



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

**DEPOSITOS TURBIDITICOS HOLOCENOS Y SU RELACIÓN CON TERREMOTOS
DE ALTA MAGNITUD ($MW > 7.5$) EN EL MARGEN CONTINENTAL DE PATAGONIA
NORTE ENTRE LOS $44,67^{\circ}S$ Y LOS $45,17^{\circ}S$**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

ESTEFANÍA ALEJANDRA AVENDAÑO GONZÁLEZ

PROFESOR GUÍA:

RODRIGO FERNÁNDEZ VÁSQUEZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

MARÍA PÍA RODRÍGUEZ MONTECINOS

TANIA VILLASEÑOR JORQUERA

Este trabajo ha sido financiado por CONA en el marco del programa CIMAR 24

SANTIAGO DE CHILE
2021

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE:** Geóloga
POR: Estefanía Alejandra Avendaño González
FECHA: XX / 09 / 2021
PROFESOR GUÍA: Rodrigo Fernández Vásquez

**DEPOSITOS TURBIDITICOS HOLOCENOS Y SU RELACIÓN CON TERREMOTOS
DE ALTA MAGNITUD (MW>7.5) EN EL MARGEN CONTINENTAL DE PATAGONIA
NORTE ENTRE LOS 44,67°S Y LOS 45,17°S**

El margen continental chileno es reconocido por su alta actividad sísmica, teniendo terremotos con magnitud mayor a 7.5 Mw, los que liberan energía en extensos segmentos del margen. Ejemplos de estos eventos son el terremoto de Maule 2010 (8,8 Mw) y Valdivia 1960 (9,5 Mw), en donde la zona de ruptura de este último incluye la zona de estudio de este trabajo.

En comparación con el resto del país, la zona al sur de 41°S se ha encontrado escasamente habitada por un largo periodo de tiempo, lo que dificulta obtener registros históricos de eventos sísmicos de alta magnitud (~ 7.0 Mw). Dichos eventos son los que desencadenan deslizamientos en la zona del talud continental, dando origen a turbiditas.

El objetivo de este trabajo es estudiar el registro sedimentario del talud continental entre los 44,67°S y los 45,17°S e identificar depósitos turbidíticos en éste, para luego determinar cuáles habrían sido gatillados por eventos sísmicos mayores (Mw > 7,5) de subducción durante el Holoceno. Para cumplir con esto, se extraen dos testigos desde la zona de estudio, los que son caracterizados mediante análisis descriptivos, de susceptibilidad magnética (MS), tomografía computarizada (CT) y análisis granulométrico, junto a datos batimétrico y sísmico recopilados para el área de estudio.

De esta forma, se reconoce que la zona de estudio abarca parte de la fosa, talud y plataforma continental, en donde se es posible reconocer variadas geoformas, entre las que se cuentan, cañón principal y tributarios, canales, *gullies*, cuencas intratalud, entre otros. A su vez, se identifican fuentes probables y mecanismo de transporte para los sedimentos turbidíticos.

En cuanto a la caracterización de turbiditas en los testigos, los criterios utilizados son los propuestos por Stow y Shanmugam (1980) para sedimentos de grano fino. Así, se definen 7 y 12 turbiditas entre ambos testigos, algunas de las cuales se asocian a deslizamientos y corrientes de turbidez gatilladas por megaterremotos y eventos sísmicos menores.

A los que nos dejan
A los que nos miran
A los que nos cuidan

Esto es para usted abuelita.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, me agradezco a mí, por creer en mí, por creer y confiar en mis capacidades, por abrazar mis fortalezas y también mis debilidades.

Agradezco a mi familia por apoyarme, comprenderme y amarme incondicionalmente.: A mi mami, por entenderme y no entenderme, por amarme y mostrarme tu lado más sensible., a mi papi, por confiar en mí y apoyarme en los momentos difíciles. A mi hermano Ari, compartir conmigo la experiencia de vivir solos, por soportar mis mañas y mal humor, por aguantas mis risas y mis cantos desafinados, y por siempre entregarme tu apoyo en cualquier idea que cruce mi cabeza.

A mis amigas, Clau Armijo, Cami Meza, Coni Carvajal, Panchi Asenjo, Karol Tordecilla y Ali Vásquez. Gracias mis niñas por todo el apoyo, cariño y amor que me han entregado desde que nos conocimos. Gracias por las locuras, las risas, los almuerzos, las fiestas, los juegos, los bailes; sin ustedes nada habría sido lo mismo, las quiero mucho.

A los geocabrxs, Martin M, Maxi, Gene, Fer, Mardel, Foncho, Negrito, Panchito, Nico, Martin C, por toda la buena onda, cariño, aprendizajes, experiencias, por las juntas a estudiar que terminaban en almuerzo de domingo, por las horas infinitas de conversaciones, por las horas llenas de risas en laboratorio, por lo bien que lo pasábamos caminando por los cerros y por confiar en mí, los quiero mucho.

A mi comisión. A Rodrigo por confiar en mí y darme la oportunidad de participar en este proyecto, por los aprendizajes, por comprenderme y por la buena onda. A Pía, por el cariño, consejos y retos. A Tania, gracias entregarme sabiduría y por ver el entusiasmo que pongo en las cosas. Y no puedo dejar afuera los chicos con lo que compartir esta experiencia de estar en barco, por compartir sopitas para uno, muchos panes con queso, mareos y caídas: Seba, Marisol, Ángelo, Fran, etc.... gracias por risas, la música que compartimos, las fotos y el apoyo que siempre mostraron en cada salida a cubierta.

Agradezco a CONA y SHOA, por el financiamiento y la logística que hicieron posible un terreno tan espectacular como lo fue CIMAR24. Además, a la tripulación del “Cabo de Hornos” por su ayuda durante esta travesía. Finalmente, le doy gracias a los doctores 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

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Planteamiento del problema de investigación	2
1.2	Hipótesis y Objetivos	3
1.2.1	Hipótesis.....	3
1.2.2	Objetivos	3
1.3	Ubicación zona de estudio.....	4
2	ANTECEDENTES GEOLÓGICOS, TECTÓNICOS Y SÍSMICOS	5
2.1	Geología del Archipiélagos de Chonos	5
2.2	Contexto tectónico.....	8
2.3	Registro sísmico en Zona Centro – Sur de Chile.....	11
3	MARCO TEÓRICO.....	14
3.1	Ambiente marino profundo	14
3.1.1	Turbiditas: definición	17
3.1.2	Turbiditas: uso en paleosismología.....	22
3.2	Susceptibilidad Magnética.....	22
3.3	Tomografía Computarizada.....	24
3.4	Sísmica de reflexión	25
4	MATERIALES Y MÉTODOS	27
4.1	Plan de navegación.....	27
4.2	Extracción de testigos de sedimentos	28
4.3	Adquisición de imágenes tomográficas en testigos de sedimento.....	28
4.4	Susceptibilidad Magnética y medición en testigos de sedimento.....	30
4.5	Apertura y descripción de testigos de sedimento	33
4.6	Análisis granulométrico.....	34
4.7	Sísmica de reflexión	36
4.8	Batimetría multihaz	36
5	RESULTADOS.....	38
5.1	Geomorfología del área de estudio.....	38
5.2	Sismoestratigrafía.....	45
5.2.1	Facies sísmicas	45
5.2.2	Unidades sísmicas	45

5.3	Facies sedimentarias	53
5.3.1	Descripción de litofacies	53
5.3.2	Estructuras sedimentarias	56
5.3.3	Susceptibilidad Magnética	61
5.3.4	Análisis Granulométrico	63
5.3.5	Integración de información	70
6	DISCUSIÓN.....	75
6.1	Identificación de turbiditas	75
6.2	Datación de depósito usando testigos de sedimento.....	80
6.3	Mecanismos y fuentes de sedimentación	80
6.4	Sismoestratigrafía	84
6.5	Corrientes de turbidez.....	85
6.6	Gatillantes de turbiditas	87
6.6.1	Factor sísmico: precursor de turbiditas	89
7	CONCLUSIONES	92
8	BIBLIOGRAFÍA.....	93
9	ANEXOS.....	97
	Anexo 1: Ubicación y tipo de muestra obtenidas entre Puerto Montt y la Península de Taitao. BC: box core, GC: gravity core, DR: draga.....	97
	Anexo 2: Pauta de descripción de litofacies.....	98
	Anexo 3: Información líneas sísmicas.....	100
	Anexo 4: Información granulométrica	102

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Área de estudio del crucero en Polígonos I, II y III, subpolígonos de trabajo geofísico para el proyecto (1 al 4) y ubicación de puntos tentativos de muestreo en cada subpolígono (1 al 8). El fondo corresponde a modelo batimétrico obtenido con software GeoMapApp.	1
Figura 1.2 A) Área de ruptura y deslizamiento cosísmico estimado de los terremotos de subducción más grandes en el segmento de ruptura Valdivia. B) Contexto tectónico de la zona centro-sur de Chile. Las curvas rojas muestran la magnitud del deslizamiento cosísmico del terremoto de 1960. Notar que entre 42 – 45°S se tiene información de sismos previos a 1837. 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 Ubicación de zona de estudio, La batimetría de fondo corresponde a modelo GEBCO2014. Elaboración propia.	5
Figura 2.1 Mapa de localización: (a) muestra la posición y extensión de Batolito Patagónico, (b) muestra la geología simplificada de región de Aysén. Tomado de Pankhurst et al., 1999.....	5
Figura 2.2 Mapa geológico general para Archipiélago de Chonos. (1) Franja oriental: T, Fm. Teresa; P, Fm. Potranca. (2) Franja occidental: 2a, esquistos; 2b, esquistos de albita orientada. (3) Granitoides de edad Jurásico - Cretácico. (4) Broken formations. (5) Esquisto verde. (6) Minerales de alta presión localizados. (7) Meta-andesitas. Tomado y editado de Davidson et al., 1987.....	7
Figura 2.3 Mapa geológico que muestra la tectónica y áreas volcánicas activas de Zona Volcánica Sur (ZVS) y Zona Volcánica Austral (ZVA). En ambos mapas se ubican los volcanes activos (punto y triángulo). Tomado de Carel et al., 2011.	8
Figura 2.4 Mapa tectónico del sureste del océano Pacífico y el sur de Chile. Tomado de Thomson, 2002.	9
Figura 2.5 Mapa geológico de Chile entre 42°S y 49°S. Tomado de Thomson (2002).....	10
Figura 2.6 Esquema resumen de terremotos históricos registrados a lo largo de la zona de ruptura de 1960. A) Secuencia de edades de terremotos similares a 1960 o menores en Cocotué, comparados con eventos registrados en Lago Calafquén y registros históricos. B) Resumen gráfico de la ubicación de evidencia geológica para los distintos eventos. C) Línea de tiempo de mega y grandes terremotos a lo largo de los últimos 1000 años en la zona Centro – Sur de Chile. Tomado de Cisternas et al., 2017.....	11
Figura 2.7 Sismicidad en Centro – Sur de Chile. Los puntos representan los epicentros de eventos de magnitud mayor a 4,5. La barra de colores muestra la profundidad de los hipocentros. Las líneas moradas corresponden a la longitud estimada de la zona de ruptura para los terremotos de 1737, 1837 y 1960. Las líneas amarillas corresponden a la zona de ruptura de eventos sísmicos menores. Tomado de Ruiz y Madariaga, 2018.	12
Figura 3.1 Esquemas para A) cañones submarinos y B) abanicos de talud. Tomado de Nichols (1999).	15
Figura 3.2 Esquema de mecanismo de transporte de masa en ambiente marino profundo. Extraído de Shanmugam (2019).....	17

Figura 3.3 Diagrama en bloque mostrando el desarrollo de turbiditas intracuencales (I) y extracuencales (E). Las turbiditas extracuencales reciben aportes directos desde el continente y pueden dejar su depósito tanto en la plataforma como debajo del talud. Tomado de Zavala et al., 2016.	18
Figura 3.4 Componentes de flujos turbidíticos intracuencales. Tomado de Zavala et al., 2016.	19
Figura 3.5 Comparación del perfil de velocidad entre una turbidita intracuencal (I) y una extracuencal (E). Tomada de Zavala et al., 2014.	19
Figura 3.6 Secuencia de Bouma. Configuración ideal para turbiditas de grano grueso (tamaño arena). Tomado de Bouma et al., 2004.	20
Figura 3.7 Secuencia ideal para turbiditas de grano fino (tamaño limo y arcilla). Se identifican nueve subdivisiones (T ₀ a T ₈), las que son comparadas con trabajos anteriores. Tomada de Stow y Shanmugam, 1980.	21
Figura 3.8 Esquema que muestra los cambios en el descenso de pendiente en las divisiones de turbidita ideal, desde turbiditas de grano grueso (Lowe, 1982), turbiditas clásicas (Bouma, 1962) y turbiditas de grano fino (Stow y Shanmugam, 1980). Tomado de Shanmugam, 2020.	22
Figura 3.9 Esquema de funcionamiento de equipo de tomografía computarizada. (A) exploración a muestra de sedimento, mostrando la rotación de los rayos X. (B) el procesamiento de datos crea una matriz de elementos de volumen (vóxel), a cada uno se le asigna un valor de densidad CT propio. Modificado de Kenter et al., 1989.	25
Figura 3.10. Esquema de penetración de onda en el fondo marino. Tomado de Stocker et al. 1997.	26
Figura 4.1 A) Mapa con ruta seguida en barco. De norte a sur se distinguen tres zonas de interés, correspondiente a Polígono I, II y III, respectivamente. B) Mapa con plan de navegación para Polígono III. En color rojo se destacan el área de estudio (polígono) y testigos (puntos) usados en este trabajo. La batimetría de fondo corresponde a modelo GEBCO2014. Elaboración propia.	27
Figura 4.2 Muestreo de sedimento con gravity core. Fotografía tomada por Rodrigo Fernández.	28
Figura 4.3 Equipo de tomografía computarizada, SOMATON Definition Edge de Siemens. Imagen tomada de sitio web de Siemens.	29
Figura 4.4 Pantalla de visualización en software RadiAnt DICOM. En la parte superior se encuentran los comandos y herramientas, en extremo derecho se muestra la lista de archivos obtenidos desde el equipo de tomografía computarizada y en el centro se visualizan los tipos de cortes (coronal hacia la derecha y axial hacia la izquierda) para los testigos.	30
Figura 4.5 Instrumentos de medición de susceptibilidad magnética. (A) Bartington Loop Sensor MS2C. (B) MS2 Datasheet. Fabricados por Bartington Instruments.	31
Figura 4.6 Fotografía ilustrativa de mecanismo usado para medir MS. Fotografía propia.	31
Figura 4.7 Corrección Montiel. En A se identifican los elementos presentes en la imagen y se indica el número de píxeles para la imagen. En B se indica el número de píxeles totales de la imagen y número de píxeles de vacío (píxeles negros). En C se indica el número de píxeles de sedimento.	32

Figura 4.8 Fotografías de instrumentos y herramientas utilizados en la apertura de testigos A) Mesa de trabajo, diseñada para trabajar en muestreo de sedimentos en testigos. B) soporte de testigo para realizar corte C) Herramienta de alambre seccionador de sedimentos en testigo. D) Sistema de Colores de Munsell. Fotografías propias.	33
Figura 4.9 Granulómetro Malvern Mastersizer 2000. Laboratorio de Sedimentología, Departamento de Geología, Universidad de Chile.	35
Figura 4.10 Fotografía de herramientas usadas para mediciones de granulometría en sedimentos A) Agitador magnético, imán y vaso precipitado. B) Pipeta. Fotografías propias.....	35
Figura 4.11 Pantalla de visualización en software Seisee. En la parte superior se encuentran los comandos y herramientas, en extremo derecho se muestra la lista de archivos formato .seg obtenidos desde el sensor y en el centro se visualiza una sección del fondo marino, junto con ventana de filtro “pasa banda” (Band Pass Filter) utilizado para el ejemplo.	36
Figura 4.12 (A) Sonda multihaz. Se ilustra la forma de abanico, maximizando el ancho de la franja de fondo marino mapeada. (B)Ejemplo de estudio batimétrico de Heceta Banck, Oregon. Modificado de Goldfinger et al., 2009.	37
Figura 5.1 Batimetría de la zona de estudio y alrededores con las principales morfoestructuras identificadas. Se ubica en el mapa las líneas sísmicas analizadas en este trabajo. Elaboración propia.	39
Figura 5.2 Mapa de pendientes para zona de estudio y alrededores. Elaboración propia. ...	40
Figura 5.3 Línea sísmica 1 junto con unidades y estructuras definidas en líneas sísmica. Adjunto mapa de ubicación, línea roja representa línea sísmica descrita. Elaboración propia.	47
Figura 5.4 Línea sísmica 4 junto a unidades y estructuras definidas en líneas sísmica. Adjunto mapa de ubicación, línea roja representa línea sísmica descrita. Elaboración propia.	48
Figura 5.5 Línea sísmica 6 junto a unidades y estructuras definidas en líneas sísmica. Adjunto mapa de ubicación, línea roja representa línea sísmica descrita. Elaboración propia.	49
Figura 5.6 Línea sísmica 1 junto a unidades y estructuras definidas en líneas sísmica. Adjunto mapa de ubicación, línea roja representa línea sísmica descrita. Elaboración propia.	50
Figura 5.7 Línea sísmica 3 junto a Unidades y estructuras definidas. Adjunto mapa de ubicación, línea roja representa línea sísmica descrita. Elaboración propia.	51
Figura 5.8 Línea sísmica 5 junto a unidades y estructuras definidas en línea sísmica. Adjunto mapa de ubicación, línea roja representa línea sísmica descrita. Elaboración propia.	52
Figura 5.9 Mapa de ubicación de testigos (puntos rojos). De norte a sur, se encuentran Testigo 22 y Testigo 20. De fondo se utiliza modelo batimétrico GEBCO2014. Elaboración propia.....	53
Figura 5.10 Litofacies identificadas para testigo 20 y 22. Elaboración propia.	55
Figura 5.11 Ejemplos de estructuras sedimentarias identificadas en testigo 20. Las imágenes son extraídas de Software RadiAnt. Elaboración propia.	57
Figura 5.12 Ejemplos de estructuras sedimentarias identificadas en testigo 20. Las imágenes son extraídas de Software RadiAnt. Elaboración propia.	58
Figura 5.13 Unidades tomográficas y mapeo de estructuras identificadas en testigos 20 y 22. Elaboración propia.....	60

Figura 5.14 Gráficos de susceptibilidad magnética para Testigo 22 y Testigo 20. Los segmentos en verde y rojo presentan segmentos definidos según el comportamiento de los datos. Elaboración propia.....	62
Figura 5.15 Histograma de distribución granulométrica para Unidad F1. Elaboración propia.....	64
Figura 5.5.16 Histograma de distribución granulométrica para Unidad F2. Elaboración propia.....	64
Figura 5.17 Histograma de distribución granulométrica para Unidad F3. Elaboración propia.....	65
Figura 5.18 Histograma de distribución granulométrica para Unidad F4. Elaboración propia.....	66
Figura 5.19 Histograma de distribución granulométrica para Unidad G1. Elaboración propia.....	67
Figura 5.20 Histograma de distribución granulométrica para Unidad G2. Elaboración propia.....	68
Figura 5.21 Histograma de distribución granulométrica para Unidad G3. Elaboración propia.....	69
Figura 5.22 Histograma de distribución granulométrica para Unidad G4. Elaboración propia.....	70
Figura 5.23 Histogramas comparativos entre unidades caracterizadas como similares. Elaboración propia.....	71
Figura 5.24 Esquema resumen de información para Testigo 22 y Testigo 20. Elaboración propia.....	74
Figura 6.1 Grafico de dispersión para espesor de turbiditas en testigo 20, puntos rojos, y testigo 22, puntos verdes). Se omite graficar espesor de T22-9, correspondiente a 21,5 cm. Línea roja representa la medida 3,5 cm. Elaboración propia.	76
Figura 6.2 Turbiditas propuestas para Testigo 22 y Testigo 20, junto a su correlación con facies definidas por Stow y Shanmugam (1980). Elaboración propia.	79
Figura 6.3 Correlación de datos batimétricos y sísmicos para Testigo 20. En mapa de líneas para testigo 20 se colorean tramos representados por las líneas sísmicas encasilladas, con el color respectivo. Las fechas de color verde continua y segmentada representan la dirección de las corrientes de turbidez Fuentes probables de sedimentos para testigo 20 se señalan con estrella color verde. Elaboración propia.....	82
Figura 6.4 Correlación de datos batimétricos y sísmicos para Testigo 22. En mapa de líneas para testigo 22 se colorean tramos representados por las líneas sísmicas encasilladas, con el color respectivo. Las fechas de color verde continua y segmentada representan la dirección de las corrientes de turbidez Fuentes probables de sedimentos para testigo 20 se señalan con estrella color verde. Elaboración propia.....	83
Figura 6.5 Esquema de deslizamientos en perfiles sísmicos. A) Deslizamiento (slide) en línea sísmica 2. B) Deslizamiento rotacional sin deformación interna en línea sísmica 4. C) Deslizamiento rotacional (slump) sin deformación interna en línea sísmica 6. En color verde de muestra Unidad I y en amarillo Unidad II. Elaboración propia.....	85

Figura 6.6 Falla normal identificada en perfil sísmico (Línea Sísmica 1). Flecha negra corresponde al sitio de muestreo para Testigo 22. Línea segmentada roja, corresponde a la traza inferida de la falla. Elaboración propia.	85
Figura 6.7 Esquema que muestra los tipos de corrientes en el fondo marino. Descendiendo por la pendiente se muestran las corrientes de turbidez y paralelas a la pendiente se muestran las corrientes de fondo o corrientes de contorno. Tomado de Shanmugam (2000).....	87
Figura 6.8 Extensión y altitud modeladas del nivel del mar durante el Último Máximo Glaciar (LGM por sus siglas en inglés) en Patagonia. Tomado de Hulton et al., 2002.	89

INDICE DE TABLAS

Tabla 2.1 Correlación cronología y estratigráfica entre evidencia costera, lacustre, eventos registrados en Cocotué y eventos históricos para segmento Valdivia 1960. En letra negrita y regular se muestran los eventos interpretados como gigantes y grandes, respectivamente. En asterisco (*) se muestran datos inferidos desde estratigrafía, registros escritos y fotos aéreas. Las edades de Cocotué, Maullín, Caulle y Chucallén se obtuvieron a través de radiocarbono, mientras que las edades de los lagos Calafquén, Riñihue y Villarrica se obtuvieron desde el conteo de varvas. Tomado de Cisterna et al., 2017.	13
Tabla 4.1 Parámetros tomográficos utilizados para testigo 20 y 22.	30
Tabla 4.2 Especificaciones y opciones de calibración utilizadas en sensor Bartington Loop Sensor MS2C.	31
Tabla 5.1 Identificación de facies sísmicas y sus características. Modificada de Batchelor et al., 2013.	45
Tabla 5.2 Parámetros granulométricos para unidades definidas en Testigo 20.	63
Tabla 5.3 Parámetros granulométricos para unidades definidas en Testigo 22.	66
Tabla 6.1 Turbiditas propuestas para testigos 20 y 22, agrupadas según valores de densidad CT. Elaboración propia.	75
Tabla 6.2 Agentes gatillantes de deslizamiento y corrientes de turbidez, propuestos por Shanmugam, (2019); Goldfinger, (2009); Piper y Normark, (2009); Goldfinger et al., (2003), García et al., (2015) y Bernhardt et al., (2016). Elaboración propia.	87
Tabla 6.3 Turbiditas con porcentaje de arena mayor al promedio para testigo 20 y 22. (*) turbiditas con espesor mayor a 3,5 cm.	91

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)” financiado como parte del programa CIMAR24 organizado por el Comité Oceanográfico Nacional (CONA) y el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA).

