrientes de desborde es en sí mucho más fina, dado que es la fracción del material removido que queda en suspensión por más tiempo.

En resumen, turbiditas del primer grupo pueden representar terremotos mayores (mega-terremotos entre ellos) y las del segundo grupo terremotos menores y, con menor probabilidad, otro tipo de gatillantes como tsunamis o carga de olas por tormenta. También está la posibilidad de que sean por efecto indirecto de terremotos mayores, como se explicó anteriormente.

En las figuras 6.9 y 6.10, se puede ver un resumen de los mecanismos de transporte propuestos para cada testigo:

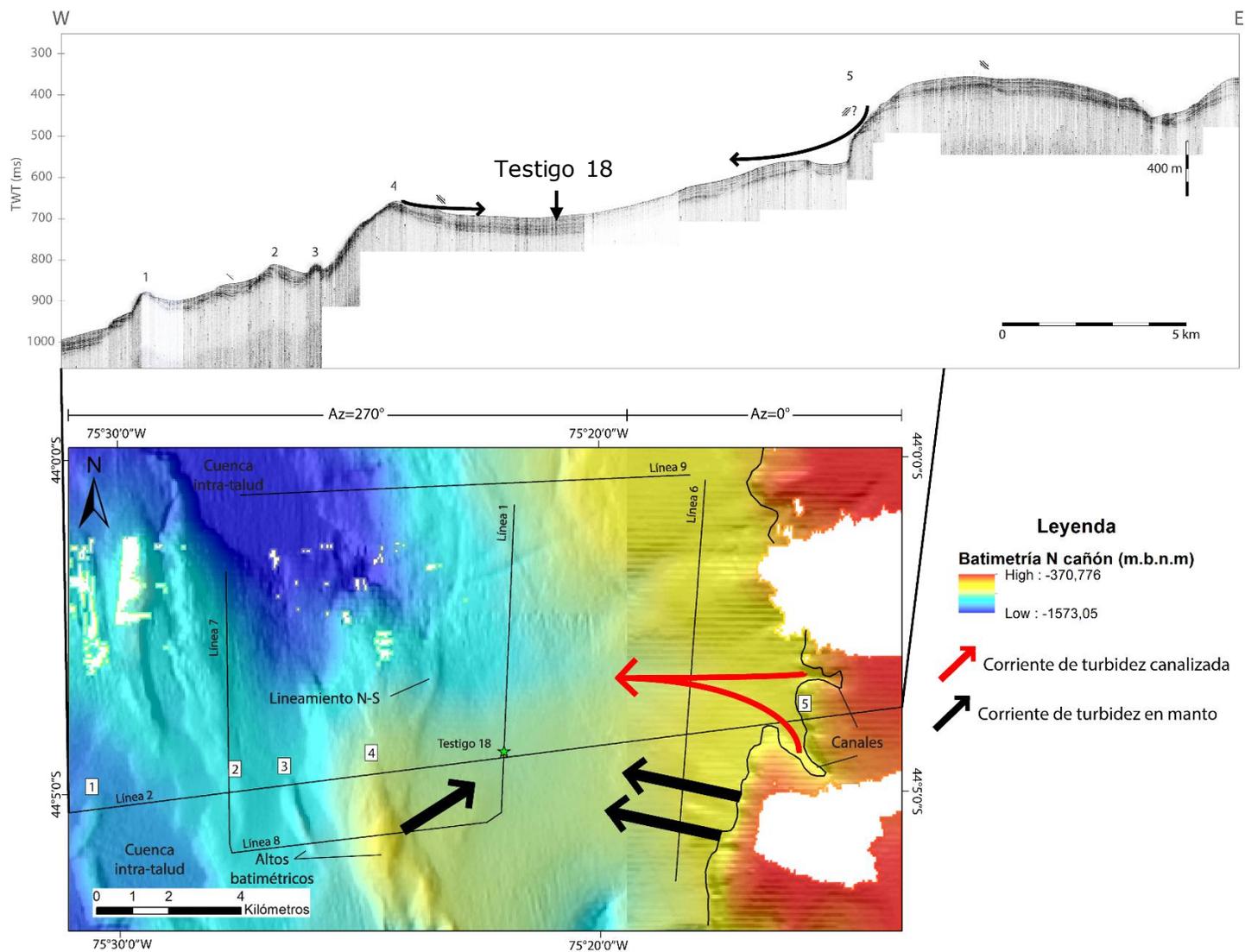


Figura 6.9: Perfil sísmico representativo y batimetría de la zona cercana al testigo 18. Las flechas representan mecanismos probables de deslizamientos y/o corrientes de turbidez. El azimuth corresponde al ángulo de orientación del hillshade usado. Elaboración propia.