Los datos de terreno fueron recolectados en una campaña llevada a cabo entre el 24 de septiembre y el 18 de octubre del 2018 a bordo del buque científico nacional AGS-61 “Cabo de Hornos” en aguas de la plataforma continental exterior y mar interior, entre Puerto Montt y la Península de Taitao.

En Figura 1.1 se muestran los polígonos de estudio para el crucero y subpolígonos de estudio diseñados para este proyecto.

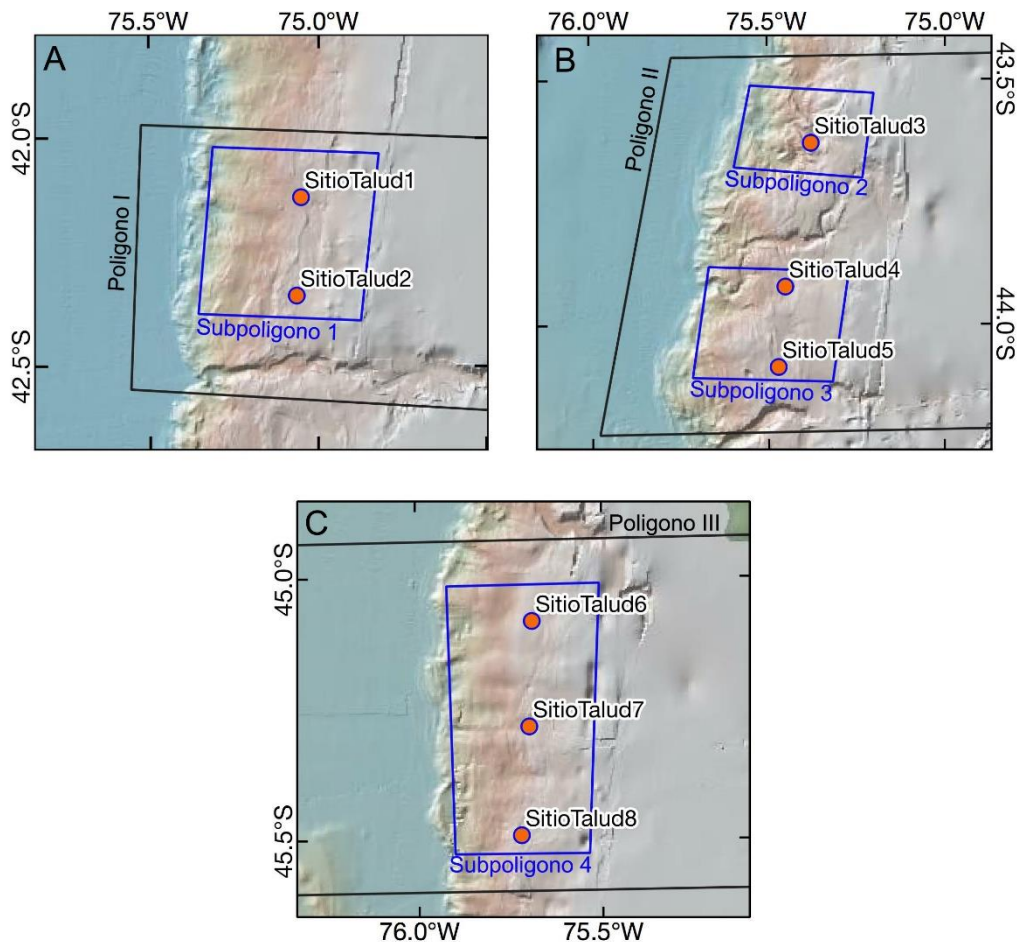


Figura 1.1 Área de estudio del crucero en Polígonos I, II y III, subpolígonos de trabajo geofísico para el proyecto (1 al 4) y ubicación de puntos tentativos de muestreo en cada subpolígono (1 al 8). El fondo corresponde a modelo batimétrico obtenido con software GeoMapApp.

1.1 Planteamiento del problema de investigación

El margen continental de Chile se caracteriza por terremotos de subducción recurrentes que pueden alcanzar magnitudes $>7,5Mw$ y liberar energía sísmica acumulada por largos tramos en la zona de subducción (Moernaut et al., 2018) (Figura 1.2). 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. Tal es el caso del terremoto de Valdivia de 1960 (Mw 9,5) cuyo segmento de ruptura abarcó más de 1000 km del margen continental chileno (Figura 1.2), siendo el sismo de mayor magnitud registrado instrumentalmente hasta la actualidad. Considerando la escasa densidad demográfica presente al sur de $42^{\circ}S$ durante los años 60 (Aysén, 5488 habitantes y Punta Arenas, 49504 habitantes (Dirección de Estadística y Censos, 1964), junto a la insuficiente infraestructura de la red sísmica, se desconoce en su mayoría el impacto que tuvo el sismo y posterior tsunami en la zona.

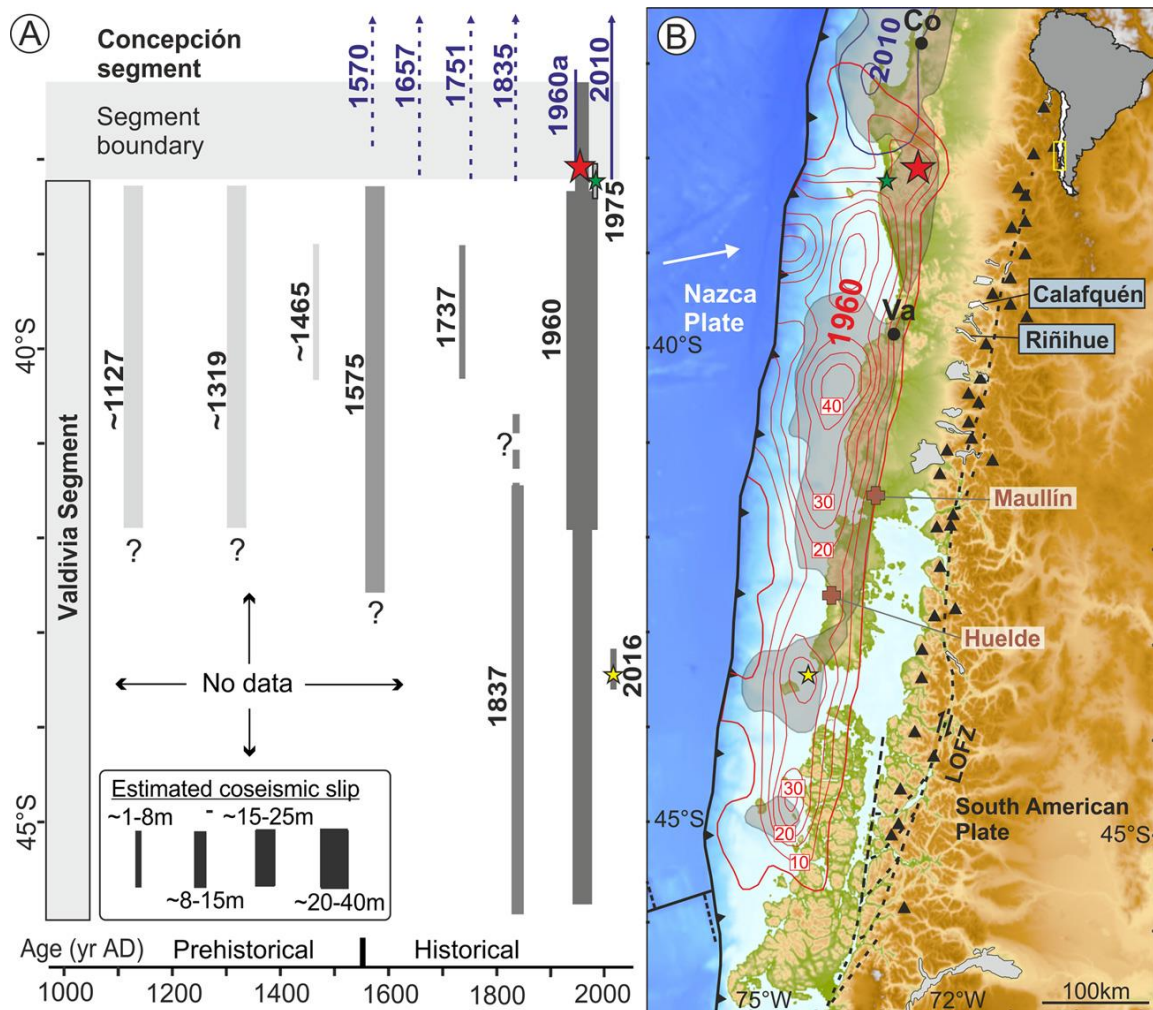


Figura 1.2 A) Área de ruptura y deslizamiento cosísmico estimado de los terremotos de subducción más grandes en el segmento de ruptura Valdivia. B) Contexto tectónico de la zona centro-sur de Chile. Las curvas rojas muestran la magnitud del deslizamiento cosísmico del terremoto de 1960. Notar que entre $42 - 45^{\circ}S$ se tiene información de sismos previos a 1837. LOFZ: Zona de Falla Liquiñe – Ofqui. Triángulos negros indican volcanes activos durante el holoceno. Va: Valdivia, Co: Concepción. Tomado de Moernaut et al., 2018.

En la zona del talud estos terremotos de alta magnitud pueden gatillar deslizamientos de sedimento y flujos de turbidez, los cuales dan lugar a depósitos detríticos de gran volumen (Goldfinger et al., 2003), conocidos como turbiditas, que se distinguen del material hemipelágico que domina el ambiente sedimentario submarino de esta zona, por su mayor granulometría, menor contenido de materia orgánica, y texturas y estructuras sedimentarias características relacionadas a flujos de alta energía (Reineck and Singh, 1975).

Los depósitos de turbiditas en secuencias sedimentarias marinas han sido usados en varios márgenes convergentes para el estudio de ocurrencia y recurrencia de terremotos de subducción (Goldfinger et al., 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. Este es el caso de las regiones de Cascadia (Canadá, Goldfinger et al., 2007), California (Gorsline et al., 2000), Japón (Nakajima y Kanai, 2000) y norte de África (Ratzov et al., 2015), donde el análisis de depósitos de turbiditas en el talud ha permitido reconstruir la recurrencia y extensión de terremotos de subducción de gran magnitud, contribuyendo de forma significativa al análisis del peligro geológico asociado a la ocurrencia de estos eventos

1.2 Hipótesis y Objetivos

1.2.1 Hipótesis

Se propone que eventos sísmicos mayores ($M_w > 7,5$) de subducción han generado depósitos turbidíticos en el talud continental entre los $44,67^\circ\text{S}$ y los $45,17^\circ\text{S}$, los cuales se encontrarían distribuidos en varios depocentros desconectados entre sí.

Asimismo, se plantea la existencia de suficiente material sedimentario disponible en el talud para alimentar flujos turbidíticos, que estos depósitos son reconocibles con las técnicas que se utilizarán.

Una contra hipótesis es que las turbiditas que se encuentran en el talud se han generado por eventos climáticos que gatillan tazas altas de flujos sedimentarios. Esta será evaluada mediante la correlación de depósitos turbidíticos en cuencas desconectadas y separadas por distancias importantes.

1.2.2 Objetivos

Objetivo general

El objetivo de esta investigación es estudiar el registro sedimentario del talud continental entre los $44,67^\circ\text{S}$ y los $45,17^\circ\text{S}$ e identificar depósitos turbidíticos en éste, para luego determinar cuáles habrían sido gatillados por eventos sísmicos mayores durante el Holoceno (últimos 11700 años).

Objetivos específicos

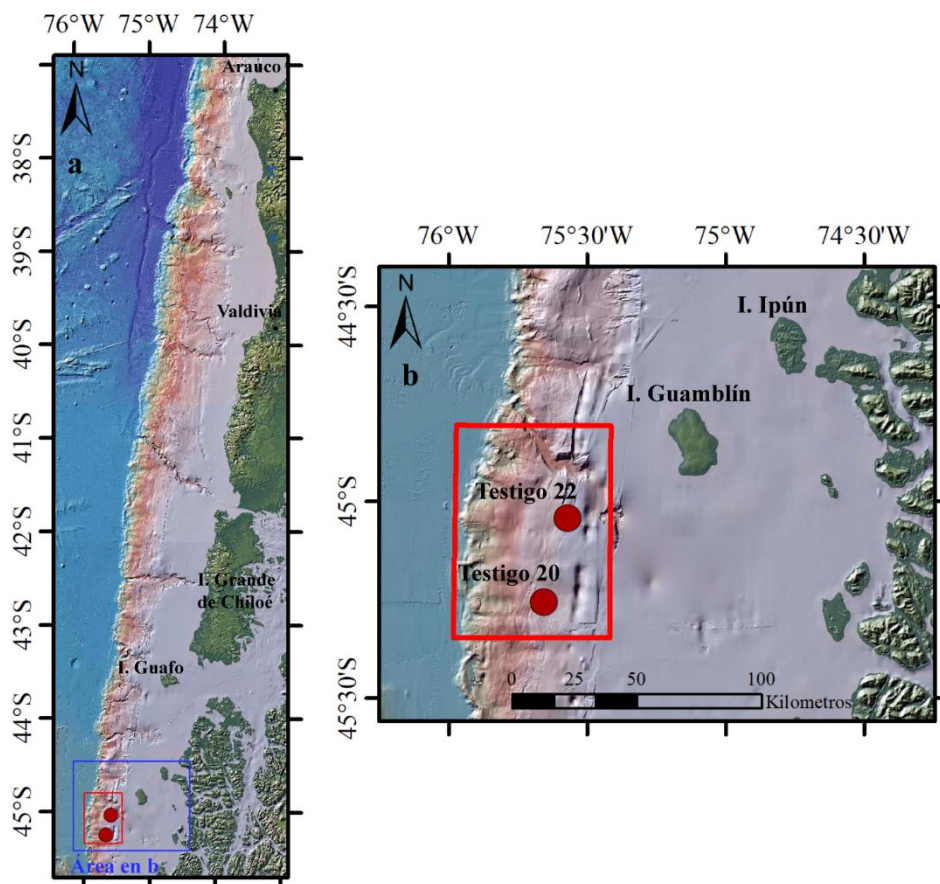
- Describir la geomorfología del talud continental para identificar zonas de ocurrencia de deslizamientos y flujos turbidíticos.
- Describir la sismoestratigrafía del talud en el área de estudio e identificar con ella depósitos turbidíticos pasados.
- Identificar zonas de generación y cuencas de acumulación de turbiditas.
- Describir las características sedimentológicas de depósitos turbidíticos y de sedimentos marinos no turbidíticos en testigos de sedimento.

1.3 Ubicación zona de estudio

La zona de estudio se ubica en la plataforma continental y talud frente a la Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo, entre los 44,67 °S y 45,5 °S (Figura 1.3). El área abarca un rectángulo de 44,186 km de ancho y 59,998 km de largo, y comprende un área de 2651 km² aproximadamente.

La accesibilidad a la zona es limitada, debido a que la única forma de llegar es a través de vía marítima.

El área de estudio limita hacia el este con Archipiélago de Chonos, siendo Isla Guablín e Isla Ipún las más cercanas.



2 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS, TECTÓNICOS Y SÍSMICOS

2.1 Geología del Archipiélagos de Chonos

El Archipiélago de Chonos ubicado, al sur del Archipiélago de las Guaitecas, entre los 44°S y 47°S, está conformado por más de mil islas, separadas del continente en el extremo oriental por los canales Moraleda y Costa. En esta latitud, la zona se divide en tres elementos morfológicos de orientación norte – sur. De este a oeste, estas son Cordillera Principal, cumbres de elevación superior a 3000 m correspondiente al arco volcánico activo desde Pleistoceno; Depresión Central, la que estas latitudes se encuentra bajo el nivel del mar y Cordillera de la Costa, siendo el segmento sur de esta franja, compuesta por rocas metamórficas (Charrier et al., 2007).

Así mismo, Pankhurst et al. (2003) destaca tres grandes bandas con orientación NNE-SSW, correspondiendo de E a W a una sucesión clástica, Batolito Patagónico y Complejo Metamórfico de Chonos (Figura 2.1).

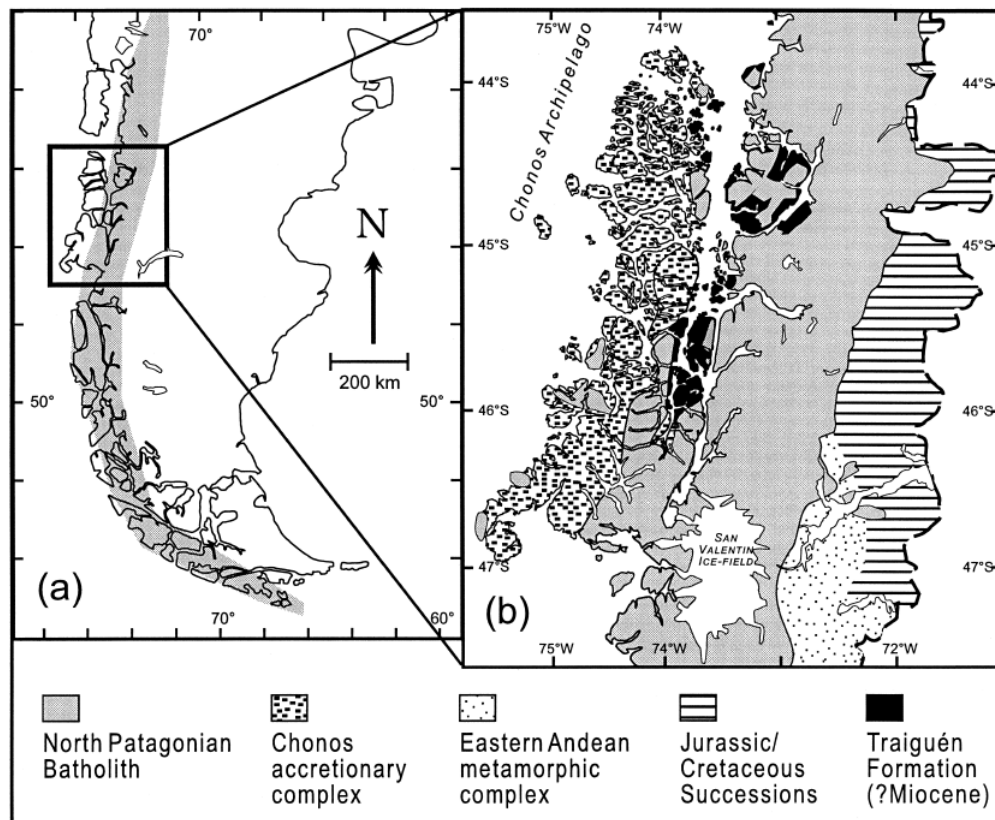


Figura 2.1 Mapa de localización: (a) muestra la posición y extensión de Batolito Patagónico, (b) muestra la geología simplificada de región de Aysén. Tomado de Pankhurst et al., 1999.

La primera banda corresponde a una secuencia de rocas volcánicas continentales con intercalaciones de rocas sedimentarias de edad Jurásica – Cretácica. En esta zona se distinguen lavas y brechas basálticas a andesíticas, lavas andesíticas, rocas piroclásticas, andesitas, dacitas y riolitas.

Hacia el oeste, el Batolito Patagónico corresponde a granitos, granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita de edad Cretácico Inferior y granodioritas, tonalitas y dioritas del Mioceno ubicadas en una franja central del batolito (Pankhurst et al.,2003).

El Complejo Metamórfico de Chonos, corresponde principalmente a metaturbiditas con ocasional ocurrencia de metabasitas de edad Triásica (Charrier et al., 2007) las que afloran en Archipiélago de Chonos. Davidson et al., (1987) (Figura 2.2), propuso dos franjas de orientación norte – sur. El sector occidental formado principalmente por esquisto de mica foliado y esquisto verde. Ambos exhiben una fuerte fabrica metamórfica, donde se preservan escasamente estructuras sedimentarias. Algunos esquistos poseen minerales de alta presión. El sector oriental compuesto por abanico–turbiditas submarinas y chert pelágico subordinado, ambas con estructuras sedimentarias primarias bien preservadas. Localmente se desarrollan bandas cortadas de arenisca, lutita y conglomerado

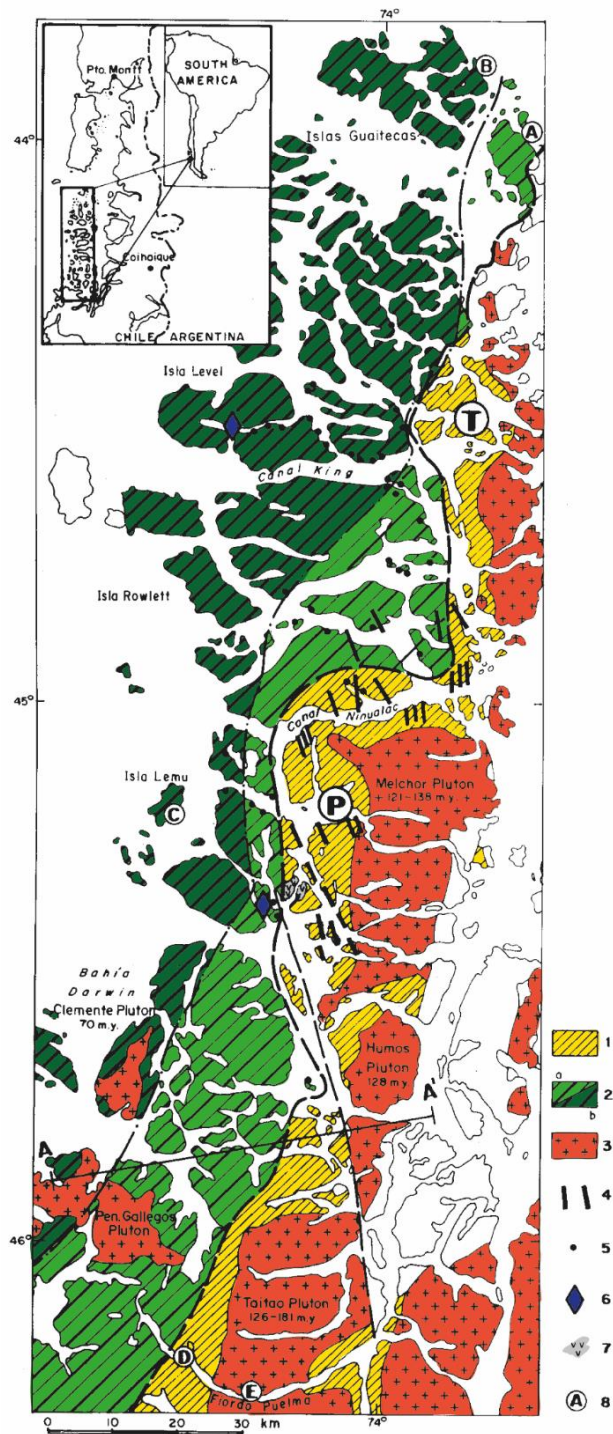


Figura 2.2 Mapa geológico general para Archipiélago de Chonos. (1) Franja oriental: T, Fm. Teresa; P, Fm. Potranca. (2) Franja occidental: 2a, esquistos; 2b, esquistos de albita orientada. (3) Granitoides de edad Jurásico - Cretácico. (4) Broken formations. (5) Esquisto verde. (6) Minerales de alta presión localizados. (7) Meta-andesitas. Tomado y editado de Davidson et al., 1987.