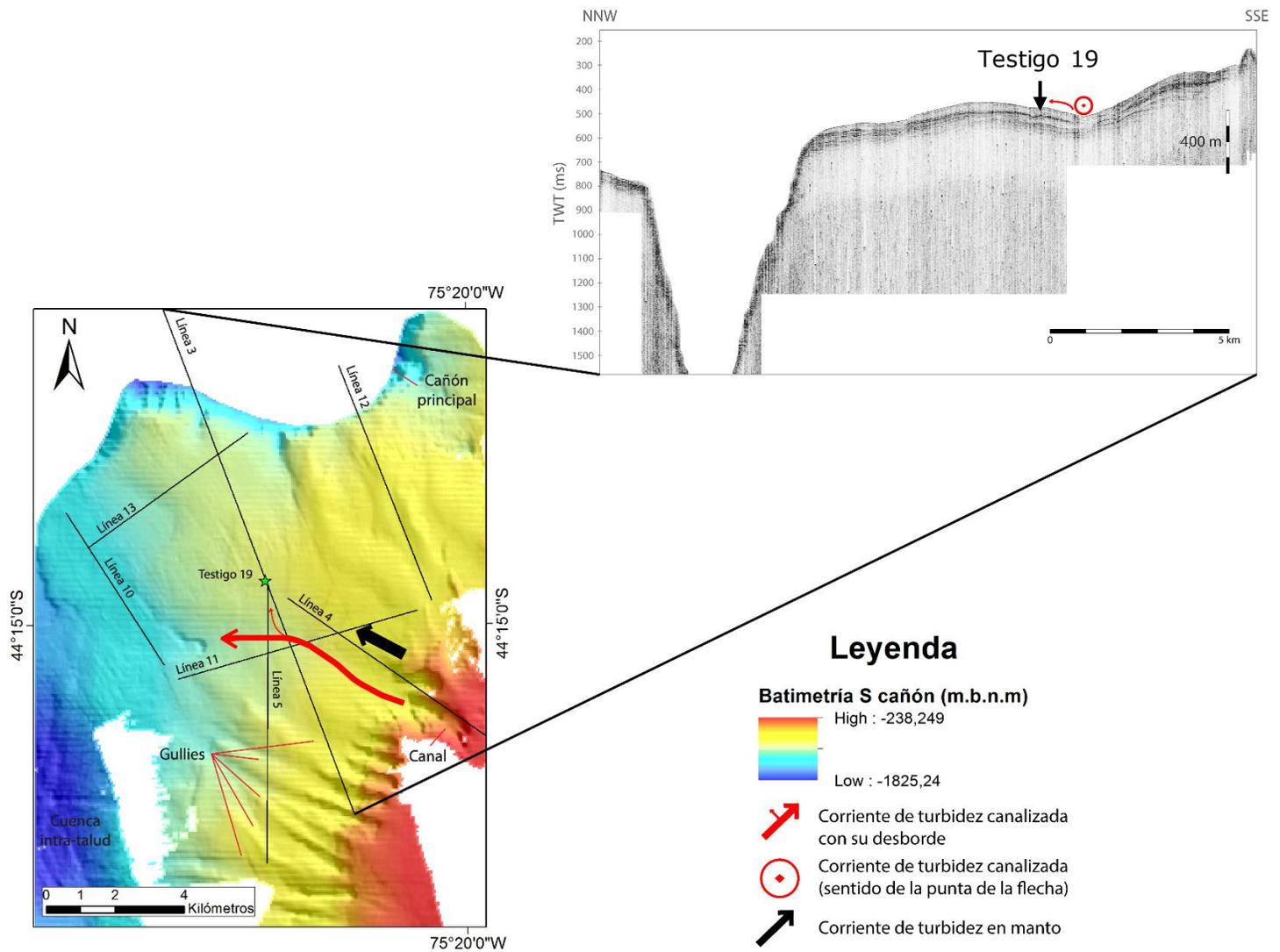


Figura 6.10: Perfil sísmico representativo y batimetría de la zona cercana al testigo 19. Las flechas representan mecanismos probables de deslizamientos y/o corrientes de turbidez. Elaboración propia.

Para datar eventos submarinos, uno de los métodos más usados es la datación de organismos calcáreos mediante radiocarbono. Según Goldfinger (2009), para datar turbiditas, las muestras se toman usualmente bajo cada turbidita ya que el límite superior de esta es difícil de distinguir del sedimento hemipelágico. Por otro lado, la datación bajo cada turbidita tiene el problema de no contemplar la posible erosión basal de la corriente de turbidez. En este estudio, las turbiditas del primer grupo tienen en general un contacto superior claro y abrupto, por lo que no existen problemas para distinguirlas del material hemipelágico. Lamentablemente, el material carbonático encontrado no se encuentra en posiciones idóneas para realizar estas dataciones, incluso algunos restos se encontraron dentro de las unidades turbidíticas. Se sugiere datar mediante radiocarbono los restos encontrados a los 62,5 cm y 132 cm de la parte superior del testigo 18; a los 27 cm, 73,5 cm y 97 cm de la parte inferior del testigo 18 y a los 65,3 cm y 127 cm del testigo 19. Para complementar estas edades y reducir el efecto del problema de la ubicación del material carbonático, se sugiere estimar tasas de sedimentación en la zona mediante dataciones de  $^{210}\text{Pb}$ .

Siani *et al.* (2010) presentan una tasa de sedimentación promedio de 0,6 mm/año durante el último periodo de desglaciación y el Holoceno, calculada en un testigo ubicado a unos 200 km más al sur de la zona de estudio y a unos 50 km al norte de la Península de Taitao, en la plataforma continental. El contexto climático y geomorfológico es muy similar al de la zona de estudio de este trabajo, por lo que, para efectos de tasas de sedimentación, se considera que tendrían valores similares. Por otro lado, excluyendo las turbiditas dada su depositación inmediata a escala geológica, se tiene que el espesor de material hemipelágico para el testigo 18 es de 147 cm y para el testigo 19 de 111,5 cm, sin considerar pérdida de material por erosión basal de las corrientes de turbidez. Considerando la tasa de sedimentación anterior, se tendrían edades mínimas aproximadas de 2450 años para el testigo 18 y de 1858 años para el testigo 19.

Con las edades mínimas de los testigos, se tiene una frecuencia de 6 terremotos mayores en 2450 años, según lo que se discute del testigo 18, y de 2 terremotos mayores en 1858 años, en el caso del testigo 19. Sin embargo, estas frecuencias no representarían el registro completo de terremotos mayores en la zona, dado que pueden existir terremotos mayores representados por turbiditas del segundo grupo. Lo anterior tiene sentido cuando se contrasta con lo presentado en otros estudios (tabla 2.1), donde se proponen frecuencias mayores a las de este estudio: 3-4 terremotos gigantes en un periodo aproximado de 1000 años antes del presente, basándose en evidencias estratigráficas costeras (Cisternas *et al.*, 2005, 2017; Atwater *et al.*, 2013; Garrett *et al.*, 2015) y en registros sedimentarios lacustres (Moernaut *et al.*, 2014).

Cabe mencionar que la última turbidita del testigo 18 (T18V) es la única candidata para correlacionar con un evento histórico. Esto ya que, según lo discutido, pertenece al grupo de las turbiditas generadas por terremotos mayores. Este nivel apenas presenta una cubierta hemipelágica, lo que, considerando las bajas tasas de sedimentación en la zona, sugiere que corresponde a un terremoto mayor ocurrido hace unas pocas décadas, dejando como la posibilidad más fuerte al terremoto de Valdivia de 1960. Este registro no se observa en el testigo 19, sin embargo, puede deberse tanto a una falta de material potencialmente removible en una corriente de turbidez como a la mala preservación del testigo en su extremo superior. Otras razones de esta ausencia pueden ser las condiciones menos favorables del contexto geomorfológico del testigo 19, comparativamente al del testigo 18: una menor área fuente, un menor factor de área fuente por pendiente promedio, un mecanismo eficiente de transporte de material como lo son las canalizaciones, que impide la llegada fácil de sedimento a la posición del testigo, y ausencia de fallas superficiales cercanas. Esto hace sentido con el hecho de no sería el único mega-terremoto ausente del registro de este testigo, dado que se definen solo dos turbiditas asociadas a terremotos mayores en el periodo de 1858 años que representaría el testigo, mientras que otros autores definen 3-4 en un periodo cercano a 1000 años, como se explicó anteriormente.

Integrando todo lo anterior, se puede decir que el testigo 18 representa un registro mucho más detallado de terremotos en la zona. Esto porque su ubicación tiene dos posibles fuentes de corrientes de turbidez y porque no está acotada a canalizaciones, por lo que solo está restringida por la energía de las corrientes de turbidez una vez que estas se generan. Por otro lado, el testigo 19 está en una posición donde turbiditas generadas por terremotos menores no llegan fácilmente, ofreciendo un registro más selectivo de terremotos mayores.

Se debe tener precaución con la interpretación sobre las magnitudes de los terremotos. Estos eventos pueden tener magnitudes no tan grandes, pero si son superficiales pueden generar grandes deslizamientos y/o corrientes de turbidez localmente.

## CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES

Se definen varios niveles de turbiditas interestratificadas con material hemipelágico en los testigos sedimentarios estudiados, basándose en propiedades como susceptibilidad magnética, atenuación de rayos X, y estructuras sedimentarias y contactos característicos de turbiditas de grano fino, acorde a lo propuesto por Stow y Shanmugam (1980). Estos niveles se dividen en dos grupos: un primer grupo de turbiditas gruesas ( $T_0$ ) y un segundo grupo de turbiditas delgadas ( $T_3, T_4, T_5$ ). Se distingue que, en general, las turbiditas del segundo grupo tienen mayor porcentaje de arena que las del primer grupo, en las que se observa una mayor variabilidad en este rasgo. Una diferencia notable entre ambos testigos es que el testigo 18 tiene una cantidad considerablemente mayor de turbiditas delgadas del segundo grupo.

Por otro lado, la geomorfología del talud en la zona de estudio muestra que las fuentes más probables de deslizamientos y corrientes de turbidez para la zona del testigo 18 son la plataforma al E y un alto batimétrico al W, mientras que para el testigo 19 solo está la plataforma al E. Se propone también que estas fuentes ejercen un control de gran importancia a la hora de interpretar los resultados, en relación a la granulometría del sedimento removido como en el mecanismo de transporte de este.

Las remociones de material en la zona de estudio pueden ser canalizadas por sistemas de *gullies*/canales, o bien pueden avanzar pendiente abajo con una morfología tipo manto. Para la zona cercana al testigo 18, se propone que el principal mecanismo sería este último, mientras que para la zona cercana al testigo 19 sería el primero, pero ya que no se encuentra justo en el eje de un canal, sería por desborde de corrientes de turbidez canalizadas.

Se propone también que el gatillante más probable de corrientes de turbidez y deslizamientos en la zona de estudio corresponde a terremotos (mayores y menores), ya que se descartan la mayoría de otros gatillantes propuestos por otros autores. Considerando entonces que el gatillante sísmico es el más probable, se propone que las turbiditas del primer grupo (más potentes) son generadas por terremotos mayores, mientras que las del segundo grupo (menos potentes) son generadas por sismos menores y, en con menor probabilidad, otro tipo de factores. Esto se basa en diferencias de características sedimentológicas y geomorfológicas. En el testigo 18, el mecanismo propuesto (tipo manto) facilita que lleguen corrientes de turbidez a la posición del testigo, lo que explica que en este estén bien representadas las turbiditas delgadas del segundo grupo. Por otro lado, en el testigo 19, corrientes de turbidez canalizadas y generadas por sismos menores no tendrían la capacidad para llegar a la posición del testigo mediante un desborde, en cambio, mega-terremotos si proporcionarían la energía necesaria

para remociones que desborden o, directamente, que no respeten las canalizaciones. Por ello es que en este último testigo no están tan representadas las turbiditas del segundo grupo.