La región de fiordos también posee una estrecha relación con el punto triple, el que presenta un ajuste geodinámico controlado por la interacción de las placas Antártica, Nazca y Sudamericana. La subducción bajo la placa Sudamérica induce una importante actividad volcánica en los Andes marcada por grandes centros volcánicos cuaternarios que constituyen la Zona Volcánica Sur (ZVS)

y la Zona Volcánica Austral (ZVA) separadas por 350 km de gap volcánico, exactamente en la posición del punto triple (Carel et al., 2011) (Figura 2.3) La ZVS es dividida en dos partes, la zona norte de la Zona Volcánica Sur (NZVS) entre 33°S y 37°S, y la zona sur de la Zona Volcánica Sur (SZVS) entre 37°S y 46°S.



Figura 2.3 Mapa geológico que muestra la tectónica y áreas volcánicas activas de Zona Volcánica Sur (ZVS) y Zona Volcánica Austral (ZVA). En ambos mapas se ubican los volcanes activos (punto y triángulo). Tomado de Carel et al., 2011.

A lo largo del segmento entre 44°S y 46°S de SZVS se ubican cinco principales estratovolcanes activos, desde norte a sur son: Melimoyu (2400 m), Mentolat (1660 m), Cay (2090 m), Maca (3028 m) y Hudson (1905 m) (Figura 2.3), los que poseen principalmente productos volcánicos de composición basáltica a dacítica.

Respecto a la disponibilidad de sedimento en la zona de fiordos, se tiene que en la zona predominan los sedimentos con granulometría de limo fino a arcilla, sedimento hemipelágicos y secuencias de turbiditas compuestas principalmente por sedimentos tamaño arena media (Herberer et al., 2010). Asimismo, testigos de sedimentos extraídos de entre los 44°S y 45°S en placa de Nazca, fosa y talud (Carel et al., 2011) muestran la presencia de capas de tefra proveniente de eventos eruptivos de la SZVS.

2.2 Contexto tectónico

A lo largo del margen costero chileno en la zona de estudio se emplaza una extensa zona de subducción oblicua entre la placa de Nazca y Sudamérica. Según Thomson, (2002), hasta aproximadamente los 25 Ma, el vector de convergencia entre la placa de Nazca y placa Sudamericana en la parte sur de América del Sur ha mantenido una orientación constante ENE,

que conduce a un ángulo de convergencia oblicuo con respecto a la fosa de Perú – Chile entre 10° y 30° (Figura 2.4).

Sumado a lo anterior, la zona de estudio (Figura 2.4) recibe influencia desde el sur de la Zona de Fractura Guamblin (Guamblin FZ) y del *Chile Rise* (CR), y se ubica al norte del punto triple, sitio en que las placas Antártica, de Nazca y Sudamérica coinciden. Actualmente a los $46^\circ 09'S$, el centro activo del límite de las placas Antártica – Nazca, subduce a la margen continental de Sudamérica (Bourgeois et al., 2000). Sin embargo, este sitio se ha desplazado desde latitudes mayores hasta llegar a la ubicación que ocupa el día de hoy. Bourgeois et al. (2000) señala que desde 5 – 6 a 3 Ma, cuando la Zona de Fractura Tres Montes (Tres Montes FZ) ocurre, el punto triple migra desde $46^\circ 45'S$ a $46^\circ 35'S$. Entre 3 – 2,8 Ma, cuando el segmento de ridge entre la Zona de Fractura Tres Montes y Taitao subduce se provoca una migración hacia el norte del punto triple, desde $46^\circ 35'S$ a $46^\circ 25'S$. Finalmente, desde 0,2 – 0,3 Ma el punto triple migra a su ubicación actual.

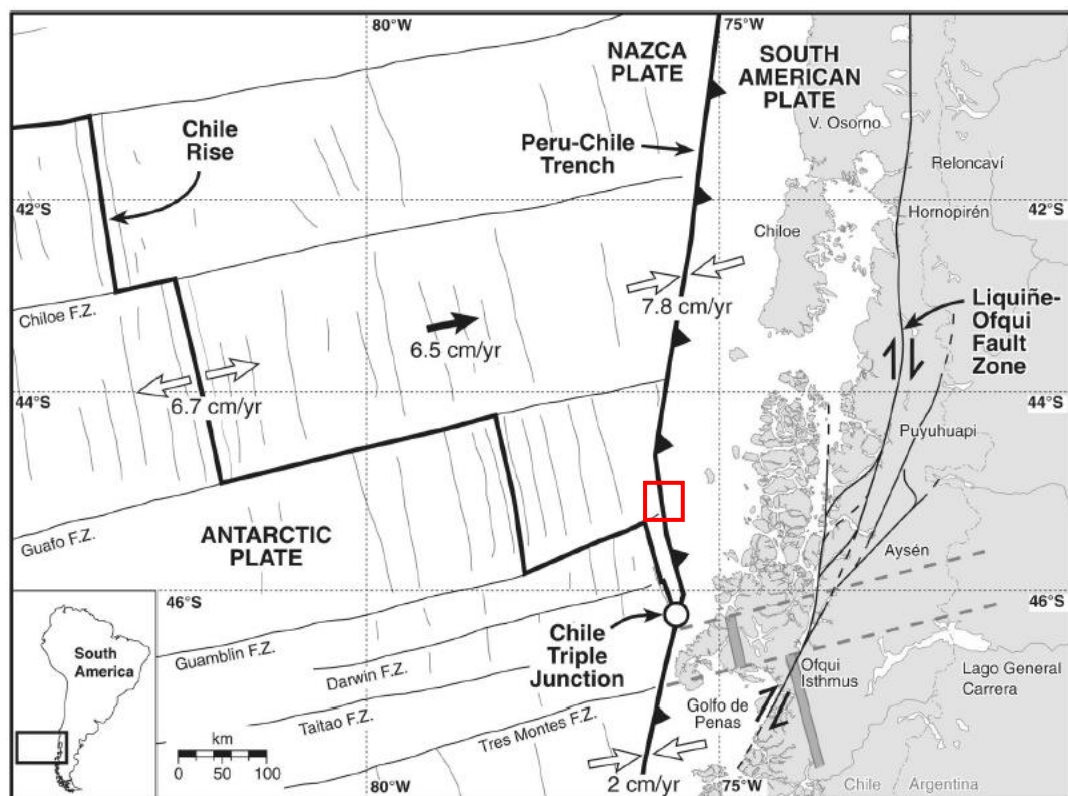


Figura 2.4 Mapa tectónico del sureste del océano Pacífico y el sur de Chile. Tomado de Thomson, 2002.

Hacia el continente, la principal estructura presente es la falla Liquiñe – Ofqui (LOFZ), la que se explica comúnmente como resultado del deslizamiento a favor del rumbo de convergencia en la corteza litosférica débil del arco magmático andino (Charrier et al., 2007; Thomson, 2002). Al sur de $43^\circ S$, la estructura se expresa como una falla lineal con componente de deslizamiento oblicuo (*strike - slip partitioning*) dextral frágil y dúctil. Aproximadamente a los $44^\circ S$, Cembrano et al. (2000), entrega edades de Ar-Ar en biotita sincinemática de $4,2-3,8 \pm 0,3$ Ma, similares a las encontradas por Thomson (2002) en milonitas al sur de $45^\circ - 46^\circ S$ con edades de $4,4 \pm 0,3$ Ma.

Esta estructura presenta evidencia de actividad sísmica reciente, siendo 21 de abril del 2007 el evento más recordado. Se produjo un sismo de magnitudes entre 5,3 y 6,2 (M_w) cercano la ciudad

de Puerto Aysén (Lange et al., 2008), el que desencadenó deslizamientos de ladera en las zonas costeras adyacentes al fiordo, provocando tsunamis dentro de los canales. No obstante, se tiene registro a través de sismología de nueve eventos con magnitudes entre 5,2 y 6,2 (M) a lo largo de 40 años en la extensión total de la falla (Lange et al., 2008). De igual manera, Villalobos et al., 2020 menciona que los terremotos superficiales registrados se localizan en los primeros 10 km de la corteza superior, ubicados en *clusters*, patrón identificado en diferentes ventanas de observación (día a día y mes a mes).

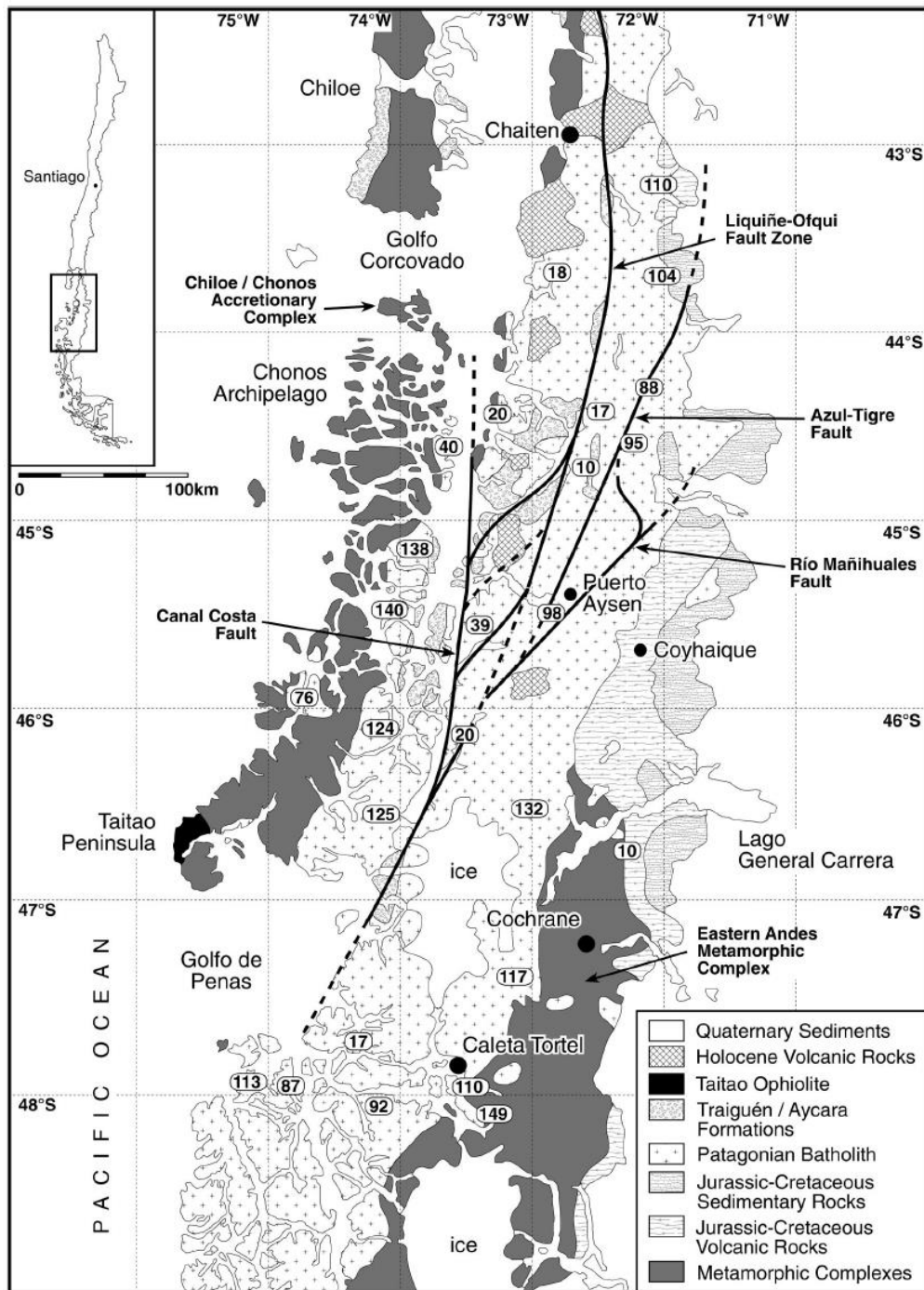


Figura 2.5 Mapa geológico de Chile entre 42°S y 49°S. Tomada de Thomson (2002).

2.3 Registro sísmico en Zona Centro – Sur de Chile

En los últimos 50 años, hasta el terremoto de Maule 2010, la deformación de la zona Centro – Sur de Chile estaba dominada por deformación post-sísmica causada por el mega-terremoto de Valdivia en 1960 (9,5 Mw) (Ruiz y Madariaga, 2018)

En comparación con el resto del país, la zona Centro - Sur se ha encontrado escasamente habitada por un largo periodo de tiempo, lo que dificulta obtener registros históricos de eventos sísmicos de alta magnitud (~ 7.0 Mw) (Ruiz et al., 2017).

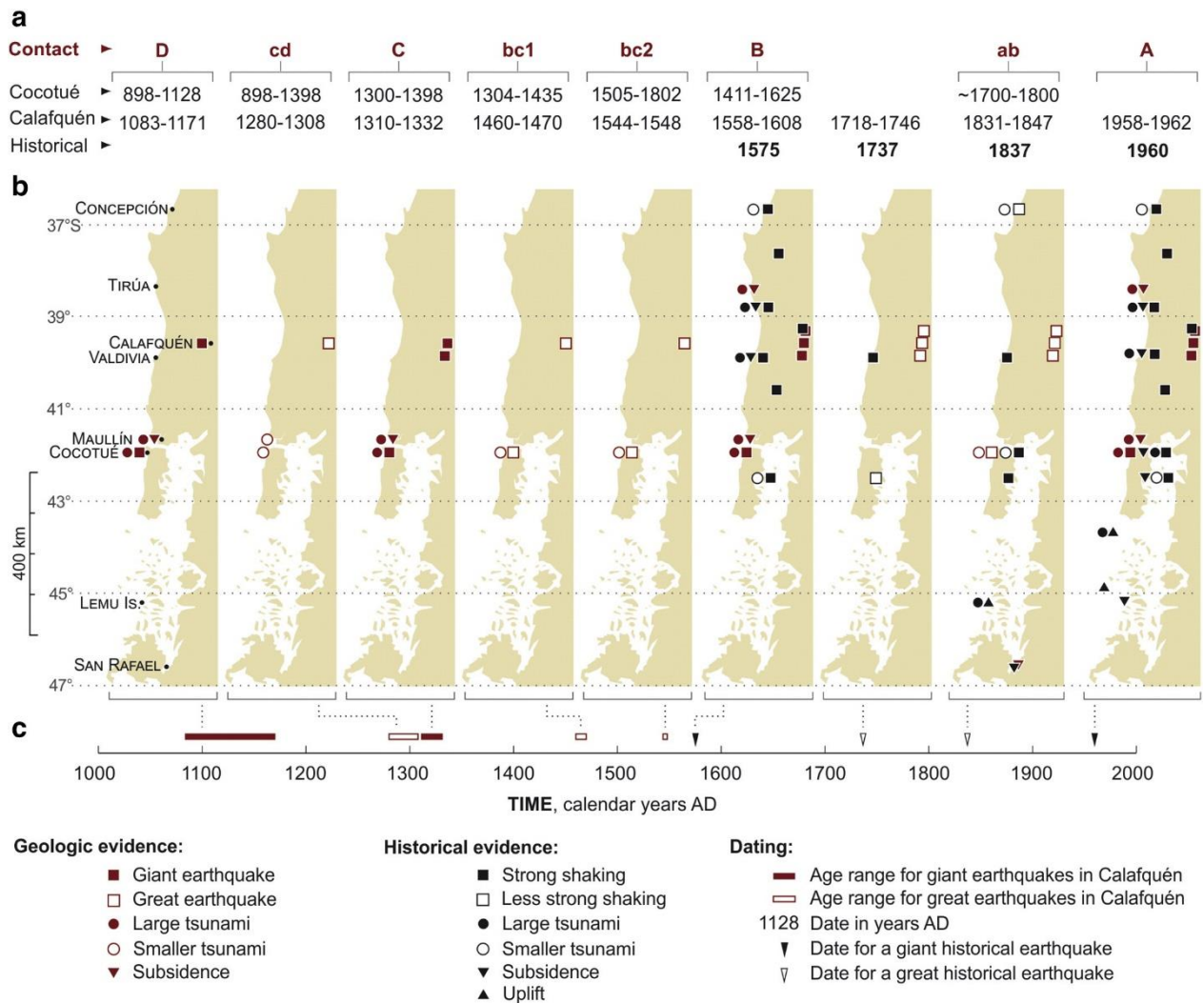


Figura 2.6 Esquema resumen de terremotos históricos registrados a lo largo de la zona de ruptura de 1960. A) Secuencia de edades de terremotos similares a 1960 o menores en Cocotué, comparados con eventos registrados en Lago Calafquén y registros históricos. B) Resumen gráfico de la ubicación de evidencia geológica para los distintos eventos. C) Línea de tiempo de mega y grandes terremotos a lo largo de los últimos 1000 años en la zona Centro – Sur de Chile. Tomado de Cisternas et al., 2017.

Cisternas et al. (2005; 2017) reconocen 4 eventos sísmicos en las costas de Río Maullín y Cocotué, Isla de Chiloé, los que corresponden a un sismo ocurrido en 1575, dos terremotos asignados a los eventos de Valdivia 1737 y 1837 y el sismo de Valdivia en 1960 (Figura 2.6).

La zona de ruptura para cada uno de estos terremotos es distinta. Para el sismo de 1960, la zona de ruptura se extendió por más de 1000 km (Figura 2.7) reportado a través de cambios en el nivel de costas e islas (Ruiz y Madariaga, 2018). En 1575 son reportados daños, subsidencia de terrenos e inundaciones por los españoles que se encontraban en sus fuertes en la mitad norte del segmento de 1960. De acuerdo con estos registros, los efectos ocasionados por este sismo son muy similares a los ocurrido en 1960 (Cisternas et al., 2005).

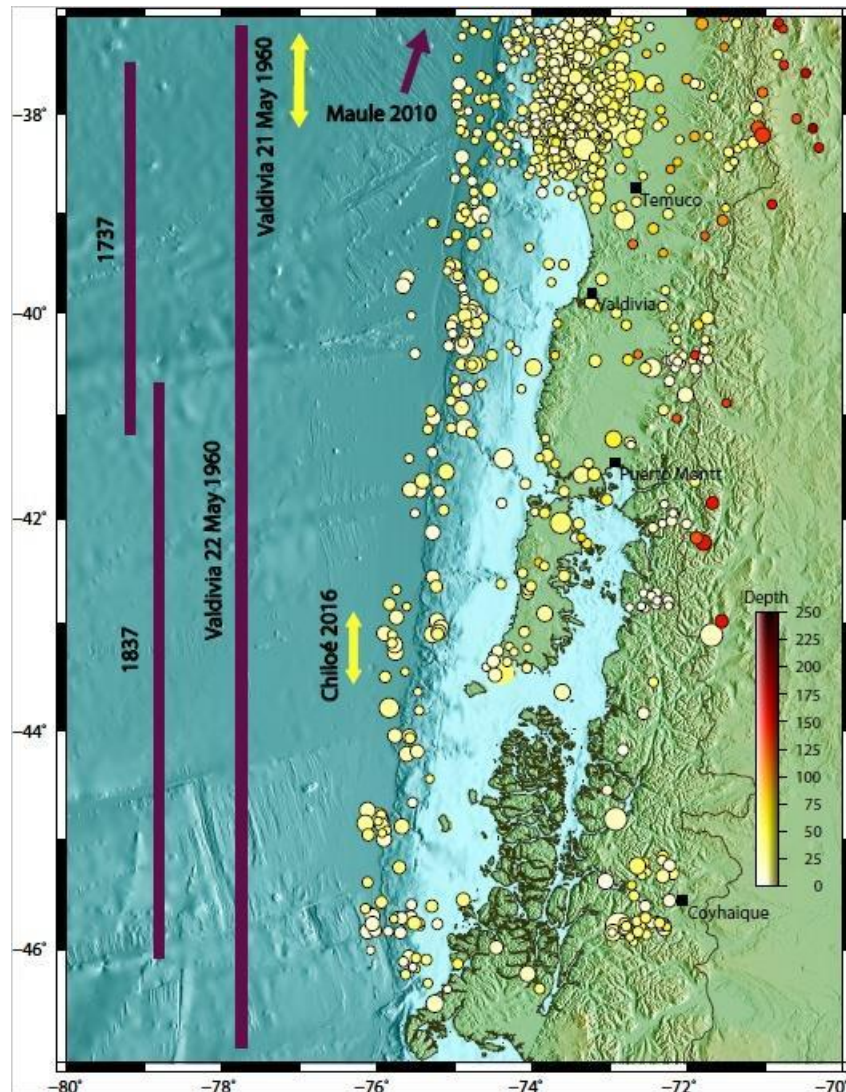


Figura 2.7 Sismicidad en Centro – Sur de Chile. Los puntos representan los epicentros de eventos de magnitud mayor a 4,5. La barra de colores muestra la profundidad de los hipocentros. Las líneas moradas corresponden a la longitud estimada de la zona de ruptura para los terremotos de 1737, 1837 y 1960. Las líneas amarillas corresponden la zona de ruptura de eventos sísmicos menores. Tomada de Ruiz y Madariaga, 2018.

En el caso de los sismos de menor intensidad registrados, Cisterna et al. (2017) concluyen que los efectos causados por el terremoto de 1737 no se registran en las costas de Cocotué, pero si en las costas del Río Maullín, lo que se asociada a una menor magnitud del sismo. Sin embargo, para 1837 si se reconocen sedimentos correspondientes a este evento, lo cual ubica su límite norte aproximadamente a los 41° S (Figura 2.6) Moernaut et a. (2014) calcula intensidad para ambos

terremotos, obteniendo magnitudes de 7,2 – 7, 5 para 1737 y magnitudes de 7,2 - 8,5 para 1837, valores que para este último dependen de la posición del norte de ruptura (~39°S a 41,5°S, respectivamente).

El evento sísmico más reciente registrado en la zona corresponde al terremoto de Chiloé en 2016 de una magnitud de 7,6 Mw, el cual ocurre en la zona de ruptura del terremoto de Valdivia en 1960 (Ruiz et al., 2017; Ruiz y Madariaga, 2018).

Los terremotos descritos anteriormente, corresponden a eventos históricos, dado que se registraron posterior a la colonización por parte de españoles en la zona. No obstante, mediante el registro geológico, diversos autores han propuesto eventos sísmicos prehistóricos de alta magnitud para el segmento del sismo de Valdivia 1960. Moernaut et al., 2014, identifican dos terremotos con edades de 1319 (± 9) y 1127 (± 44) a partir de sedimentos turbidíticos en los lagos Calafquén y Riñihue. Cisterna et al. (2017) reconocen dos eventos sísmicos con edades entre 1300 - 1398 y entre 898 – 1128, en afloramientos observados en Cocotué. A partir de lo anterior, Cisternas et al. (2017) propone una correlación de eventos (Tabla 2.1) para el segmento Valdivia 1960, en donde es posible reconocer al menos 4 grandes terremotos.

Tabla 2.1 Correlación cronología y estratigráfica entre evidencia costera, lacustre, eventos registrados en Cocotué y eventos históricos para segmento Valdivia 1960. En letra negrita y regular se muestran los eventos interpretados como gigantes y grandes, respectivamente. En asterisco () se muestran datos inferidos desde estratigrafía, registros escritos y fotos aéreas. Las edades de Cocotué, Maullín, Caille y Chucallén se obtuvieron a través de radiocarbono, mientras que las edades de los lagos Calafquén, Riñihue y Villarrica se obtuvieron desde el conteo de varvas. Tomado de Cisterna et al., 2017.*

COCOTUE EVENT	HISTORICAL EVENT	COASTAL EVIDENCE (Years AD at 2 σ)			LACUSTRINE EVIDENCE (Years AD)			
		Cocotué	Maullín	Caille	Chucalén	Calafquén	Riñihue	Villarrica
D		898–1128	1020–1180		1070–1220	1083–1170		
cd		898–1398	1020–1387			1280–1308		
C		1300–1398	1280–1387	1270–1400	1270–1450	1310–1332	1307–1327	
bc1		1305–1435				1460–1470	1464–1471	
bc2		1505–1802				1544–1548		
B	1575	1412–1625	1450–1616	1575*	1540–1800	1558–1600	1562–1596	1558–1608
	1737					1718–1746		1723–1755
ab	1837	1505–1949				1831–1847	1826–1840	1820–1840
A	1960*	1960*	1960*	1960*	1955–1971	1958–1962	1959–1963	1957–1963

3 MARCO TEÓRICO

3.1 Ambiente marino profundo

El sistema marino se divide en provincia bentónica, correspondiente al fondo oceánico y provincia pelágica, correspondiente a la columna de agua, ambas subdivididas según la profundidad (Boaden and Seed, 1988). La provincia bentónica se divide en las zonas: litoral (área entre marea alta y baja), sublitoral (0 – 200 m b.n.m.), batial (200 – 4000 m b.n.m.), abisal (4000 – 6000 m b.n.m.) y hadal(>6000 m b.n.m.). La zona de estudio de este trabajo se encuentra principalmente en la zona batial, la cual se correlaciona con la zona mesopelágica (200 – 1000 m b.n.m.) donde la luz disponible es insuficiente para la fotosíntesis y el mecanismo de alimentación de los animales es la depredación, y la zona batipelágica (1000 – 4000 m b.n.m.) donde la disponibilidad de luz es nula y presenta una alta presión hidrostática (Boaden and Seed, 1988).

Morfologías

Las dos grandes unidades morfoestructurales presentes en la zona de estudio son el talud, el cual posee un ángulo entre 2° a 10° de pendiente, y la plataforma continental, con pendiente menor al anterior (Nichols, 1999).

Dentro del talud es común encontrar cañones submarinos (Figura 3.1), incisiones en la roca con lados empinados que actúan como conductos de transferencia de sedimentos desde la plataforma continental y controlan la formación y posición de abanicos submarinos. Otro sistema depositacional que es posible hallar son los abanicos de talud (“*slope aprons*”). Flujos de masas alimentados por fuentes que entregan un suministro lineal desde la plataforma, como es el caso de deslizamientos y desprendimientos submarinos, flujos de detritos y corrientes de turbidez (Nichols, 1999).

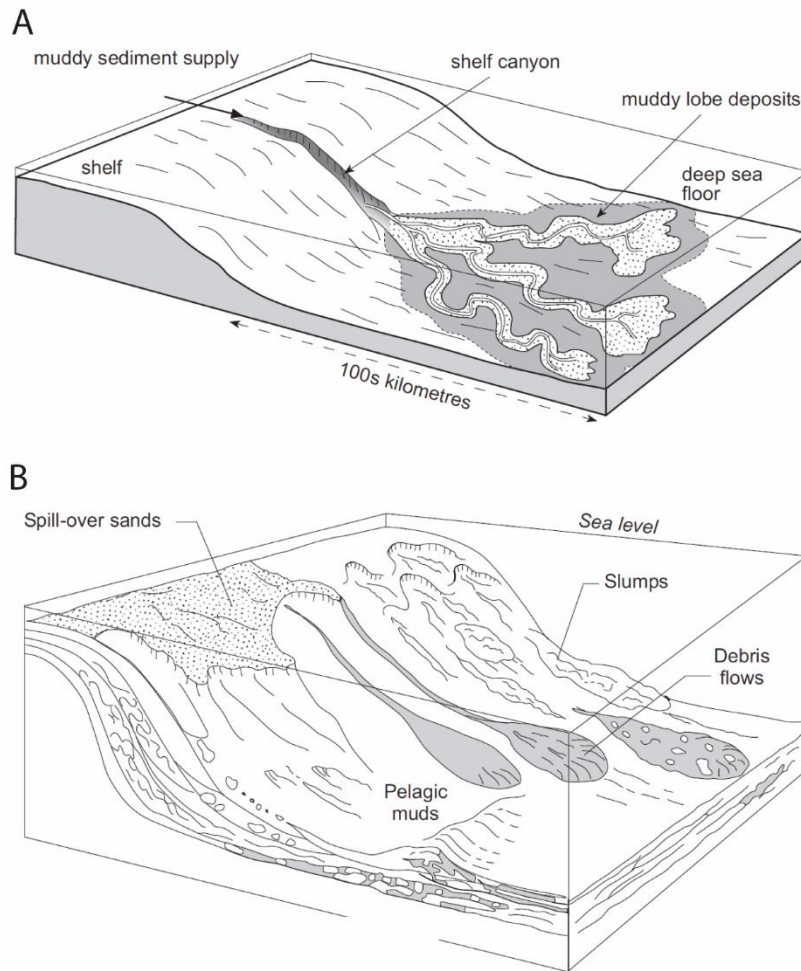


Figura 3.1 Esquemas para A) cañones submarinos y B) abanicos de talud. Tomado de Nichols (1999).

Sedimentos oceánicos

Según la distancia desde el continente podemos identificar dos tipos de sedimentos: pelágicos y hemipelágicos.

El primero corresponde al material en suspensión que flota en el océano, lejos de las líneas de costa y que se asienta en el fondo del océano. Este sedimento está compuesto principalmente por partículas terrígenas tamaño arcilla y limo que son transportados desde el continente por los vientos, por ceniza volcánica muy fina eyectada a capas superiores de la atmósfera y por partículas de carbón negro provenientes de incendios. También se incluye material clástico remanente de organismos calcáreos, esencialmente foraminíferos y cocolitróforos (algas) y esqueletos silíceos de Radiolaria y diatomeas. La tasa de depositación de sedimentos pelágicos es entre 1 – 5 mm/ka (Nichols, 1999).

Por otro lado, los sedimentos hemipelágicos corresponden a sedimentos de grano fino que provienen directamente o cerca del continente. Se clasifica como sedimento calcáreo si más del 30% es material carbonático, como sedimento terrígeno si más del 50% es material detrítico y hay menos del 30% de material carbonatico, o como volcanogénico si más del 50% es material de origen volcánico y hay menos del 30% de material carbonatico. La tasa de depositación de

sedimentos es entre 10 – 100 mm/ka (Nichols, 1999), mucho mayor que para el caso de los sedimentos pelágicos, dado que la fuente de sedimentos se encuentra mucho más cerca.

Tipos de depósitos sedimentarios

En un sistema marino profundo es posible encontrar diversos tipos de depósitos sedimentarios.

Asociados a corrientes oceánicas, se conocen las contornitas (“*contourites*”) definidas como corrientes de sedimento que fluyen a lo largo del fondo marino de forma paralela a los contornos batimétricos del margen continental (Nichols, 1999). Granulométricamente, son laminas finas de sedimentos limoso y barroso, conocidos como “*drifts*”, que cubren cientos de miles de millones de kilómetros cuadrados y decenas de cientos de metros de espesor (Nichols, 1999; Stow et al., 1998).

Stow et al. (1998) define 3 tipos de contornitas:

- *Deep – water drifts*: ocurren en profundidades mayores a 2000 m bajo semipermanentes corrientes de fondo. Los sedimentos son de grano fino, principalmente limo y arcilla, con raros horizontes de arena, y parcialmente rico en material biogénico.
- *Mid – water drifts*: ocurren en profundidades intermedias (300 – 2000 m) en el talud continental. En su mayoría los sedimentos son de grano fino, bioturbados y homogéneos. Las contornitas que se encuentren en altas pendientes están bajo la influencia de corrientes de fondo de alta energía, las que incrementan el porcentaje de arena en el depósito.
- *Outer shelf/upper slope drifts*: ocurren en profundidades bajas (50 – 300 m). Se forman por influencia de corrientes de fondo de alta energía o por corrientes superficiales mayores. Los sedimentos son de grano grueso, principalmente arena.

Por otro lado, asociado a corrientes de turbidez, se tienen las turbiditas, las cuales serán desarrolladas en la siguiente sección.

Mecanismo de transporte

Mediante los perfiles sísmicos es posible identificar unidades y facies sísmicas, las que se encuentran relacionadas a mecanismo de transporte en la plataforma continental y talud. Shanmugam (2019), reconoce diversos procesos de transporte de material que ocurren en ambiente marino profundo, dentro de los que destacan, deslizamientos (*slides*), deslizamientos rotacionales (*slumps*), flujos de detritos y corrientes de turbidez (Figura 3.2). Los primeros casos (deslizamientos), se caracterizan por ser un transporte de masa coherente o rígida. Sin embargo, se diferencian en que los deslizamientos (*slides*) no poseen deformación interna debido a que la naturaleza del movimiento es traslacional, en cambio, los deslizamientos rotacionales (*slumps*) si poseen deformación interna, dado que el movimiento es rotacional en un plano cóncavo hacia arriba (Figura 3.2).

Por otro lado, los flujos de detritos y corrientes de turbidez se caracterizan por transportar cuerpos incoherentes de sedimentos. No obstante, ambos procesos poseen reologías distintas, en tanto que los flujos de detritos tienen una reología plástica y conservan un estado laminar de los

sedimentos, las corrientes de turbidez tienen una reología Newtoniana y un estado turbulento de los sedimentos.

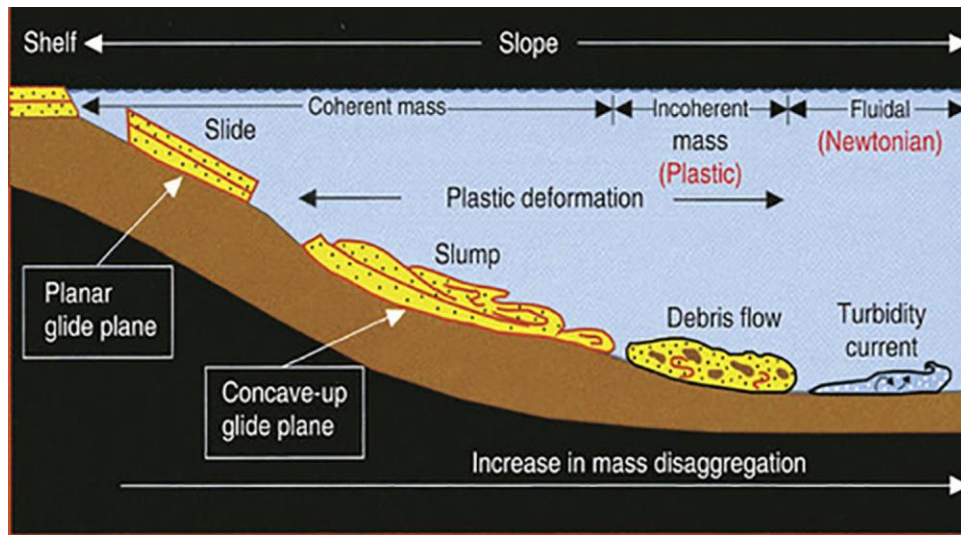


Figura 3.2 Esquema de mecanismo de transporte de masa en ambiente marino profundo. Extraído de Shanmugam (2019).

La identificación de los depósitos formados por los mecanismos anteriormente mencionadas en imágenes sísmicas se realiza a través de la potencia, continuidad y disposición de los reflectores sísmicos. Para el caso de deslizamientos (*slides*), estos se presentan como capas transparentes y coherentes de reflectores continuos. Deslizamientos rotacionales (*slumps*) se muestran como capas transparentes y coherentes de reflectores discontinuos y caóticos. Flujos de detritos se muestran como capas incoherentes de contactos irregulares y forma lenticular. Sin embargo, depósitos formados por corrientes de turbidez (turbiditas) no son reconocibles en perfiles sísmicos (Shanmugam, 2019).

3.1.1 Turbiditas: definición

Según Shanmugam (2019) una corriente de turbidez se define como un flujo de sedimento con reología Newtoniana y estado turbulento, en el que el sedimento es soportado por la turbulencia y desde el cual se produce la depositación a través de la suspensión. Las corrientes de turbidez exhiben un comportamiento de flujo inestable y no uniforme.

De esta forma, el termino turbidita, hace referencia al depósito originado por corriente de turbidez, que posee las siguientes características (Shanmugam, 2019):

- Granulometría de fango a arena de grano fino.
- Gradación normal.
- Contacto basal recto o erosivo.
- Contacto superior gradacional.
- Capas delgadas, comúnmente centrimétricas,

- Geometría laminar en configuración basal.
- Geometría lenticular que se podría desarrollar por relleno de canal.

Zavala et al., (2014, 2016) diferencia entre dos tipos de turbiditas según su configuración en el sistema marino: turbiditas intracuenca y extracuenca (Figura 3.3)

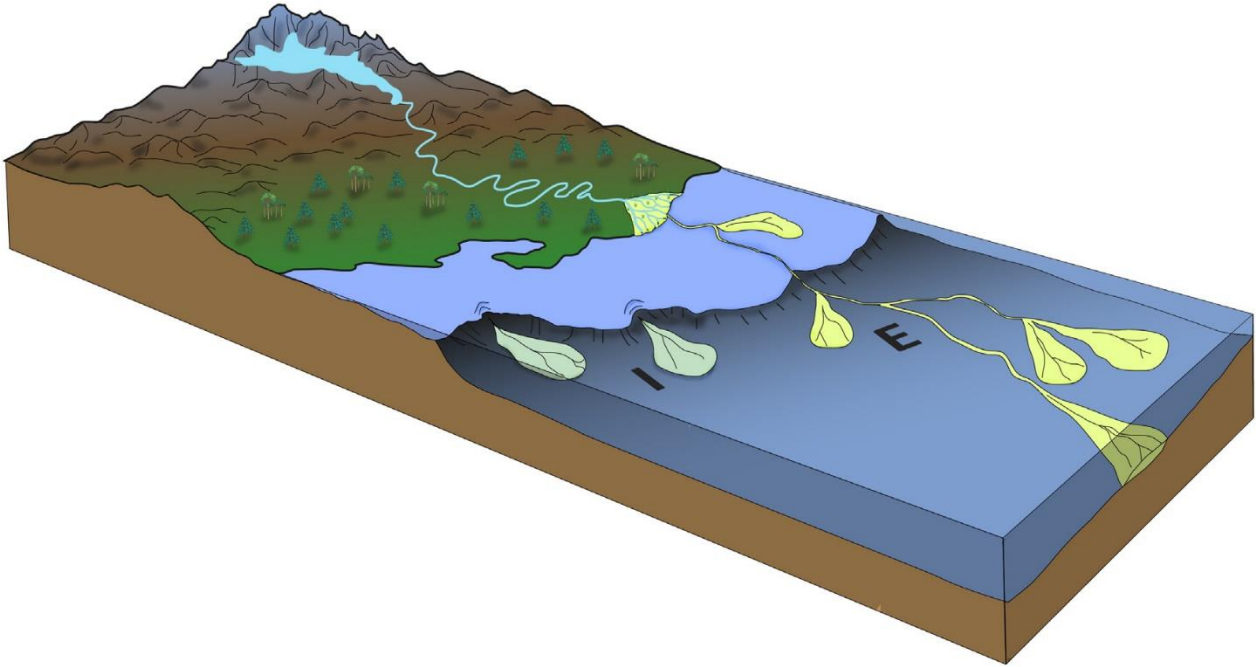


Figura 3.3 Diagrama en bloque mostrando el desarrollo de turbiditas intracuencales (I) y extracuencales (E). Las turbiditas extracuencales reciben aportes directos desde el continente y pueden dejar su depósito tanto en la plataforma como debajo del talud. Tomado de Zavala et al., 2016.

Turbiditas intracuencales se originan en su mayoría por colapso de material inestable en el talud, resultando inicialmente en *debris flow* cohesivo, el cual se transforma progresivamente en un flujo granular y finalmente un flujo turbulento. Esta transformación es consecuencia de la aceleración y del arrastre del agua en el talud. Cuando la transición entre flujo plástico (no Newtoniano) y Newtoniano ocurre, el flujo turbidítico evoluciona a un flujo de dos componentes: un flujo inercial de cabecera, el cual se mueve rápidamente (flujo supercrítico) y un flujo turbulento (flujo subcrítico) que se mueve lentamente (Figura 3.4). Dentro de los principales agentes gatillantes desestabilizadores de los sedimentos se consideran terremotos, tormentas en áreas costeras, inestabilidad en frente de deltas o desgasificación de gases hidratados.

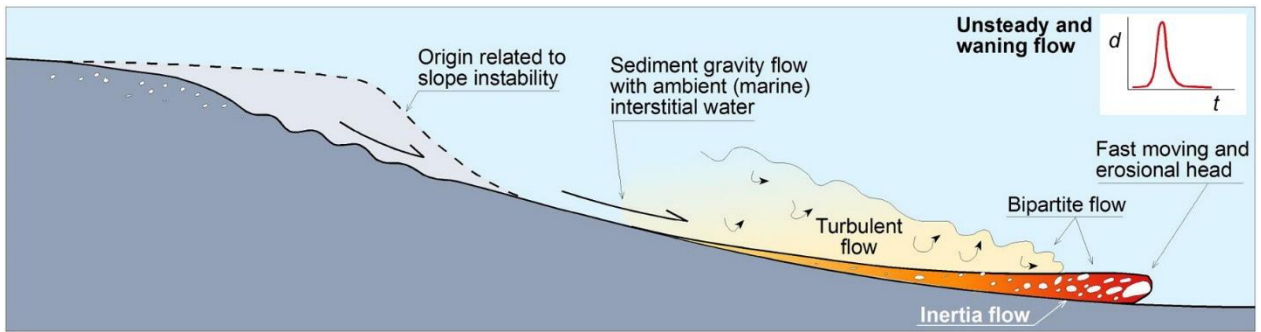


Figura 3.4 Componentes de flujos turbidíticos intracuencales. Tomado de Zavala et al., 2016.

Por otro lado, las turbiditas extracuencales ocurren cuando un sistema fluvial descarga una mezcla de agua dulce y sedimentos, que juntos presentan una densidad mayor al agua del entorno. En el caso de ambientes marinos, la concentración de sedimento en suspensión es de $35 - 45 \text{ kg/m}^3$. Cuando esto ocurre, el flujo se hunde bajo el agua marina y forma un flujo hiperpicnico, el cual puede viajar distancias considerables, transportando grandes volúmenes de sedimento. El perfil de velocidad de este tipo de flujos es contrario al de turbiditas intracuencales. Mientras para el anterior, la máxima velocidad se presenta en la cabeza, decreciendo hacia el cuerpo y la cola del flujo, las turbiditas extracuencales presentan cabezas de baja velocidad, con máxima velocidad hacia el cuerpo de los flujos (Figura 3.5).

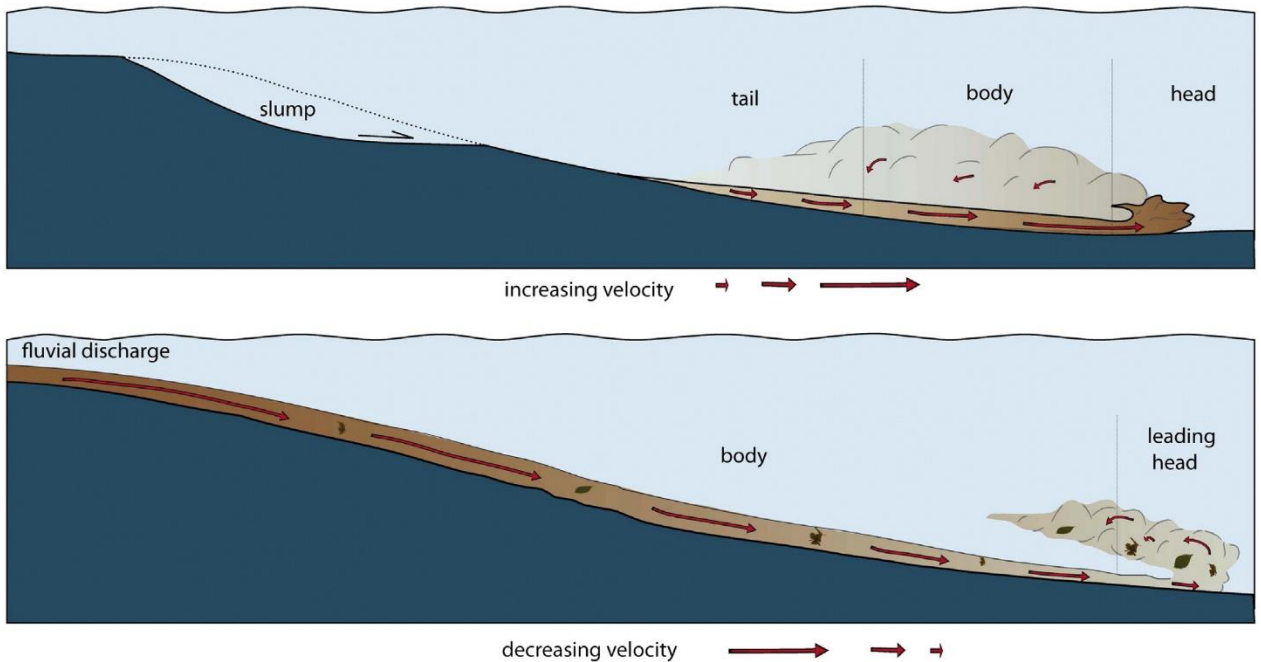


Figura 3.5 Comparación del perfil de velocidad entre una turbidita intracuencal (I) y una extracuencal (E). Tomada de Zavala et al., 2014.