La diferencia de granulometría entre las turbiditas del primer y segundo grupo es consistente con la distinción entre turbiditas generadas por megaterremotos y terremotos menores, ya que en el sitio del testigo 18, es esperable que las turbiditas delgadas del segundo grupo tengan mayor porcentaje de arena dado que tienen una posible fuente más proximal, mientras que las turbiditas del primer grupo serían más variables porque pueden provenir de ambas fuentes. Esta distinción granulométrica entre los grupos de turbiditas no está presente en el testigo 19, dado que solo hay una fuente probable.

Se puede concluir que el talud continental en esta zona de la Patagonia ofrece condiciones favorables para el estudio paleosismológico basado en turbiditas, dado que otros factores gatillantes son improbables, que hay un registro sedimentario completo y que, eligiendo posiciones estratégicas basadas en las probables fuente de deslizamientos y corrientes de turbidez, es posible hacer una distinción entre terremotos mayores y menores en la zona.

Para futuros estudios, se recomienda realizar dataciones de material carbonático con el objetivo de acotar temporalmente las sismoturbiditas identificadas. También, dataciones de  $^{210}\text{Pb}$  para conocer tasas de sedimentación y complementar dataciones por radiocarbono. Para aumentar la confiabilidad de los resultados, se recomienda extraer testigos en otras cuencas intra-talud, considerando una perspectiva más regional, y con ello correlacionar de mejor forma terremotos mayores.

## BIBLIOGRAFÍA

- Abe, K. (1979). Size of great earthquakes of 1837–1974 inferred from tsunami data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B4), 1561-1568.
- Angermann, D., Klotz, J., & Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3), 329-334.
- Arai, K., Naruse, H., Miura, R., Kawamura, K., Hino, R., Ito, Y., ... & Kasaya, T. (2013). Tsunami-generated turbidity current of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Geology*, 41(11), 1195-1198.
- Arancibia, G., Cembrano, J., & Lavenu, A. (1999). Transpresión dextral y partición de la deformación en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, Aisén, Chile (44-45°S). *Revista geológica de Chile*, 26(1), 03-22.
- Atwater, B. F., Cisternas, M., Yulianto, E., Prendergast, A. L., Jankaew, K., Eipert, A. A., ... & Sawai, Y. (2013). The 1960 tsunami on beach-ridge plains near Maullín, Chile: Landward descent, renewed breaches, aggraded fans, multiple predecessors. *Andean Geology*, 40(3), 393-418.
- Basei, M. A. S., Varela, R., Sato, A. M., Siga Jr, O., & Llambías, E. J. (2002). Geocronología sobre rocas del Complejo Yaminué, Macizo Norpatagónico, Río Negro, Argentina. In *Actas 15 Congreso Geológico Argentino (Vol. 3, pp. 117-122)*.
- Batchelor, C. L., Dowdeswell, J. A., & Pietras, J. T. (2013). Variable history of Quaternary ice-sheet advance across the Beaufort Sea Margin, Arctic Ocean. *Geology*, 41(2), 131–134.
- Bernhardt, A., Melnick, D., Hebbeln, D., Lückge, A., & Strecker, M. R. (2015). Turbidite paleoseismology along the active continental margin of Chile - Feasible or not? *Quaternary Science Reviews*, 120, 71–92.
- Blott, S. J., & Pye, K. (2001). Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(11), 1237–1248.
- Blumberg, S., Lamy, F., Arz, H. W., Echtler, H. P., Wiedicke, M., Haug, G. H., & Oncken, O. (2008). Turbiditic trench deposits at the South-Chilean active margin: A Pleistocene-Holocene record of climate and tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, 268(3–4), 526–539.
- Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G., & Sanhueza, A. (2002). Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antarctica triple junction. *Tectonophysics*, 354(3–4), 289–314.

- Cisternas, M., Garrett, E., Wesson, R., Dura, T., & Ely, L. L. (2018). Unusual geologic evidence of coeval seismic shaking and tsunamis shows variability in earthquake size and recurrence in the area of the giant 1960 Chile earthquake. *Marine Geology*, 396, 54–66.
- Cisternas, Marco, Atwater, B. F., Torrejón, F., Sawai, Y., Machuca, G., Lagos, M., ... Husni, M. (2005). Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. *Nature*, 437(7057), 404–407.
- Cnudde, V., Masschaele, B., Dierick, M., Vlassenbroeck, J., Hoorebeke, L. Van, & Jacobs, P. (2006). Recent progress in X-ray CT as a geosciences tool. *Applied Geochemistry*, 21(5), 826–832.
- Farías, M., Vargas, G., Tassara, A., Carretier, S., Baize, S., Melnick, D., & Bataille, K. (2010). Land-level changes produced by the Mw 8.8 2010 Chilean earthquake. *Science*, 329(5994), 916.
- Goldfinger, C. (2009). Chapter 2B Sub-Aqueous Paleoseismology. In *Paleoseismology* (2nd ed., Vol. 95).
- Goldfinger, C. (2010). Submarine Paleoseismology Based on Turbidite Records. *Annual Review of Marine Science*, 3(1), 35–66.
- Goldfinger, C., Nelson, C. H., & Johnson, J. E. (2003). Holocene Earthquake Records from the Cascadia Subduction Zone and Northern San Andreas Fault Based on Precise Dating of Offshore Turbidites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31(1), 555–577.
- Hamilton, E. L., & Bachman, R. T. (1982). Sound velocity and related properties of marine sediments. *Journal of the Acoustical Society of America*, 72(6), 1891–1904.
- Hervé, F., Mpodozis, C., Davidson, J., & Godoy, E. (1981). Observaciones estructurales y petrográficas en el basamento metamórfico del archipiélago de Los Chonos, entre el canal King y el canal Ninualac, Aisén. *Revista Geologica de Chile*, 13–14(13), 3–16.
- Hooke, R. L., & Schlager, W. (1980). Geomorphic evolution of the Tongue of the Ocean and the Providence Channels, Bahamas. *Marine Geology*, 35(4), 343–366.
- Hovland, M., Gallagher, J. W., Clennell, M. B., & Lekvam, K. (1997). Gas hydrate and free gas volumes in marine sediments: Example from the Niger Delta front. *Marine and Petroleum Geology*, 14(3), 245–255.
- Hulton, N. R. J., Purves, R. S., McCulloch, R. D., Sugden, D. E., & Bentley, M. J. (2002). The Last Glacial Maximum and deglaciation in southern South America. *Quaternary Science Reviews*, 21(1–3), 233–241.