Secuencias ideales definidas

De acuerdo con la granulometría de los sedimentos, distinguen dos grupos de depósitos de turbiditas: sistemas turbidíticos clásicos y sistemas turbidíticos de grano fino.

Bouma (1962) describió la secuencia vertical ideal para una turbidita clásica de grano grueso (tamaño arena) (Figura 3.6). La secuencia de Bouma está dividida en cinco capas que van desde T_A hasta T_E, comenzando con A en la base (“*bottom*”) y E en el techo (“*top*”).

Las capas son (desde base a techo):

- T_A: arenisca fina a gruesa, masiva a gradación normal, a veces con guijarros o clastos de lutita cerca de la base. La base de las areniscas a veces es erosionada.
- T_B: arenisca de grano medio a fino con laminación planar. La base a menudo presenta marcas/estructuras como *flute casts*, *groove casts* and *partinig lineation*.
- T_C: arenisca de grano fino con laminación en ondas (ondulitas). A veces las laminaciones en ondas se deforman en estratificación convoluta y estructuras de flama (*flame structures*).
- T_D: limolitas con laminación paralela.
- T_E: fangolita masiva, ocasionalmente con evidencia de trazas fósiles (bioturbación).

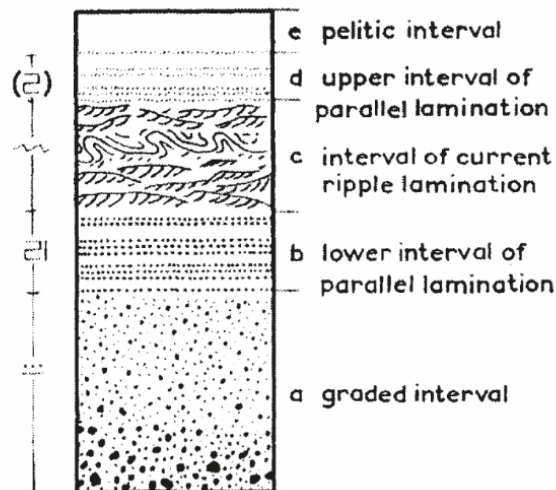


Figura 3.6 Secuencia de Bouma. Configuración ideal para turbiditas de grano grueso (tamaño arena). Tomado de Bouma et al., 2004.

Cabe destacar, que este esquema agrupa todo el material fino en capa E, por lo que diversos autores (Kuenen, 1964; Van der Linger, 1969; Hesse, 1975) proponen modificaciones.

Stow y Shanmugam (1980), proponen una secuencia vertical para turbiditas de grano fino (tamaño limo y arcilla). Esta secuencia se divide en nueve subdivisiones desde T₀ a T₈ (Figura 3.7). Las subdivisiones son (desde base a techo)

- T₀: capa de limo basal (lenticular) con espesor promedio de 8 mm y limo grueso a arena fina con marcada base irregular que muestra *scouring*, calcos de carga y estructuras de inyección. Internamente, presenta laminación paralela o cruzada que se transforman en ondulitas hacia el techo. El contacto superior es recto o gradacional y ondulado o lineal.
- T₁: subdivisión fangosa que contiene laminas delgadas de limo, las que aumentan su espesor frente a cresta de ondulita subyacente o frente a laminación convoluta.
- T₂: subdivisión fangosa de ondulitas de baja amplitud.

- T₃: laminación fangosa subparalela delgada.
- T₄: laminación fangosa fina indistinguible.
- T₅: laminación fangosa tenue o convoluta.
- T₆: subdivisión de laminaciones de fango (*mud*) con lentes fino de limo.
- T₇: subdivisión de fango homogéneo, con escasos pseudonódulos de limo grueso.
- T₈: fango bioturbado con micro perforaciones y pseudonódulos de limo.

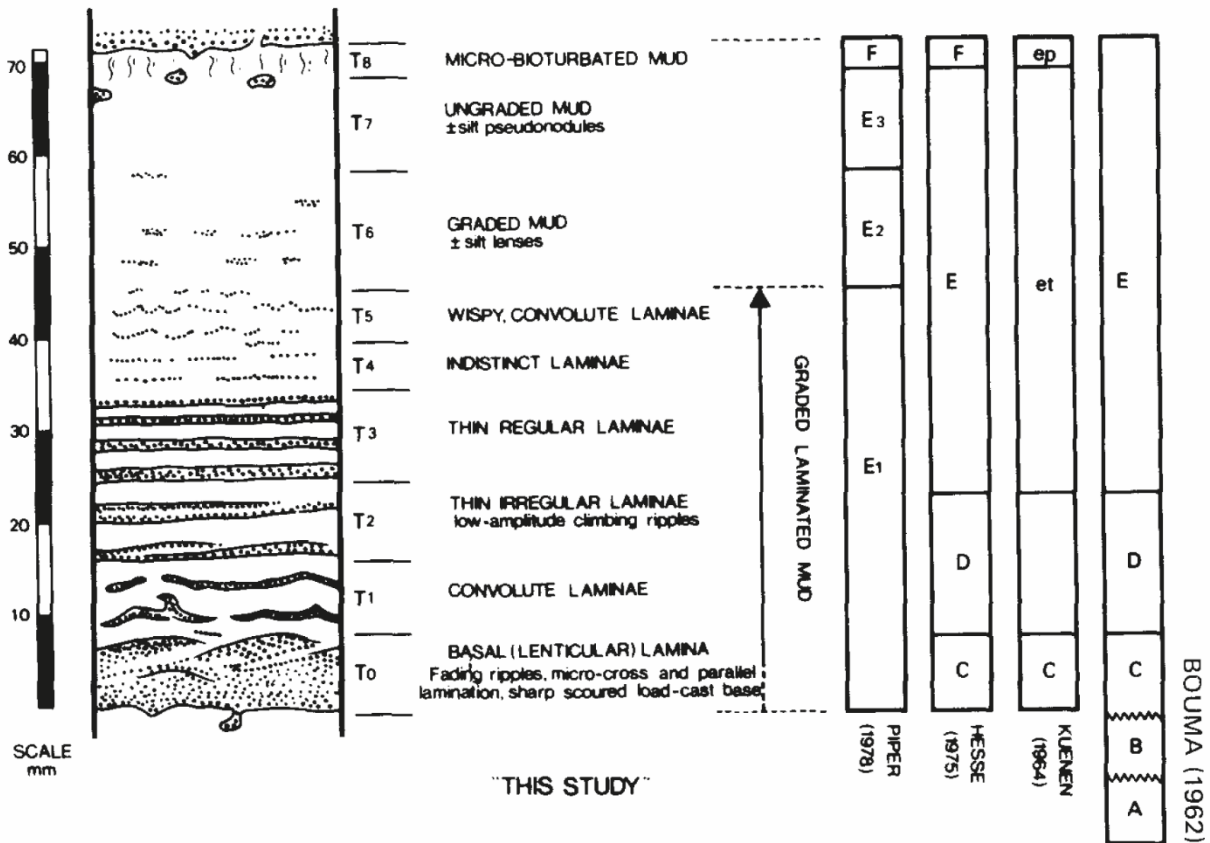


Figura 3.7 Secuencia ideal para turbiditas de grano fino (tamaño limo y arcilla). Se identifican nueve subdivisiones (T₀ a T₈), las que son comparadas con trabajos anteriores. Tomada de Stow y Shanmugam, 1980.

Se destaca, que esta secuencia es aproximadamente equivalente a la secuencia de Bouma en las capas C, D y E.

De acuerdo con lo anterior, en un ambiente natural, sin importar el tamaño de grano del sedimento que transporten, el comportamiento siempre será en términos de dinamina de fluidos (Shanmugam, 2000), es decir, está determinado por el tipo flujo en cuestión (Newtoniano o no Newtonino) . De este modo, una corriente de turbidez ideal es capaz de transportar sedimentos desde tamaño grava a arcilla, depositándolos en una serie continua de divisiones turbidíticas (Figura 3.8), representadas por turbiditas de grano grueso en la base (R₁, R₂, R₃, S₁, S₂, S₃), turbiditas clásicas (T_a, T_b, T_c, T_d, T_e) y turbiditas de grano fino en el techo (T₁, T₂, T₃, T₄, T₅, T₆, T₇, T₈). A pesar de esto, el mismo Shanmugam, desconoce la existencia documentada de una

turbidita con todas las divisiones revisadas anteriormente en un depósito moderno o antiguo, por lo que la ausencia de una turbidita como la propuesta en el registro geológico sugiere que el modelo de facies de turbidita ideal es erróneo.

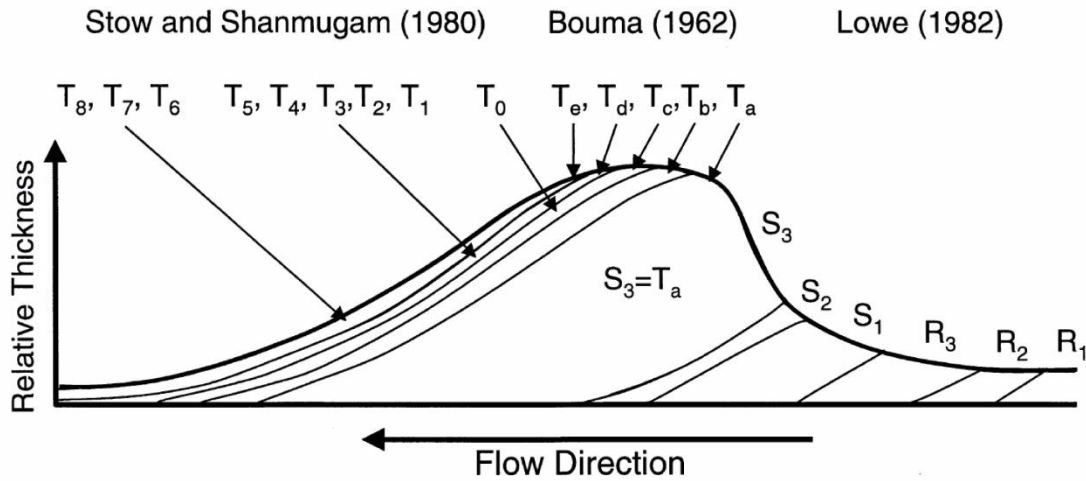


Figura 3.8 Esquema que muestra los cambios en el descenso de pendiente en las divisiones de turbidita ideal, desde turbiditas de grano grueso (Lowe, 1982), turbiditas clásicas (Bouma, 1962) y turbiditas de grano fino (Stow y Shanmugam, 1980). Tomado de Shanmugam, 2020.

3.1.2 Turbiditas: uso en paleosismología

El uso de depósitos de corrientes de turbidez como *proxy* para recurrencia de eventos sísmicos es una práctica bastante realizada a lo largo del mundo, tal es el caso de la Zona de Subducción de Cascadia y al norte de la Falla de Andrés (Goldfinger et al., 2003a; 2007).

Asimismo, el registro paleosismológico de turbiditas permite identificar a que evento sísmico corresponde, además de permitir demostrar que el gatillante para el desarrollo de una turbidita es sísmico, separando otras señales presentes en los sedimentos (Goldfinger et al., 2008). Esta evidencia secundaria presente en los depósitos marinos adhiere complejidad al aspecto paleosismológico, por lo que además de distinguir depósitos generados por procesos similares, se debe realizar análisis de correlación regional, gatillantes sincrónicos, criterios sedimentológicos o comparación con registros históricos (Goldfinger, 2011).

3.2 Susceptibilidad Magnética

La susceptibilidad magnética corresponde a una constante adimensional relacionado al número de dipolos en el medio que pueden ser alineados por un campo magnético principal.

En términos físicos, la magnetización M de una partícula es la suma de los momentos dipolares magnéticos (fuerza neta de un dipolo magnético) de cada átomo por unidad de volumen. Esta describe el estado magnético de un material, es decir, como responde el material a un campo magnético.

Los materiales adquieren una componente de magnetización en presencia de un campo magnético. Para campos pequeños, del orden del campo terrestre, la magnetización inducida es proporcional al campo aplicado:

$$M = X_v H$$

donde M es magnetización medido en [A/m], H es intensidad de campo magnético medido en A/m y X_v es una constante adimensional llamada susceptibilidad magnética.

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 en diamagnético, paramagnético y ferromagnético.

- Diamagnético: ante un campo magnético externo M_0 , el material crea un campo magnético inducido H adicional en dirección opuesta al campo magnético aplicado externamente y por lo tanto es repelido por campo magnético aplicado. La magnetización depende del campo magnético aplicado, sin campo externo, la magnetización es nula. Estos materiales presentan una susceptibilidad magnética negativa y no dependen de la temperatura. Un ejemplo de este tipo de material son los minerales como cuarzo y feldespato.
- Paramagnético: en un material paramagnético, cada átomo o molécula posee un a cierta distribución de corriente neta y un campo momento magnético resultante del movimiento combinado de todos los electrones. Ante un campo magnético externo, los momentos magnéticos se alinean en la dirección de dicho campo, de tal manera, el campo magnético inducido se suma al campo magnético externo, dando como resultado un campo magnético total mayor que el campo externo. Estos materiales presentan una susceptibilidad magnética positiva pero muy pequeña, la que depende inversamente a la temperatura absoluta.
- Ferromagnético: este material posee un fuerte campo magnético intrínseco a causa de los dominios magnéticos que apuntan a distintas direcciones. En presencia de un campo magnético externo, estos dominios se alinean al campo externo, reforzando dicho campo. Esta propiedad depende de la temperatura, a altas temperaturas, el material ferromagnético pasa a paramagnético. Esta temperatura de transición (T_c) se denomina temperatura de Curie. Un ejemplo de este tipo de material son los óxidos de hierro, tales como, magnetita y hematita.

Medición de Susceptibilidad Magnética en testigos de sedimento

Variados son los estudios realizados en testigos se sedimentos marinos, en los cuales emplean susceptibilidad magnética como una herramienta para reconocimiento de unidades sedimentarias dentro de los testigos (por ejemplo, Goldfinger, 2011), reconocimiento de patrones de periodicidad (Domack et al., 2001), reconocimiento de depósitos de tsunamis (Kempf et al., 2017) y sismos (Bernhardt et al., 2015).

En sedimentos, la susceptibilidad magnética se asocia a la concentración de minerales ferromagnesianos. Sin embargo, su valor depende de factores como el tipo de sedimento, tamaño de grano, presión y temperatura (Hunt et al., 1995), porcentaje de materia orgánica y porcentaje de sedimentos en el volumen analizado.

- Tipo sedimento: dada la composición del sedimento y el tipo de material que este sea (diamagnético, paramagnético o ferromagnético) responde de distinta manera ante un

campo magnético externo, por ende, la susceptibilidad magnética será distinta en cada caso.

- Tamaño de grano: esta dependencia no se produce por ningún control intrínseco del tamaño de grano en la magnetización, sino porque este parámetro está influenciado por el estado del dominio magnético de la muestra, que a su vez es en función del tamaño de grano.
- Presión: la presión hidrostática no afecta la magnitud de susceptibilidad magnética en experimentos sobre 2 kbar. Sin embargo, *stress* uniaxial cambiaría la susceptibilidad tanto en cantidad como dirección, dependiendo de la orientación *stress* aplicado en relativo con el campo magnético.
- Temperatura: en materiales diamagnéticos, la susceptibilidad magnética no depende de la temperatura. Sin embargo, en los materiales paramagnéticos esta propiedad es inversamente proporcional a la temperatura absoluta. Para los materiales ferromagnéticos se observa que la susceptibilidad magnética aumenta justo por debajo de la temperatura de Curie antes de caer a valores relativamente pequeños.
- Porcentaje de material orgánica y sedimentos en el volumen: esta dependencia se produce por la representatividad y validez de la susceptibilidad magnética medida en el volumen, dado que el valor resultante no corresponde en su totalidad a los sedimentos, sino que disminuye ante la presencia de materia orgánica. Esta situación se repite cuando la muestra analizar tiene espacios vacíos.

3.3 Tomografía Computarizada

Según Kenter et al (1989), la cantidad básica medida en la tomografía computarizada es el coeficiente de atenuación lineal μ , que se describe cuantitativamente por la ley de atenuación:

$$I/I_0 = \exp(-\mu d)$$

donde I_0 = intensidad de entrada

I = intensidad de salida

d = espesor del objeto

Atenuación corresponde a la disminución de energía que se produce en una radiación al interactuar con el medio que atraviesa. Es importante destacar, que para simplificar la ecuación se asume rayos X delgados y de radiación monocromática.

Para el caso de un testigo de sedimento, este se ubica en medio de una fuente y un detector de rayos X. Así, una sección seleccionada de la muestra de sedimento se expone al haz de rayos X que realiza un movimiento de rotación en torno a la sección (Figura 3.9 A). Las intensidades de los haces atenuados son grabados por los detectores y transmitidos a un computador, el cual subdivide el plano de la sección transversal en una matriz de elementos de volumen (vóxel, unidad cúbica que compone un objeto tridimensional; Figura 3.9 B) y calcula para cada elemento un valor de “densidad CT” promedio individual expresado en unidades Hounsfield (HU), un coeficiente de absorción lineal escalado nombrado así por el inventor de la técnica, Hounsfield en 1973 (Kenter et al., 1989).

La relación entre la atenuación de un material y las unidades Hounsfield se expresa en la siguiente ecuación (Cnudde et al., 2006):

$$\beta H = \frac{\mu\rho - \mu_{H_2O}}{\mu_{H_2O}} * 1000$$

con β constante del aparato, H, densidad radiológica Hounsfield, μ , valor de atenuación por unidad de masa (cm^2/g) del material, ρ , densidad gravimétrica (g/cm^3) y μ_{H_2O} , valor de atenuación por unidad de masa (cm^2/g) del agua.

Es importante destacar que para obtener una tomografía computarizada se requieren cientos de radiografías desde diferentes ángulos entre 0° y 360° .

Por medio de la calibración propia del escáner, se conoce el valor de densidad CT para el agua destilada, establecida en 0 HU y la densidad del aire identificada en -1000 HU. Las densidades aparentes de los sedimentos varían alrededor de 700 hasta 1400 HU equivalente a 1,5 hasta 2,25 g/cm^3 (Kenter et al., 1989). Cabe mencionar, que no es posible establecer una relación matemática estandar entre unidades de densidad total, g/cm^3 , y densidad CT, unidades Hounsfield (HU) (Kenter et al., 1989). Sin embargo, es posible determinar valores por muestra de densidad CT mediante la recopilación de datos que permitan crear una ecuación de regresión propia de la muestra.

Para la visualización de imágenes, los valores calculados de unidades Hounsfield de la matriz de atenuación se representan en sombras de tonalidades grises, donde los colores más oscuros representan valores bajos de atenuación y los colores más claros representan alta atenuación.

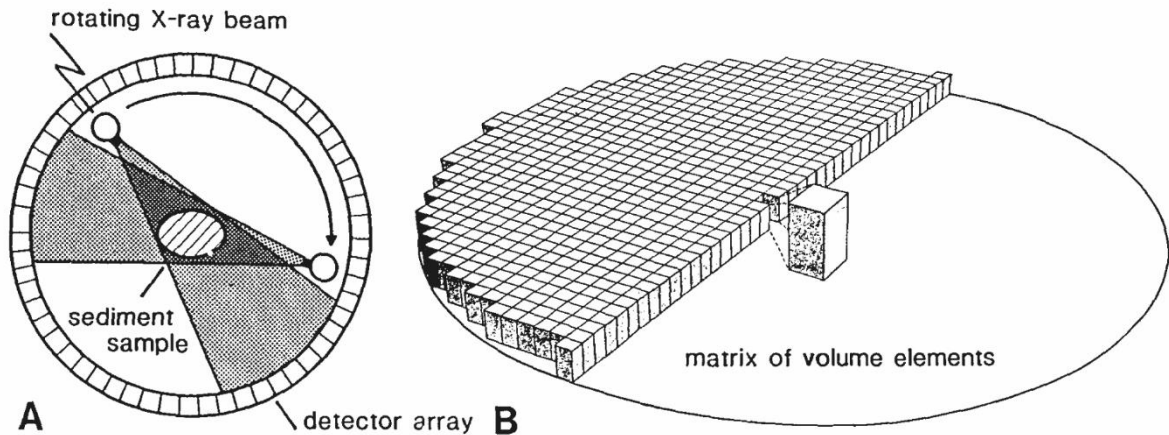


Figura 3.9 Esquema de funcionamiento de equipo de tomografía computarizada. (A) exploración a muestra de sedimento, mostrando la rotación de los rayos X. (B) el procesamiento de datos crea una matriz de elementos de volumen (vóxel), a cada uno se le asigna un valor de densidad CT propio. Modificado de Kenter et al., 1989.

3.4 Sísmica de reflexión

Los métodos acústicos son las técnicas topográficas más usadas, son fundamentales para estudios de morfología en el fondo marino y para la investigación perfiles de reflexión sísmica a profundidades variables (Stoker et al., 1997).

La sísmica de reflexión es una técnica que permite obtener la información del subsuelo controlando los tiempos de llegada de las ondas elásticas, también denominados pulsos, trenes de onda de corta vida que típicamente contienen un amplio rango de frecuencias. En el caso de perfiles sísmicos en ambiente marino, la fuente acústica genera un pulso corto de sonido que pasa por a través del agua y penetra el lecho marino (Figura 3.9). El retorno de estas ondas está condicionado por la reflexión que estas ondas sufren al traspasar los límites entre capas de sedimentos o roca

presentes en el subsuelo, conocido como, impedancia acústica. La intensidad de reflexión depende del contraste de impedancia. La energía reflejada es detectada por el hidrófono y procesadas electrónicamente para mejorar la razón señal/ruido (Stoker et al., 1997). Las señales de retorno de cada disparo se muestran contra el tiempo a lo largo del registro, siendo el tiempo cero el instante del disparo. Las tomas sucesivas se muestran como escaneos adyacentes en el registro, creando un perfil a medida que el buque continúa su navegación.

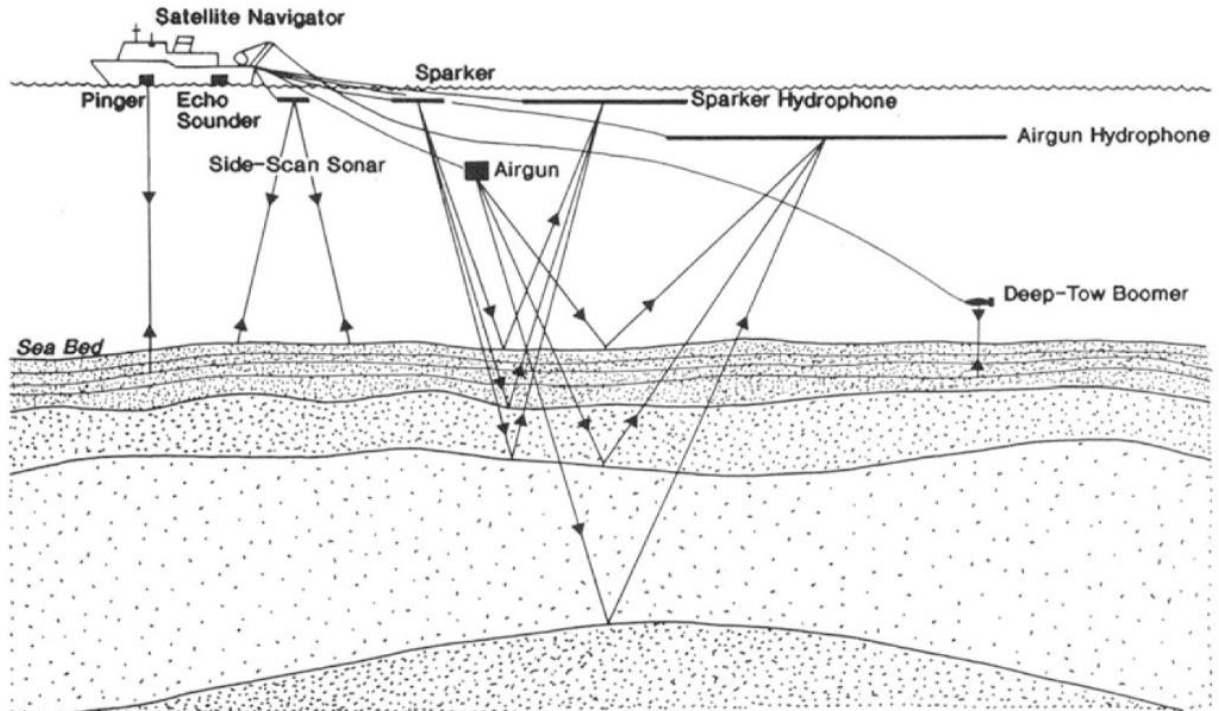


Figura 3.10. Esquema de penetración de onda en el fondo marino. Tomado de Stoker et al. 1997.

Stoker (1997) destaca que un perfil sísmico no es una sección geológica transversal, dado que la sección sísmica depende de contraste de impedancia acústica dentro de la sucesión litológica, se considera que los límites litológicos solo se detectaran si la impedancia acústica cambia a través del límite. Otro punto importante de distinción es que el perfil sísmico está relacionado con el tiempo más que con la distancia / profundidad, así, el eje horizontal se escala en el recorrido transcurrido, mientras que el eje vertical se escala en tiempo de viaje en dos vías (inicio y recepción del pulso).

4 MATERIALES Y MÉTODOS

4.1 Plan de navegación

El área de estudio de este trabajo se ubica en el Polígono III (Figura 1.1) definido durante el crucero Cimar 24, en donde se llevó a cabo la recolección de datos geofísicos y material sedimentario.

Dado que no se poseen datos de batimetría y sísmica para el polígono, la componente exploratoria del proyecto se encuentra presente desde la formulación de las rutas de navegación. Se prefiere realizar líneas paralelas y perpendiculares al talud (Figura 4.1), teniendo estas últimas cambios leves rotaciones con motivo de obtener mayor cobertura del fondo marino. Esta práctica se realiza debido a que a mayores profundidades la distancia abarcada por el instrumento de batimetría es mayor que a menores profundidades. De este modo, se reduce las áreas con redundancia de datos.

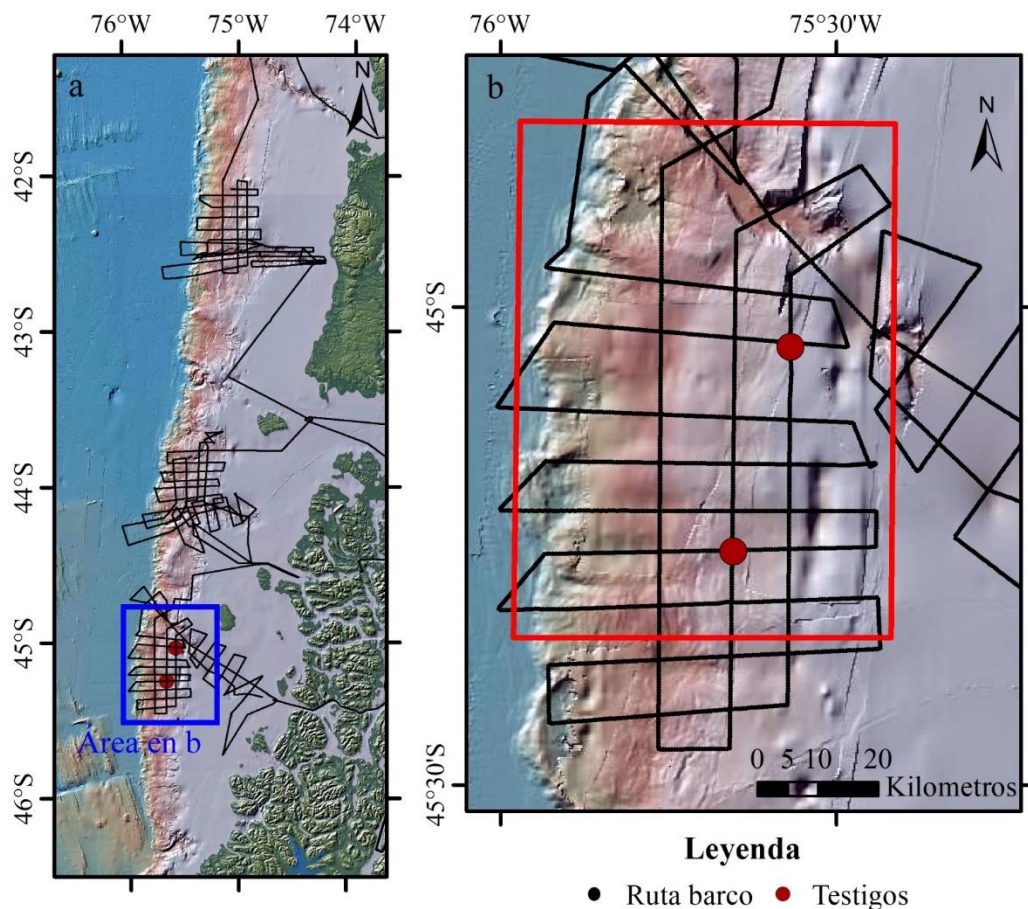


Figura 4.1 A) Mapa con ruta seguida en barco. De norte a sur se distinguen tres zonas de interés, correspondiente a Polígono I, II y III, respectivamente. B) Mapa con plan de navegación para Polígono III. En color rojo se destacan el área de estudio (polígono) y testigos (puntos) usados en este trabajo. La batimetría de fondo corresponde a modelo GEBCO2014. Elaboración propia.

Esta estrategia de mapeo geofísico permite obtener información en diversas intersecciones, las cuales son puntos tentativos de muestreo, que finalmente calificarán para extracción de muestras mediante el reconocimiento de deslizamientos y cuencas que cuenten con presencia de sedimentos.

4.2 Extracción de testigos de sedimentos

La extracción de testigos de sedimento marino se realizó a bordo del buque científico nacional AGS-61 “Cabo de Hornos” entre el 24 de septiembre y 18 de octubre del 2018, navegando en aguas de la plataforma continental exterior y mar interior, entre Puerto Montt y la Península de Taitao, obteniéndose muestras detalladas en Anexo 1, de las que solo Testigo 20 (C24-20-GC-1/1) y Testigo 22 (C24-22-GC-1/1) son consideradas para este estudio.

Para la extracción de los testigos de gravedad se utilizó *gravity core* (sacatestigo de gravedad) facilitado por Cristian Rodrigo, académico de Universidad Andrés Bello. Este instrumento permite recolectar muestras de la estratigrafía del fondo marino, con mínima alteración de las estructuras geológicas. La operación de extracción consiste en bajar el *gravity core* hasta el fondo marino, el que por efecto de su peso penetra la superficie. A continuación, el dispositivo es elevado por el winche del buque y depositado en la cubierta. Mientras se lleva a cabo el procedimiento, el sedimento queda atrapado en tubos de PVC de 75 mm de diámetro, que posteriormente se seccionan en largos máximo de 1,5 m, lo que facilita el transporte y maniobras en el trabajo posterior. Cabe destacar que en este trabajo el largo máximo para un testigo era de 3,0 m dada el alcance del instrumento.



Figura 4.2 Muestreo de sedimento con *gravity core*. Fotografía tomada por Rodrigo Fernández.

Los testigos fueron almacenados en el Laboratorio de Geología Marina del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Estos se conservaron en una cámara fría a 4,5°C, de forma que durante el tiempo que transcurre de la extracción hasta el submuestreo, no pierden sus propiedades de volumen y humedad.

4.3 Adquisición de imágenes tomográficas en testigos de sedimento

Según Cnudde et al., 2006, la tomografía computarizada es una técnica no destructiva de medición de variaciones internas en la densidad de los materiales. En 1974, fue por primera vez aplicada en investigaciones paleontológicas.

Estudios de suelo han utilizado la tomografía computarizada por su cualidad no destructiva que permite examinar piezas de materiales importantes, tales como meteoritos. En sedimentología, se emplea para análisis de estructuras sedimentarias, porosidad y fracturas en rocas.

Gracias a esta propiedad, su utilización como *proxy* en el estudio de testigos de sedimentos es amplia en la actualidad (Van Daele et al., 2014)(Van Daele et al., 2013; Gorsline et al., 2010; Goldfinger et al., 2007; Domack et al., 2005)

Obtención de imágenes

La captura de imágenes radiográficas de los testigos analizados en este trabajo se realizó en el Hospital Clínico de la Universidad de Chile, con el equipo *SOMATON Definition Edge, Siemens* (Figura 4.3). Este equipo posee adquisición de doble energía: 80 kV y 140 kV, lo que, para el ámbito clínico permite visualizar con claridad tejidos con densidades contrarias.

La resolución usada en el eje vertical es 0,6 mm y en el eje horizontal es variable, dado que depende del largo del testigo.



Figura 4.3 Equipo de tomografía computarizada, *SOMATON Definition Edge* de Siemens. Imagen tomada de sitio web de Siemens.

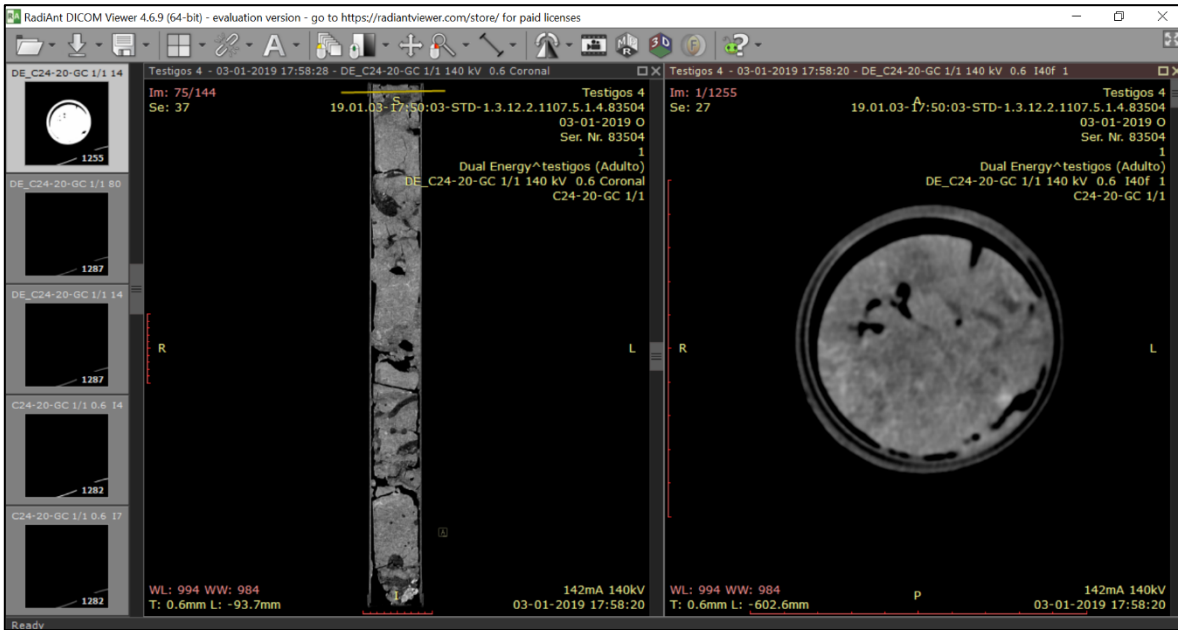


Figura 4.4 Pantalla de visualización en software RadiAnt DICOM. En la parte superior se encuentran los comandos y herramientas, en extremo derecho se muestra la lista de archivos obtenidos desde el equipo de tomografía computarizada y en el centro se visualizan los tipos de cortes (coronal hacia la derecha y axial hacia la izquierda) para los testigos.

El manejo de datos se realizó en el software gratuito *RadiAnt DICOM Viewer 4.6.9* (Figura 4.4), el cual brinda las herramientas básicas para manipulación y medida de las imágenes, tales como, desplazamiento y *zoom*, parámetros de medición, además de ajustes de brillo y contraste mediante valores de WL (*window level*) y WW (*window width*), respectivamente, donde WL indica el valor central en una escala de grises y WW indica los colores visibles en la escala de grises. En Tabla 4.1 se muestran los parámetros utilizados para cada testigo, junto con los valores promedio en densidad CT para color blanco (*upper grey level*, UGL) y negro (*lower grey level*, LGL).

Tabla 4.1 Parámetros tomográficos utilizados para testigo 20 y 22.

	WW (<i>window width</i>)	WL (<i>window level</i>)	UGL (<i>upper grey level</i>)	LGL (<i>lower grey level</i>)
Testigo 20	1030	1143	1658 HU	628 HU
Testigo 22	950	1150	1625 HU	675 HU

Posteriormente, en el software *GIMP 2.10.0* se adjunta el contraste de las imágenes obtenidas, mediante la manipulación del histograma de grises.

4.4 Susceptibilidad Magnética y medición en testigos de sedimento

Los datos de susceptibilidad magnética usados en este trabajo se obtuvieron del equipo *Bartington Loop Sensor MS2C* y *MS2 Datasheet* (Figura 4.5), facilitado por Patricio Moreno, académico del Departamento de Ciencias Ecológicas de la Universidad de Chile.

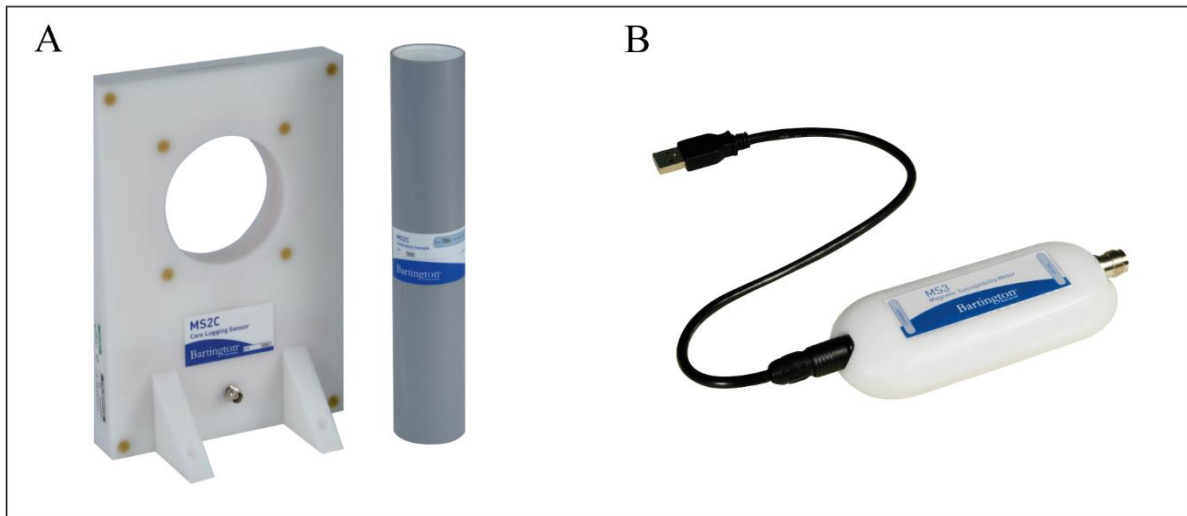


Figura 4.5 Instrumentos de medición de susceptibilidad magnética. (A) Bartington Loop Sensor MS2C. (B) MS2 Datasheet. Fabricados por Bartington Instruments.

Un circuito oscilador en el sensor *Bartington Loop Sensor MS2C*, con frecuencia 0,565 kHz, produce un campo magnético alterno de baja intensidad, aproximadamente 80 A/m. Cualquier material que atraviese el sensor va a estar bajo la influencia del campo magnético, provocando un cambio en la frecuencia del oscilador. La información de frecuencia es devuelta en forma de pulso al medidor *MS2 Datasheet*, donde se convierte en un valor de susceptibilidad magnética.

La forma de adquirir los datos es similar a la ilustrada en Figura 4.6. Dentro de una sala entre 18 – 20 °C se instalaron los instrumentos. Sobre el testigo se adhirió una cinta de medir. De esta manera, el testigo deslizaba por el centro del sensor *Bartington Loop Sensor MS2C*. Las mediciones comienzan con una medición en blanco, para calibrar el equipo, posteriormente se mide cada 1 cm, finalizando con una medición en blanco, con el fin de calibrar la deriva propia del equipo. Se destaca que la calibración propia del equipo se realiza respecto al diamagnetismo del agua. Las especificaciones y opciones de calibraciones propias del equipo se especifican en Tabla 4.2.



Figura 4.6 Fotografía ilustrativa de mecanismo usado para medir MS. Fotografía propia.

Tabla 4.2 Especificaciones y opciones de calibración utilizadas en sensor *Bartington Loop Sensor MS2C*.

Diámetro interno del circuito (*)	84 mm
Precisión de calibración (*)	5%

Tiempo de medición	5 s
Amplitud del campo aplicado (*)	250 μ T peak \pm 10%
Resolución espacial	1 cm
Frecuencia de operación (*)	0.565 kHz
Drift a 20°C (*)	$<2 \times 10^{-5}$ SI (vol) en 10 minutos después de 5 minutos de operación
Diámetro de los testigos	75 mm

(*): Datos extraídos de Manual de usuario de sensor *Bartington Loop Sensor MS2C*.

Corrección

Con el fin de refinar los datos obtenidos a través del procedimiento anteriormente detallado, se implementa una corrección por volumen (Montiel, 2020). Esta consiste en cuantificar a través de imágenes tomográficas en corte axial los píxeles. Se selecciona una imagen en corte axial asociada a un valor de susceptibilidad magnética. Con el software GIMP2 se calcula el número de píxeles totales dentro del tubo y número de píxeles asociados al vacío (Figura 4.7b), reconocibles con software RadiAnt a través del valor de unidades Hounsfield. Se procede a calcular la diferencia entre ambos valores, entregando como resultado el número de píxeles asociados a sedimento (Figura 4.7c).

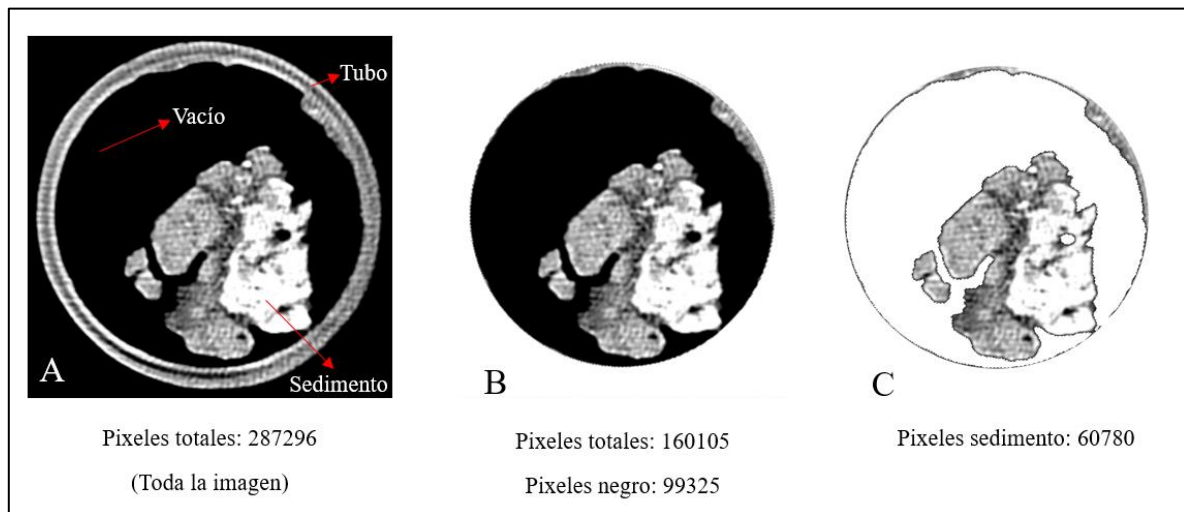


Figura 4.7 Corrección Montiel. En A se identifican los elementos presentes en la imagen y se indica el número de píxeles para la imagen. En B se indica el número de píxeles totales de la imagen y número de píxeles de vacío (píxeles negros). En C se indica el número de píxeles de sedimento.

Al ser la susceptibilidad magnética una propiedad volumétrica, el valor obtenido para una posición se relaciona al número de píxeles de sedimentos presentes en la misma y no al número total de píxeles al interior del tubo.

Cabe destacar que se considera valor de susceptibilidad magnética constante para todos los píxeles de sedimento, de esta forma la corrección se realiza con la siguiente ecuación:

$$S = ap_{sed} + bp_{vacío}$$

con S , valor de susceptibilidad magnética total, a , valor de susceptibilidad magnética de un píxel de sedimento, el que corresponde a cero, b , valor de susceptibilidad magnética de un píxel de vacío, el cual es, p_{sed} , número de pixeles de sedimento y $p_{vacío}$, número de pixeles de vacío.