- Kuenen, P. H. (1950). Turbidity currents as a cause of graded bedding. *The Journal of Geology*, 58(2), 91–127.
- Mees, F., Swennen, R., Geet, M. Van, & Jacobs, P. (2008). Applications of X-ray computed tomography in the geosciences. *Geological Society, London, Special Publications*, 215(1), 1–6.
- Mie, G. (1908). *Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen*.
- Mienert, J., Posewang, J., & Baumann, M. (1998). Gas hydrates along the northeastern Atlantic margin: possible hydrate-bound margin instabilities and possible release of methane. *Geological Society Special Publication*, 137, 275–291.
- Miller, H. (1979). Das Grundgebirge der Anden im Chonos-Archipel, Region Aisén, Chile. *Geologische Rundschau*, 68(1), 428–456.
- Moernaut, J., Van Daele, M., Fontijn, K., Heirman, K., Kempf, P., Pino, M., ... De Batist, M. (2018). Larger earthquakes recur more periodically: New insights in the megathrust earthquake cycle from lacustrine turbidite records in south-central Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 481, 9–19.
- Montelli, A., Gulick, S. P. S., Worthington, L. L., Mix, A., Davies-Walczak, M., Zellers, S. D., & Jaeger, J. M. (2017). Late Quaternary glacial dynamics and sedimentation variability in the bering trough, gulf of Alaska. *Geology*, 45(3), 251–254.
- Niemeyer, H., Skarmeta, J., Fuenzalida, R., Espinosa, W., 1984. Hojas Peninsula de Taitao y Puerto Aisén, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Carta Geológica de Chile, 60–61, 1:500.000. Servicio Nacional de geología y Minería, Chile.
- Normark, W. R. & Piper, D. J. W. 1991. Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. In: Osborne, R. H. (ed.) *Shoreline to Abyss, Contributions in Marine Geology in Honor of Francis Parker Shepard*. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 46, 207–230.
- Pankhurst, R. J., Weaver, S. D., Hervé, F., & Larrondo, P. (1999). Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysen, southern Chile. *Journal of the Geological Society*, 156(4), 673–694.
- Phillips, D. H., & Lannutti, J. J. (1997). Measuring physical density with X-ray computed tomography. *NDT and E International*, 30(6), 339–350.
- Pope, E. L., Talling, P. J., & Carter, L. (2017). Which earthquakes trigger damaging submarine mass movements: Insights from a global record of

- submarine cable breaks?. *Marine Geology*, 384, 131-146.
- Ramos, V. A., & Ghiglione, M. C. (2008). Tectonic Evolution of the Patagonian Andes. *Developments in Quaternary Science*, 11, 57-71.
- Reineck, H.-E., & Singh, I. B. (1975). Depositional sedimentary environments, with reference to terrigenous clastics. In *Marine Geology* (Vol. 46).
- Renter, J. A. M. (1989). Applications of computerized tomography in sedimentology. *Marine Geotechnology*, 8(3), 201-211.
- Ruiz, S., & Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. *Tectonophysics*, 733(December 2017), 37-56.
- Shanmugam, G. (2000). 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): Deep-water processes and facies models-a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17(2), 285-342.
- Shanmugam, G. (2002). Ten turbidite myths. *Earth-Science Reviews*, 58(3-4), 311-341.
- Shanmugam, G. (2019). Slides, Slumps, Debris Flows, Turbidity Currents, Hyperpycnal Flows, and Bottom Currents. In *Encyclopedia of Ocean Sciences*.
- Shiki, T., Kumon, F., Inouchi, Y., Kontani, Y., Sakamoto, T., Tateishi, M., ... Fukuyama, K. (2000). Sedimentary features of the seismo-turbidites, Lake Biwa, Japan. *Sedimentary Geology*, 135(1-4), 37-50.
- Shipp, S. S., Anderson, J. B., & Domack, E. W. (1999). The Ross Sea : Part 1 — Geophysical results. *Geological Society of America Bulletin*, 111(10), 1486-1516.
- Siani, G., Colin, C., Michel, E., Carel, M., Richter, T., Kissel, C., & Dewilde, F. (2010). Late Glacial to Holocene terrigenous sediment record in the Northern Patagonian margin: Paleoclimate implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297(1), 26-36.
- Smith, R. T., & Anderson, J. B. (2010). Ice-sheet evolution in James Ross Basin, Weddell sea margin of the Antarctic peninsula: The seismic stratigraphic record. *Bulletin of the Geological Society of America*, 122(5-6), 830-842.
- Stoker, M. S., Pheasant, J. B., & Josenhans, H. (1997). Seismic Methods and Interpretation. *Glaciated Continental Margins*, 9-26.
- Stow, D. A. V., & Shanmugam, G. (1980). Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology*, 25(1-2), 23-42.