4.5 Apertura y descripción de testigos de sedimento

El estudio de los testigos de sedimentos se realizó en el Laboratorio de Geología Marina del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Este consistió en la apertura y separación de los testigos, obteniendo 2 secciones: una sección intacta denominada “Archivo” y una sección destinada al submuestreo denominada “Muestra”.

La apertura de testigos se realizó en la caja de corte (Figura 4.8b), dispositivo diseñado y confeccionado por Rodrigo Fernández, profesor guía.

Con el testigo dentro de la caja se procede a cortar con sierra circular el tubo PVC por ambos lados, posteriormente el sedimento es dividido con alambre tenso (Figura 4.8c), con el fin de separar sedimentos muy cohesivos.

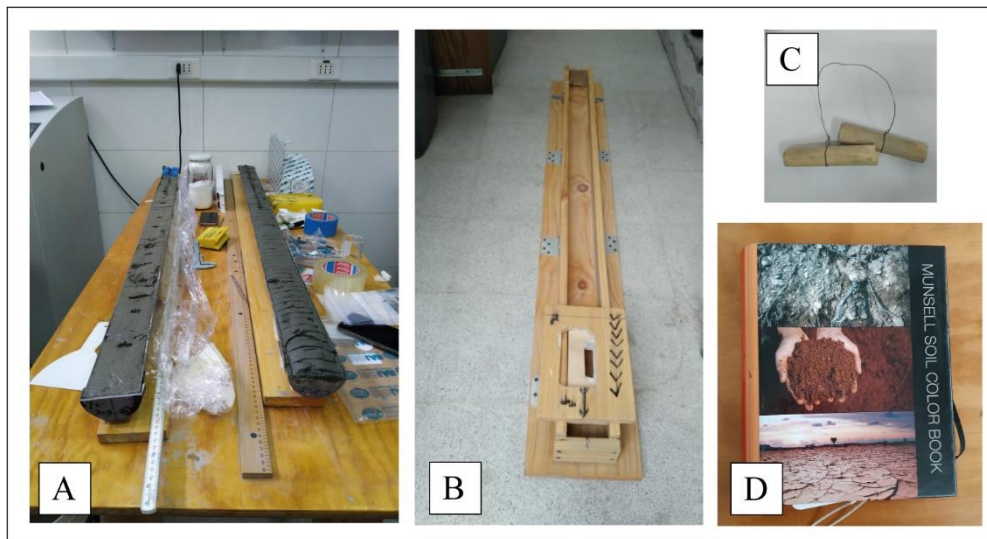


Figura 4.8 Fotografías de instrumentos y herramientas utilizados en la apertura de testigos A) Mesa de trabajo, diseñada para trabajar en muestreo de sedimentos en testigos. B) soporte de testigo para realizar corte C) Herramienta de alambre seccionador de sedimentos en testigo. D) Sistema de Colores de Munsell. Fotografías propias.

Luego se describe utilizando una planilla de descripción de testigos (Anexo 3), siguiendo los siguientes pasos:

- En primer lugar, se posiciona el testigo sobre un listón de madera apernado a una mesa, alineado a una regla de madera fija (Figura 4.8a).
- Siguiendo la alineación, se pegan a un costado de la mesa imágenes a escala real de tomografía y susceptibilidad magnética, con el fin de facilitar la identificación de aspectos o características difíciles de notar a simple vista.
- Se toma nota de aspectos como código de testigo, largo de coordenada y profundidad de extracción, fecha y persona que describe el testigo.

- Se estima el porcentaje de recuperación por tramos y de perturbación del testigo.
- En base a diferencias de color se definen tramos a los cuales se les toma una pequeña muestra para estimar su clasificación granulométrica. Esto se realiza poniendo la muestra en una placa petri con aproximadamente 10 ml de agua y se procede a testear su textura, con el extremo de los dedos.
- Las diferencias de color se tipifican a través del Sistema de Colores de Munsell (Figura 4.9d), asignándole a cada color un nombre y código.
- Finalmente, se diferencian y establecen límites para cada nivel identificado, tomando notas de aspectos como: extensión, color, granulometría a priori, disposición, relaciones de contacto, regularidad, repetición en otras zonas del testigo, presencia de estructuras y material carbonático.

4.6 Análisis granulométrico

El análisis granulométrico de cada una de las muestras fue realizado en el Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Para poder determinar la distribución granulométrica se usó el equipo *Malvern Mastersizer 2000* (Figura 4.9), el cual utiliza la difracción laser aplicando la teoría de Mie (1998). De manera sencilla el método consiste en la conducción de partículas suspendidas en un medio líquido conocido (agua) a través de una celda de vidrio a un haz de láser normal. La luz difractada por las partículas, atravesadas por el haz del láser, es recibida por una fila de detectores situados detrás de la celda. Mediante un procedimiento de inversión, basado en la teoría de Mie (1998) a partir del patrón de difracción medio, se obtiene la distribución del tamaño de las partículas.

En cuanto a los puntos de muestreo, estos se seleccionaban apoyados en la información entregada por los análisis de susceptibilidad magnética, tomografía y descripción al testigo en la apertura.

A partir de lo anterior, se analizaron 60 muestras de 8 – 10 g de sedimento. La metodología de muestreo consistía en depositar el sedimento en un vaso precipitado y disolverla en 150 ml de agua potable. Para evitar flóculos en la solución, se agregaba 5 g de hexametáfosfato de sodio en polvo, compuesto soluble en agua que actúa como defloculante de sedimentos finos. Luego de este paso, deben transcurrir dos días, en los que la muestra debe ser agitada cada 4 horas.

Transcurrido este periodo, se procedió a extraer una muestra representativa desde la solución, para ello se utilizó un agitador magnético, imán y pipeta precipitada (Figura 4.10).

El mecanismo para tomar la muestra consiste en introducir el imán en la solución, ubicar el vaso sobre el agitador magnético. Se utiliza la velocidad media entregada por el agitador. Pasados unos segundos se forma un vórtice dentro del vaso por efecto del imán girando en el fondo. Con ayuda de la pipeta se obtiene una muestra desde el centro del vórtice, en el eje vertical, y entre la pared del vaso y el centro del vórtice. La cantidad de muestra es variable entre cada muestra, dado que la cantidad introducida al instrumento depende de la necesaria para alcanzar una obscuración de 15%.



Figura 4.9 Granulómetro Malvern Mastersizer 2000. Laboratorio de Sedimentología, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

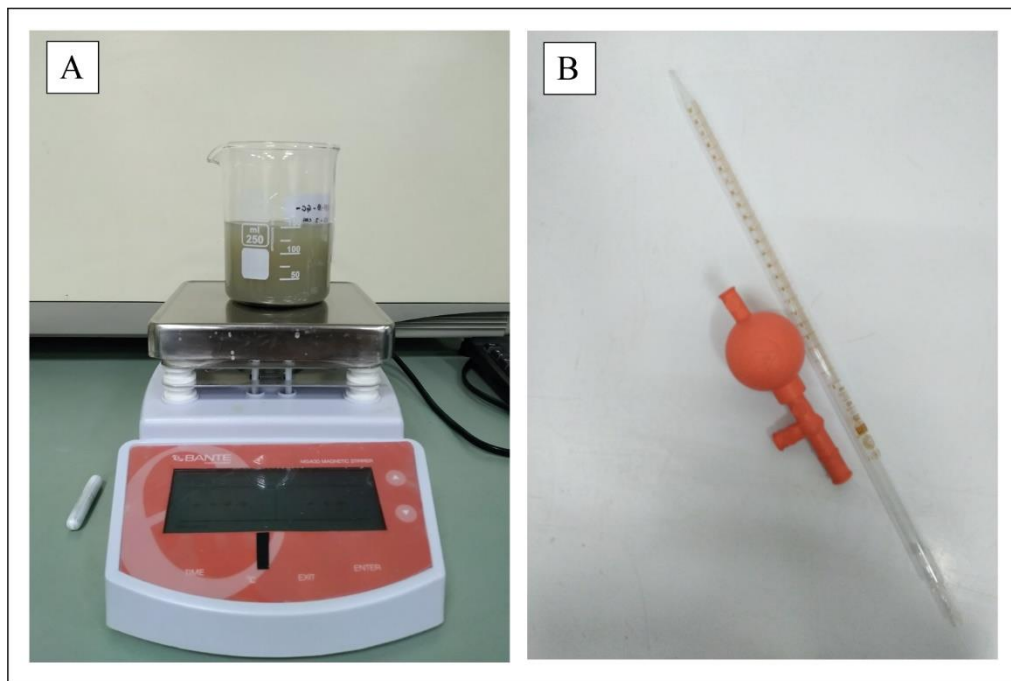


Figura 4.10 Fotografía de herramientas usadas para mediciones de granulometría en sedimentos A) Agitador magnético, imán y vaso precipitado. B) Pipeta. Fotografías propias

El manejo del software y equipo *Malvern Mastersizer 2000* consistió en crear un SOP (*Standard Operating Procedure*) mediante la ventana *Configure > New SOP*, donde se insertan valores para cantidad de mediciones y cantidad de limpiezas del equipo al inicio y final de cada ciclo. Para este trabajo se realizaron 8 mediciones, 2 ciclos de limpieza al inicio y termino del procesamiento cada muestra. La medición de cada muestra demoraba 15 minutos.

Es importante destacar que la obscuración del equipo antes de analizar cada muestra debe ser 0%, indicar que ayuda a comprobar la efectividad de los ciclos de limpieza.

4.7 Sísmica de reflexión

Los datos de sísmica de reflexión fueron obtenidos por el equipo *sub-bottom profiler SBP120* de *Kongsberg Marine* instalado en el buque.

Se seleccionaron líneas sísmicas de acuerdo con la cercanía con los testigos utilizados, estableciendo líneas de prioridad 1 para aquellas que intersecan los puntos de muestreo y líneas de prioridad 2, para aquellas que rodean los puntos de muestreo.

Posteriormente, se procesaron en el software gratuito *Seisee* de *Softpedia*, visualizador de datos sísmicos en formato SEG-Y y CST. Para obtener una visualización que permita destacar los estratos y eliminar el ruido se variaron parámetros, tales como, número de trazas por centímetro, centímetros por segundo, ganancia (gain-w y gain-c, ambos con valor de 4), largo de la ventana de AGC (valores entre 300 – 500 ms) y se aplicó filtro pasa-banda con frecuencias variables dependiendo de la calidad de los datos (valores que rodean los 300, 1000, 2000, 5000 y 8000 Hz) (Figura 4.11). Finalmente, las imágenes obtenidas se editaron usando los *softwares* GIMP 2.0 e *Illustrator C19*.

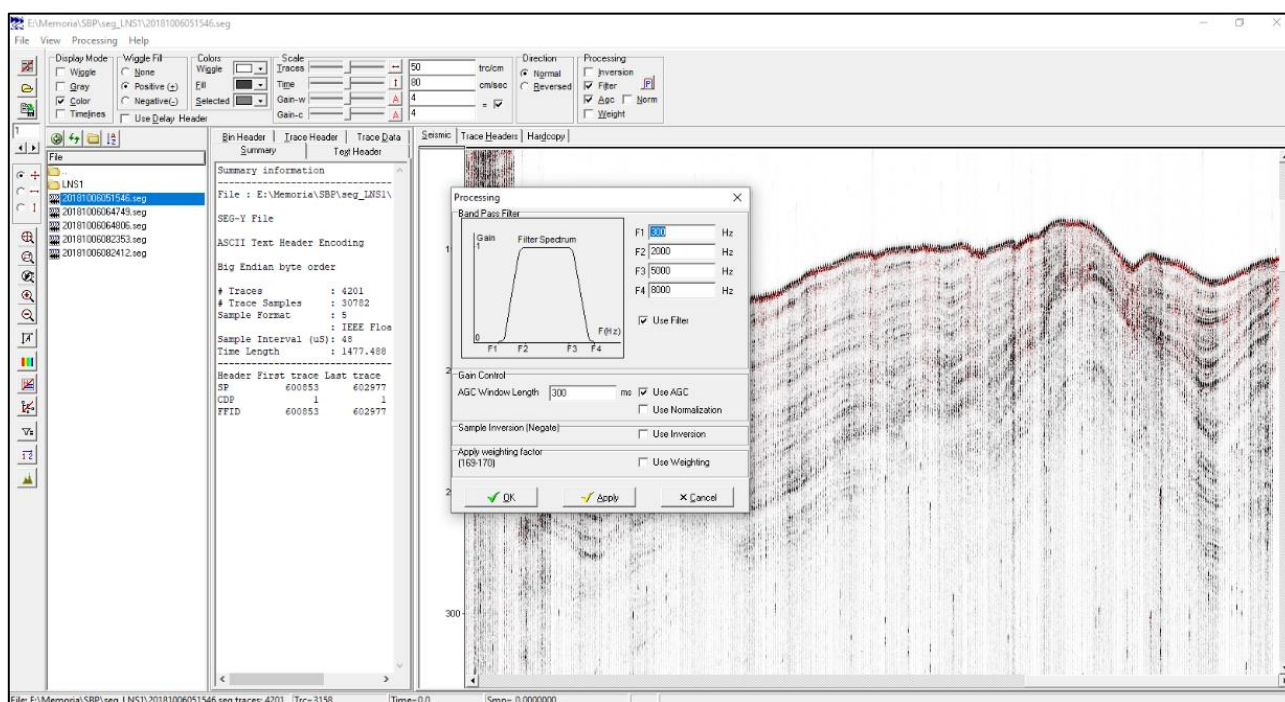


Figura 4.11 Pantalla de visualización en software Seisee. En la parte superior se encuentran los comandos y herramientas, en extremo derecho se muestra la lista de archivos formato .seg obtenidos desde el sensor y en el centro se visualiza una sección del fondo marino, junto con ventana de filtro “pasa banda” (Band Pass Filter) utilizado para el ejemplo.

4.8 Batimetría multihaz

La mayoría del mapeo al fondo marino se realiza con tecnologías acústicas que usan ondas reflejadas desde el fondo marino para establecer profundidades.

Las sondas multihaz operan emitiendo ondas acústicas hacia el fondo marino que luego se reflejan en la superficie. El tiempo de viaje de las ondas se mide y convierte en profundidad del agua utilizando la velocidad del sonido en el agua (~ 1500 m/s). Las ondas son generadas por elementos dispuestos en forma de abanico (Figura 4.12), patrón que maximiza el ancho de la franja. De esta manera, una amplia franja de fondo marino se puede mapear en una sola pasada. Movimientos de la nave, como balanceo, cabeceo y levantamiento, se registra durante la adquisición de datos y se elimina durante el procesamiento (Goldfinger et al., 2009).

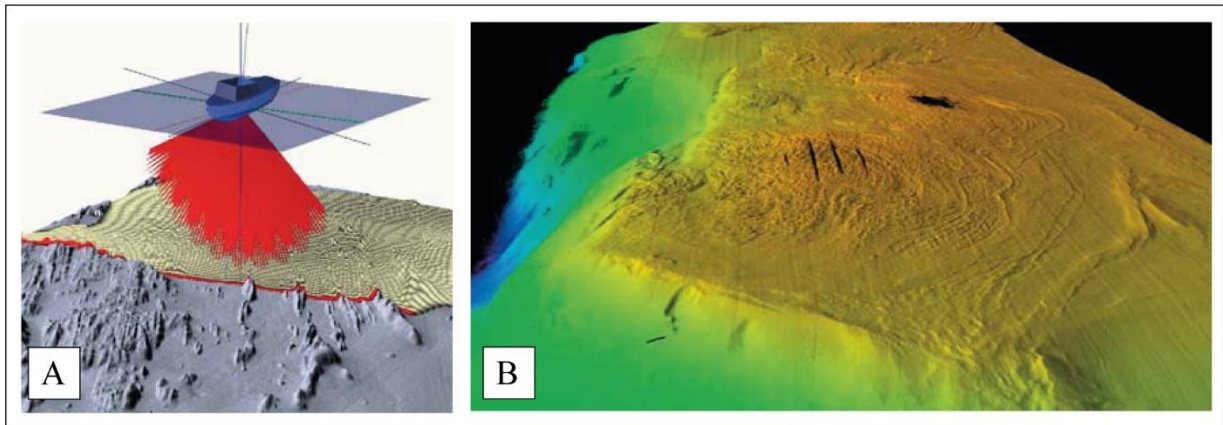


Figura 4.12 (A) Sonda multihaz. Se ilustra la forma de abanico, maximizando el ancho de la franja de fondo marino mapeada. (B) Ejemplo de estudio batimétrico de Heceta Bank, Oregon. Modificado de Goldfinger et al., 2009.

Los datos de batimetría multihaz (BMH) se obtuvieron por los sonares EM122 y EM710 de *Kongsberg Marine*. El procesamiento de datos es realizado mediante el software *MB-system* por el Laboratorio de Geofísica Marina de la Universidad Andrés Bello, a cargo de Cristian Rodrigo, académico de la institución.

Como resultado del procesamiento, se obtiene una base de datos con posición UTM, y profundidad del fondo marino, los cuales son visualizados en el software *ArcGis 10.4*, donde son trabajados con las herramientas *ASCII to raster* y *hillshades*.

5 RESULTADOS

En esta sección, se presentan los datos recabados con las herramientas anteriormente mencionadas, a través de la identificación y definición de unidades, secuencias y estructuras. Los resultados son presentados según la envergadura espacial de cada uno de ellos.

5.1 Geomorfología del área de estudio

La zona de estudio abarca parte de la fosa, talud y plataforma continental, en donde se es posible reconocer variadas geoformas, entre las que se cuentan, cañón principal y tributarios, canales, *gullies* o cárcavas, cuencas intratalud y límites entre las zonas antes mencionadas (Figura 5.1).

En el talud y plataforma continental destaca un aumento de profundidad gradual, permitiendo la existencia de zonas con poca variabilidad, los cuales son cortadas por un cañón principal meándrico con orientación NW – SE y cañones tributarios a este. (Figura 5.1) En el lecho de las curvas del cañón se reconoce el desarrollo de zonas de erosión (*cut bank*) y depositación (*point bar*), similares a los ríos meándricos en superficie. Asimismo, se identifican *gullies* en las paredes del cañón, los cuales representarían un mecanismo de transporte e inyección de material a él.

En Figura 5.2 y Figura 5.3 se acentúan los cambios de pendientes en la zona, permitiendo visualizar un aumento escalonado en la profundidad del talud, de orientación N – S en el sur y N30°E – N35°E en el norte del área de estudio, cercano al cañón, registrándose desde 140 a 3344 m b. n. m.

Además, se visualiza la formación de canales secundarios, de orientación preferencial E – W, que se unen a un canal principal ubicado en el límite entre talud y pie de talud. En esta misma zona, se identifican *gullies* y formas posiblemente asociadas a deslizamiento de sedimentos.

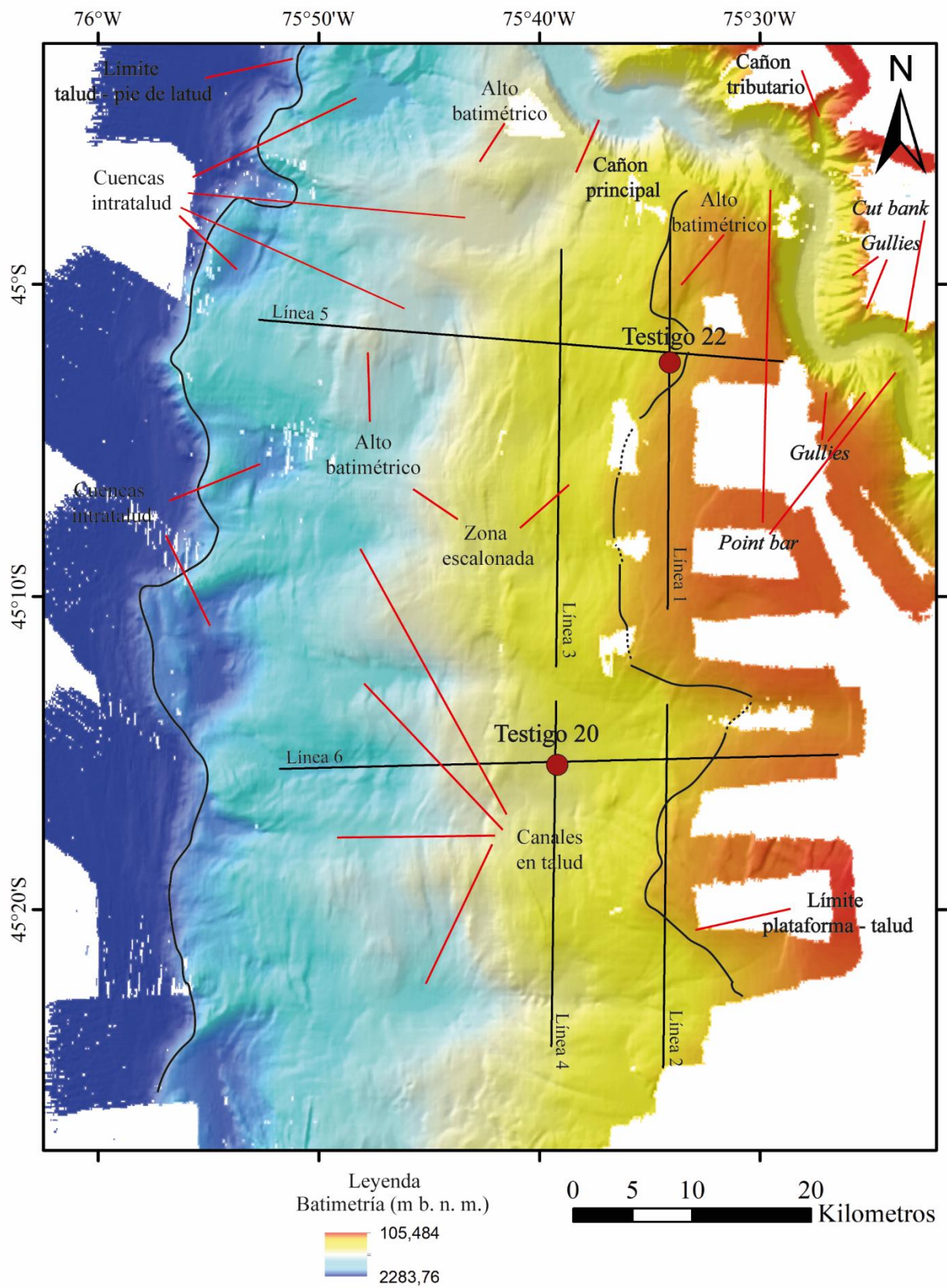


Figura 5.1 Batimetría de la zona de estudio y alrededores con las principales morfoestructuras identificadas. Se ubica en el mapa las líneas sísmicas analizadas en este trabajo. Elaboración propia.