- Taber, S. (1923). Some Criteria Used in Recognizing Active Faults. *Bulletin of the Geological Society of America*, 34(4), 661-666.
- Talling, P. J. (2014). On the triggers, resulting flow types and frequencies of subaqueous sediment density flows in different settings. *Marine Geology*, 352, 155-182.
- Thomson, S. N. (2002). Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42°S and 46°S: An appraisal based on fission-track results from the transpressional intra-arc Liquiñe-Ofqui fault zone. *Bulletin of the Geological Society of America*, 114(9), 1159-1173.
- Van Daele, M., Meyer, I., Moernaut, J., De Decker, S., Verschuren, D., & De Batist, M. (2017). A revised classification and terminology for stacked and amalgamated turbidites in environments dominated by (hemi)pelagic sedimentation. *Sedimentary Geology*, 357, 72-82.
- Völker, D., Reichel, T., Wiedicke, M., & Heubeck, C. (2008). Turbidites deposited on Southern Central Chilean seamounts: Evidence for energetic turbidity currents. *Marine Geology*, 251(1-2), 15-31.
- Völker, D., Geersen, J., Contreras-Reyes, E., & Reichert, C. (2013). Sedimentary fill of the Chile Trench (32-46° S): volumetric distribution and causal factors. *Journal of the Geological Society*, 170(5), 723-736.
- Zavala, C., & Arcuri, M. (2016). Intrabasinal and extrabasinal turbidites: Origin and distinctive characteristics. *Sedimentary Geology*, 337(March), 36-54.
- Zurbuchen, J. M., Gulick, S. P. S., Walton, M. A. L., & Goff, J. A. (2015). Imaging evidence for Hubbard Glacier advances and retreats since the last glacial maximum in Yukatat and Disnchantment Bays, Alaska. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 18(1-2), 1-10.

## ANEXOS

### ANEXO 1: INFORMACIÓN SÍSMICA

ID	N° línea	Filename.seg	SOL	Hora SOL	EOL	Hora EOL	Prioridad	# trazas	Time lenght (ms)
1	1	20181004070957.seg	1055	08:07	1184	08:13	1	2125	1477.488
2	1	20181004103611.seg	1882	12:04	2125	12:15	1	2125	1477.488
3	1	20181004121311.seg	47	12:15	318	12:28	1	2125	1477.488
4	2	20181002052416.seg	1815	06:17	4203	07:15:56	1	4205	1476.48
5	2	20181002071449.seg	26	07:15:56	1108	07:59	1	2127	1476.48
6	3	20181002134913.seg	1317	14:28	3827	15:32	1	4201	1477.488
7	4	20181005012917.seg	444	01:37	2223	02:05	1	4205	1476.48
8	5	20181005032358.seg	1999	04:12	3757	04:55	1	4205	1476.88
9	6	20181004174336.seg	2586	18:42	4151	19:18	2	4205	1476.48
10	7	20181004070957.seg	2	07:10	533	07:41	2	2125	1477.488
11	8	20181004070957.seg	533	07:41	1055	08:07	2	2125	1477.488
12	9	20181002011628.seg	1307	01:42	2855	02:22	2	4205	1476.48
13	10	20181002210725.seg	1562	21:58	2802	22:36	2	4205	1476.48
14	11	20181002210725.seg	2874	22:38	3796	23:01	2	4205	1476.48
15	12	20181002210725.seg	3932	23:01	4204	23:10:06	2	4205	1476.48
16	12	20181002231008.seg	1	23:10:08	322	23:26	2	2127	1476.48
17	13	20181003140930.seg	1007	14:07	2571	14:57	2	3587	1476.48

<b>Tipo de archivo</b>	<b>Penetración (ms)</b>
Señal enviada y recibida convueltas	66
Señal enviada y recibida convueltas	56
Solo envolvente positiva	70
Intercalación de envolventes positivas y la convolución	76
Solo envolvente positiva	87
Intercalación de envolventes positivas y la convolución	84
Intercalación de envolventes positivas y la convolución	88
Intercalación de envolventes positivas y la convolución	97
Intercalación de envolventes positivas y la convolución	87
Señal enviada y recibida convueltas	65
Señal enviada y recibida convueltas	75
Intercalación de envolventes positivas y la convolución	87
Intercalación de envolventes positivas y la convolución	90
Intercalación de envolventes positivas y la convolución	60
Intercalación de envolventes positivas y la convolución	56
Solo envolvente positiva	56
Intercalación de envolventes positivas y la convolución	70

Nota: SOL (*start-of-line*) corresponde a la traza donde empieza la línea a analizar, mientras que EOL (*end-of-line*) a la traza donde termina. La prioridad se refiere a la relevancia de las líneas con respecto a los testigos: prioridad 1 los intersecta y prioridad 2 los rodea. *Time lenght* corresponde al ancho vertical total se cada línea (ancho de ventana), en ms.

## ANEXO 2: GRANULOMETRÍA MUESTRAS PARTE INFERIOR DEL TESTIGO 18

	C24-18-GC-1-2_2cm_v2 - Average	C24-18-GC-1-2_6cm_v2 - Average	C24-18-GC-1-2_10cm_v2 - Average	C24-18-GC-1-2_13cm_v2 - Average	C24-18-GC-1-2_20cm_v2 - Average	C24-18-GC-1-2_22cm - Average	C24-18-GC-1-2_35cm - Average	C24-18-GC-1-2_43cm - Average	C24-18-GC-1-2_50cm - Average	C24-18-GC-1-2_55cm_v2 - Average
% V COARSE SAND:	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
% COARSE SAND:	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
% MEDIUM SAND:	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
% FINE SAND:	0.01	0.03	0.02	0.04	0.11	0.15	0.06	0.04	0.01	0.01
% V FINE SAND:	0.05	0.08	0.10	0.10	0.10	0.09	0.10	0.04	0.07	0.06
% V COARSE SILT:	0.09	0.12	0.12	0.12	0.10	0.08	0.09	0.06	0.10	0.12
% COARSE SILT:	0.17	0.18	0.17	0.15	0.16	0.10	0.13	0.14	0.16	0.18
% MEDIUM SILT:	0.26	0.25	0.21	0.21	0.23	0.15	0.19	0.21	0.22	0.25
% FINE SILT:	0.21	0.18	0.18	0.19	0.15	0.17	0.18	0.21	0.21	0.19
% V FINE SILT:	0.10	0.08	0.10	0.10	0.06	0.09	0.12	0.15	0.12	0.09
% CLAY:	0.11	0.09	0.09	0.10	0.07	0.08	0.13	0.15	0.12	0.10

	<b>C24-18-GC-1-2_56,5cm_LENTE - Average</b>	<b>C24-18-GC-1-2_66cm - Average</b>	<b>C24-18-GC-1-2_72,5cm - Average</b>	<b>C24-18-GC-1-2_87cm - Average</b>	<b>C24-18-GC-1-2_90cm - Average</b>	<b>C24-18-GC-1-2_98cm - Average</b>	<b>C24-18-GC-1-2_110cm - Average</b>	<b>C24-18-GC-1-2_116cm - Average</b>	<b>C24-18-GC-1-2_123,5cm - Average</b>
% V COARSE SAND:	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
% COARSE SAND:	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
% MEDIUM SAND:	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
% FINE SAND:	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
% V FINE SAND:	0.07	0.02	0.03	0.03	0.05	0.00	0.08	0.00	0.05
% V COARSE SILT:	0.13	0.07	0.09	0.07	0.08	0.04	0.10	0.02	0.11
% COARSE SILT:	0.19	0.15	0.17	0.14	0.15	0.14	0.16	0.11	0.17
% MEDIUM SILT:	0.21	0.21	0.23	0.22	0.22	0.26	0.20	0.22	0.21
% FINE SILT:	0.17	0.22	0.22	0.23	0.22	0.28	0.18	0.26	0.19
% V FINE SILT:	0.10	0.16	0.13	0.15	0.14	0.15	0.12	0.20	0.13
% CLAY:	0.12	0.18	0.14	0.15	0.14	0.12	0.13	0.19	0.14

	<b>C24-18-GC-1-2_140cm - Average</b>	<b>C24-18-GC-1-2_148cm - Average</b>
% V COARSE SAND:	0.00	0.00
% COARSE SAND:	0.00	0.00
% MEDIUM SAND:	0.00	0.00
% FINE SAND:	0.00	0.03
% V FINE SAND:	0.05	0.10
% V COARSE SILT:	0.08	0.11
% COARSE SILT:	0.15	0.16
% MEDIUM SILT:	0.21	0.22
% FINE SILT:	0.21	0.19
% V FINE SILT:	0.14	0.09
% CLAY:	0.15	0.10

### ANEXO 3: GRANULOMETRÍA MUESTRAS PARTE SUPERIOR DEL TESTIGO 18

	C24-18- GC-2- 2_4cm - Average	C24-18- GC-2- 2_7cm - Average	C24-18-GC-2- 2_14cm_LENT E - Average	C24-18-GC-2- 2_19,5cm_LENT E - Average	C24-18- GC-2- 2_22cm - Average	C24-18- GC-2- 2_38cm - Average	C24-18- GC-2- 2_45cm - Average	C24-18- GC-2- 2_54cm - Average	C24-18- GC-2- 2_60cm - Average
% V COARSE SAND:	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
% COARSE SAND:	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
% MEDIUM SAND:	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
% FINE SAND:	0.04	0.06	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
% V FINE SAND:	0.03	0.07	0.09	0.03	0.02	0.01	0.01	0.06	0.07
% V COARSE SILT:	0.08	0.09	0.11	0.08	0.08	0.04	0.05	0.08	0.08
% COARSE SILT:	0.13	0.20	0.18	0.15	0.15	0.13	0.13	0.15	0.14
% MEDIUM SILT:	0.20	0.27	0.24	0.23	0.22	0.24	0.22	0.24	0.20
% FINE SILT:	0.23	0.17	0.18	0.22	0.23	0.26	0.25	0.22	0.21
% V FINE SILT:	0.14	0.07	0.08	0.13	0.15	0.16	0.17	0.12	0.15
% CLAY:	0.13	0.08	0.09	0.15	0.17	0.15	0.17	0.11	0.14

	<b>C24-18-GC-2-2_64,5cm - Average</b>	<b>C24-18-GC-2-2_76cm - Average</b>	<b>C24-18-GC-2-2_84cm - Average</b>	<b>C24-18-GC-2-2_95cm - Average</b>	<b>C24-18-GC-2-2_99cm - Average</b>	<b>C24-18-GC-2-2_104cm - Average</b>	<b>C24-18-GC-2-2_110cm - Average</b>	<b>C24-18-GC-2-2_118cm - Average</b>	<b>C24-18-GC-2-2_125cm - Average</b>
% V COARSE SAND:	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
% COARSE SAND:	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
% MEDIUM SAND:	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00
% FINE SAND:	0.05	0.08	0.09	0.05	0.05	0.12	0.14	0.13	0.04
% V FINE SAND:	0.08	0.09	0.09	0.07	0.06	0.11	0.15	0.12	0.10
% V COARSE SILT:	0.09	0.10	0.09	0.10	0.12	0.11	0.14	0.13	0.15
% COARSE SILT:	0.13	0.14	0.14	0.15	0.19	0.13	0.17	0.15	0.18
% MEDIUM SILT:	0.19	0.19	0.18	0.20	0.23	0.16	0.15	0.15	0.21
% FINE SILT:	0.19	0.19	0.18	0.19	0.18	0.14	0.11	0.13	0.16
% V FINE SILT:	0.13	0.12	0.11	0.12	0.08	0.09	0.06	0.08	0.08
% CLAY:	0.13	0.11	0.10	0.12	0.09	0.10	0.07	0.09	0.08

	<b>C24-18-GC-2-2_130cm - Average</b>	<b>C24-18-GC-2-2_140cm - Average</b>
% V COARSE SAND:	0.00	0.00
% COARSE SAND:	0.00	0.00
% MEDIUM SAND:	0.00	0.00
% FINE SAND:	0.01	0.00
% V FINE SAND:	0.04	0.03
% V COARSE SILT:	0.10	0.09
% COARSE SILT:	0.19	0.17
% MEDIUM SILT:	0.27	0.23
% FINE SILT:	0.20	0.21
% V FINE SILT:	0.09	0.12
% CLAY:	0.10	0.14

## ANEXO 4: GRANULOMETRÍA MUESTRAS DEL TESTIGO 19

	C24-19- GC-1- 1_1cm - Average	C24-19- GC-1- 1_15,5cm - Average	C24-19- GC-1- 1_24cm - Average	C24-19- GC-1- 1_34cm - Average	C24-19- GC-1- 1_39cm - Average	C24-19-GC-1- 1_40,5cm_LENTE - Average	C24-19- GC-1- 1_58cm - Average	C24-19- GC-1- 1_72cm - Average	C24-19- GC-1- 1_79 - Average
% V COARSE SAND:	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
% COARSE SAND:	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
% MEDIUM SAND:	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
% FINE SAND:	0.08	0.05	0.11	0.08	0.01	0.06	0.00	0.00	0.00
% V FINE SAND:	0.10	0.09	0.11	0.10	0.06	0.11	0.02	0.01	0.02
% V COARSE SILT:	0.14	0.13	0.13	0.16	0.12	0.14	0.07	0.05	0.06
% COARSE SILT:	0.19	0.18	0.16	0.19	0.18	0.20	0.15	0.13	0.14
% MEDIUM SILT:	0.19	0.20	0.17	0.18	0.21	0.22	0.22	0.22	0.23
% FINE SILT:	0.15	0.16	0.14	0.14	0.19	0.15	0.23	0.24	0.23
% V FINE SILT:	0.08	0.10	0.08	0.08	0.12	0.06	0.16	0.17	0.16
% CLAY:	0.07	0.09	0.08	0.07	0.11	0.05	0.16	0.17	0.16

	<b>C24-19- GC-1- 1_83cm - Average</b>	<b>C24-19- GC-1- 1_89cm - Average</b>	<b>C24-19- GC-1- 1_97cm - Average</b>	<b>C24-19-GC-1- 1_101cm_lente - Average</b>	<b>C24-19- GC-1- 1_120cm - Average</b>	<b>C24-19- GC-1- 1_130cm - Average</b>	<b>C24-19- GC-1- 1_142cm - Average</b>	<b>C24-19- GC-1- 1_148cm - Average</b>	<b>C24-19- GC-1- 1_152cm - Average</b>
% V COARSE SAND:	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
% COARSE SAND:	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
% MEDIUM SAND:	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
% FINE SAND:	0.01	0.00	0.03	0.06	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02
% V FINE SAND:	0.08	0.02	0.06	0.09	0.00	0.04	0.05	0.04	0.06
% V COARSE SILT:	0.12	0.07	0.16	0.13	0.01	0.07	0.10	0.09	0.12
% COARSE SILT:	0.18	0.16	0.21	0.17	0.09	0.15	0.16	0.15	0.18
% MEDIUM SILT:	0.21	0.21	0.19	0.19	0.19	0.22	0.21	0.20	0.21
% FINE SILT:	0.18	0.22	0.15	0.16	0.28	0.22	0.20	0.20	0.18
% V FINE SILT:	0.11	0.16	0.10	0.10	0.23	0.15	0.13	0.14	0.12
% CLAY:	0.11	0.17	0.10	0.09	0.21	0.15	0.13	0.16	0.11

## ANEXO 5: UBICACIÓN TESTIGOS

<b>Tipo de muestra</b>	<b>Código</b>	<b>Largo (cm)</b>	<b>Fecha</b>	<b>Latitud</b>	<b>Longitud</b>
Gravity corer	C24-18-GC	150,5	04-oct	-44.0716667	-75.3666133
Gravity corer	C24-19-GC	153,5	05-oct	-44.2388133	-75.40619