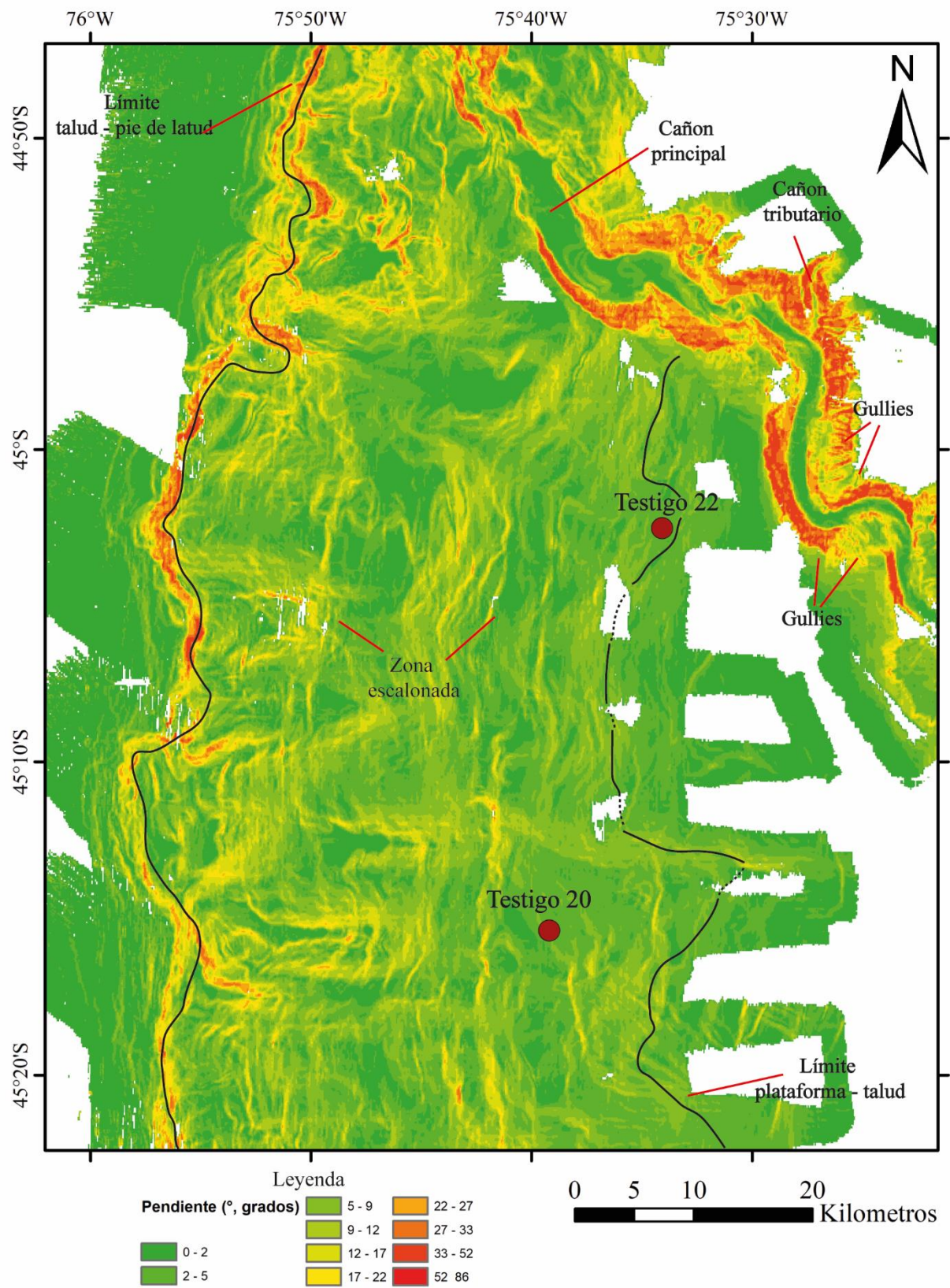


Figura 5.2 Mapa de pendientes para zona de estudio y alrededores. Elaboración propia.

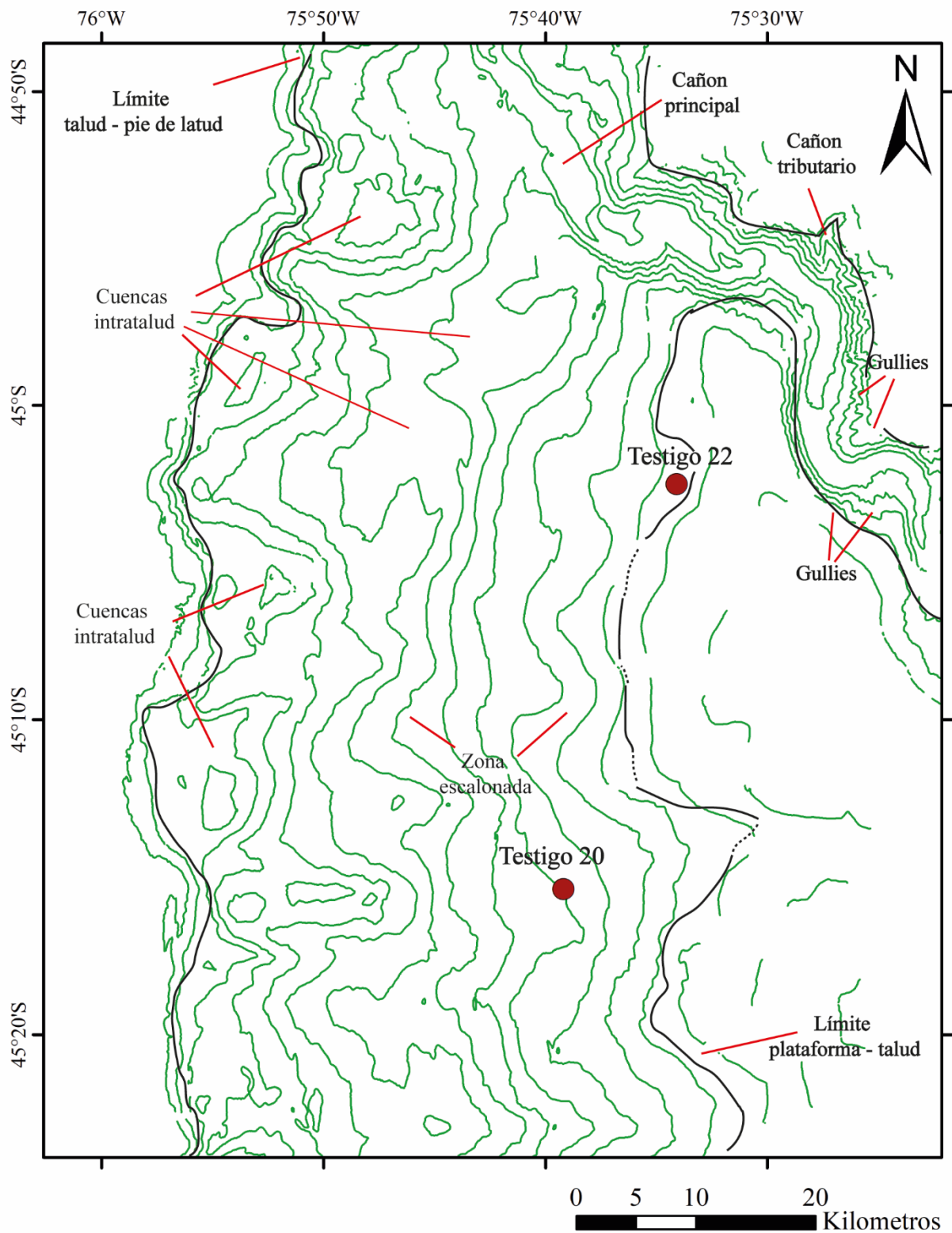


Figura 5.3 Mapa de curvas de nivel para zona de estudio y alrededores. Intervalo de profundidad entre curva de nivel de 200 m. Elaboración propia.

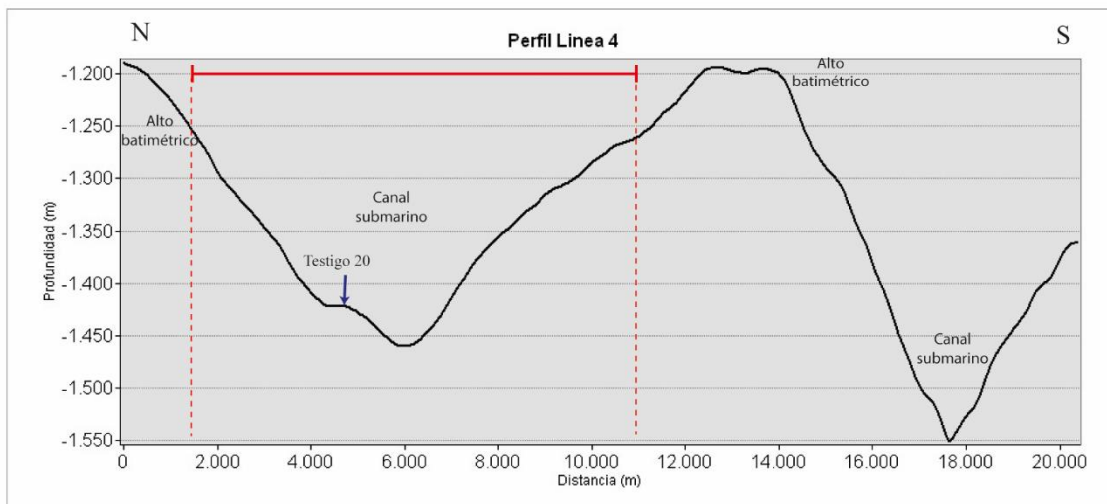
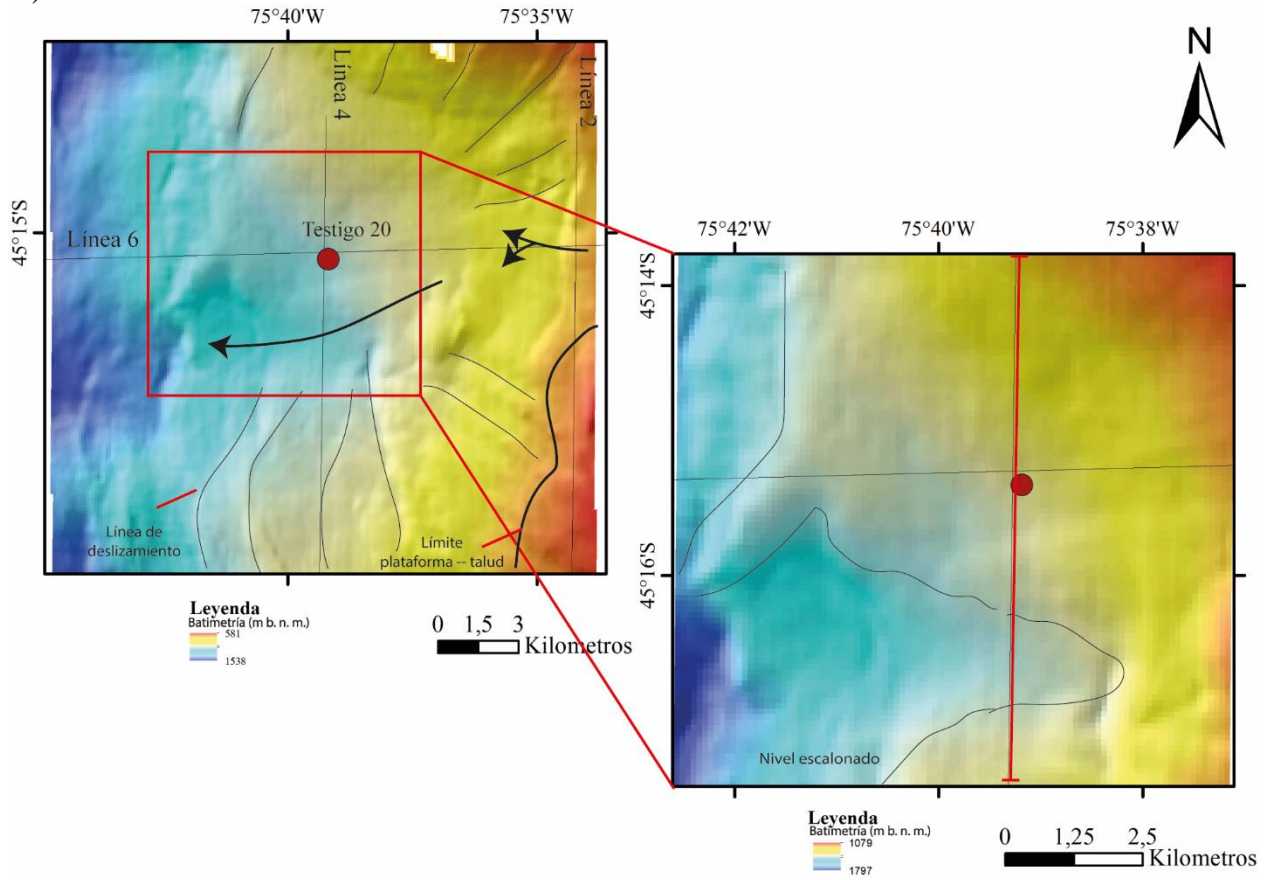
En áreas aledañas a los testigos (Figura 5.4), se identifican algunas geoformas mencionadas anteriormente, tales como canales secundarios, altos batimétricos y zona escalonada.

Hacia el E del testigo 20 (Figura 5.1), se reconoce el límite de la plataforma y talud, desde el que desarrolla una zona de geometría semi – circular en que se reconocen líneas de deslizamiento y canales submarinos (Figura 5.4) que transportan sedimento desde zonas someras. Los canales submarinos se encauzan hacia el sitio de extracción de la muestra. La configuración anterior se asemeja a una cuenca intratalud.

En el caso del testigo 22, el límite plataforma – talud se encuentra a menos de 2 km hacia el E (Figura 5.1). Se reconocen altos batimétricos en la plataforma, el primero ubicado al N del sitio de muestreo, teniendo una profundidad mínima de 650 m bajo el nivel del mar. El segundo se ubica al S del sitio de muestreo, el cual consiste en una zona de menor profundidad, lo que permitiría transportar sedimentos desde áreas superiores de la plataforma hasta el talud (Figura 5.4b). Desde la plataforma se desarrolla un canal submarino, ubicado entre los altos batimétricos descritos anteriormente. Hacia el W de punto de muestreo, se identifica un segmento de zona escalonada, en donde la profundidad va aumentando de forma constante y uniforme, imitando la geometría similar de las curvas de nivel (Figura 5.3).

Ambos casos, testigo 20 y testigo 22, presentan influencia desde puntos ambos de la plataforma, junto con canales submarinos que ubicados en las cercanías de los puntos de muestreo.

A)



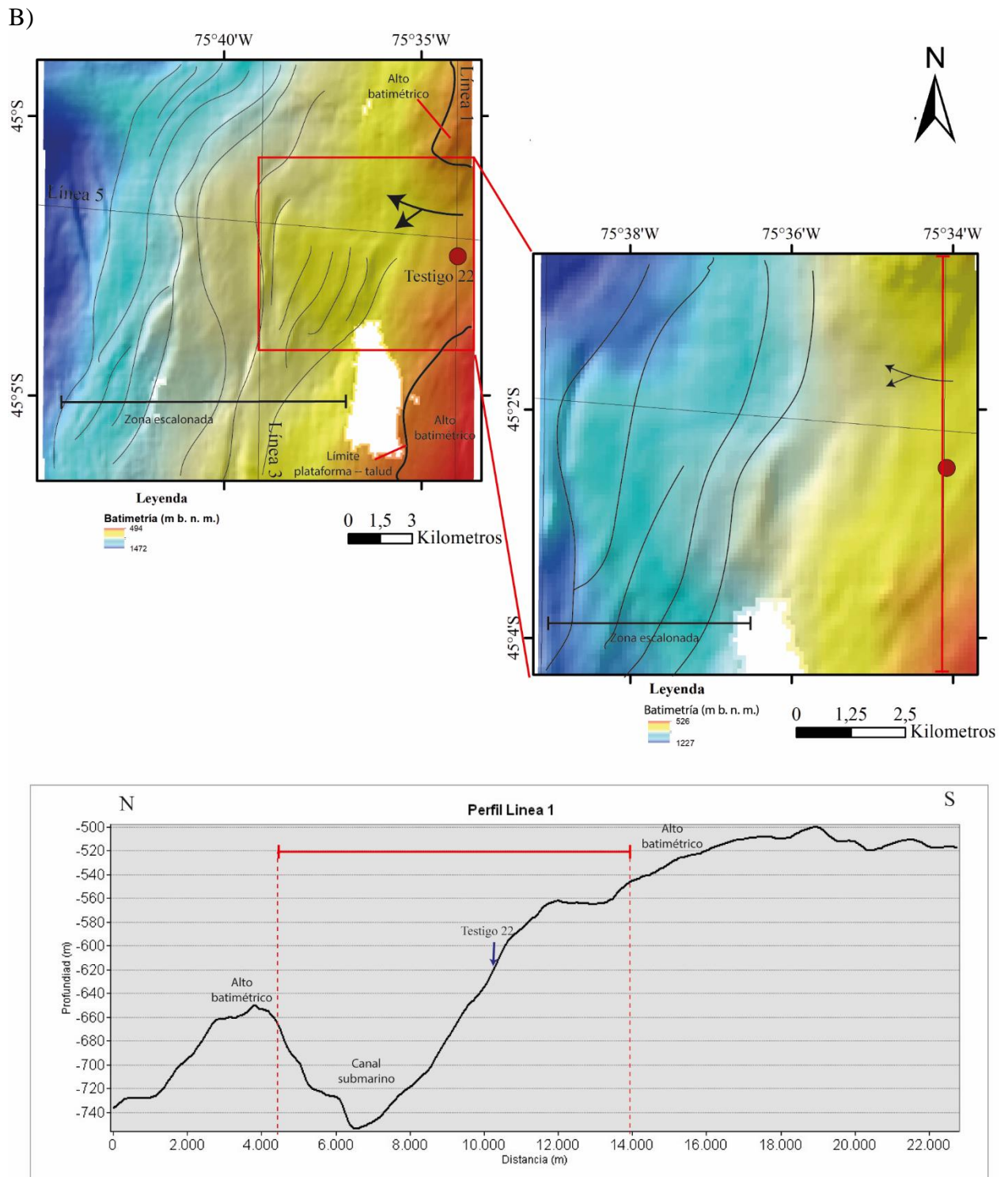



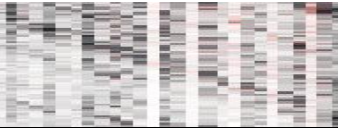



Figura 5.4 Batimetría alrededor de las muestras A) Testigo 20 y B) Testigo 22. Para cada testigo se muestra mapa batimétrico junto con perfil tomográfico obtenido con datos de batimetría. En imagen se señalan las geoformas cercanas, junto con las líneas sísmicas a revisar en siguiente sección. Elaboración propia.

5.2 Sismoestratigrafía

5.2.1 Facies sísmicas

En Tabla 5.1 se muestra definición de facies sísmicas realizada para el área de estudio, basadas en las características internas de los reflectores: amplitud, espaciamiento y continuidad. Las iniciales usadas en esta definición se correlacionan con facies existentes en trabajos anteriores (Batchelor et al., 2013; Montelli et al., 2017 y Zurbuchen et al., 2015).

Tabla 5.1 Identificación de facies sísmicas y sus características. Modificada de Batchelor et al., 2013.

Facies	Ejemplo sísmico	Características
Si		Reflectores estratificados de alta amplitud.
Sii		Reflectores estratificados de baja amplitud.
T		Reflectores semi transparentes o débilmente estratificados de baja amplitud.
H		Reflectores superiores de alta amplitud, presentes en altos topográficos o zonas de aumento abrupto de profundidad.
C		Reflectores caóticos de alta amplitud en el fondo de canales secundarios.

5.2.2 Unidades sísmicas

En el área de estudio se definen unidades sísmicas apoyado en las facies sísmicas descritas, relaciones geométricas entre las unidades, área de cobertura. Se estudian 6 líneas sísmicas ubicadas en cercanías de los testigos (Figura 5.1). Para testigo 20 se analizan líneas 2, 4 y 6; y para testigo 22 se analizan líneas 1, 3 y 5. Cabe destacar que líneas 1 y 2 son consecutivas de N – S, al igual de líneas 3 y 4. En Anexo 4 se entrega el estado e información disponible en cada archivo utilizado para para elaborar las líneas sísmicas.

A partir de los anterior, se definen las siguientes unidades:

- Unidad I (verde): compuesta por capas estratificadas y subparalelas de facies Si, con espesor aproximado de 20 m., dispuesta de forma sub-horizontal en la zona central del área de estudio, limitado hacia el norte y sur por canales secundarios observados en el límite entre plataforma y talud (Línea 1 y 2, Figura 5.3 Figura 5.6). Se distinguen 4 reflectores de

alta amplitud, siendo los reflectores transparentes los de mayor potencia (~ 3 m). Hacia el N del área de estudio, cercano a Testigo 22 se identifica una falla normal a la que asocia estratos en *onlap* de esta unidad (Línea 1, Figura 5.3)

- Unidad II (amarilla): compuesta por capas estratificadas y subparalelas de facies Sii con espesor aproximado de 13 m, presente en gran parte del área de estudio. El contacto superior con Unidad I es paralelo a la topografía y sinuoso, se reconocen *onlap* en algunas capas de Unidad II.
- Unidad III (azul): compuesta por una capa alta amplitud reconocido en línea sísmica 1, de potencia aproximada de 1,5 m y extensión lateral de 6,3 km. El contacto superior con Unidad II es sinuoso.
- Unidad IV (roja): compuesta por capas estratificadas y sinuosas de facies Si, con espesor aproximado de 25 m, presente en gran parte del área de estudio. El contacto superior con Unidad III es sinuoso, con Unidad II es sinuoso con formación de *onlap*.
- Unidad V (naranja): compuesta por capas estratificadas de facies Sii con espesor aproximado de 15 m. Se encuentra en zonas aledañas y paredes de canales secundarios. Se identifica como una unidad discontinua. El contacto superior con Unidad IV es sinuoso con formación de *toplap* cercano a un alto batimétrico.
- Unidad VI (rosada): compuesta por capas estratificadas y discontinuas de facies T de espesor máximo reconocido de 30 m. El contacto superior con Unidad V y IV es sinuoso. Se reconoce en zonas con profundidades entre 550 – 800 m y excepcionalmente a 1500 m.
- Unidad VII (celeste): compuesta por capas caóticas de espesor variable. Se reconoce al W de la zona de estudio, en el fondo de canales secundarios.

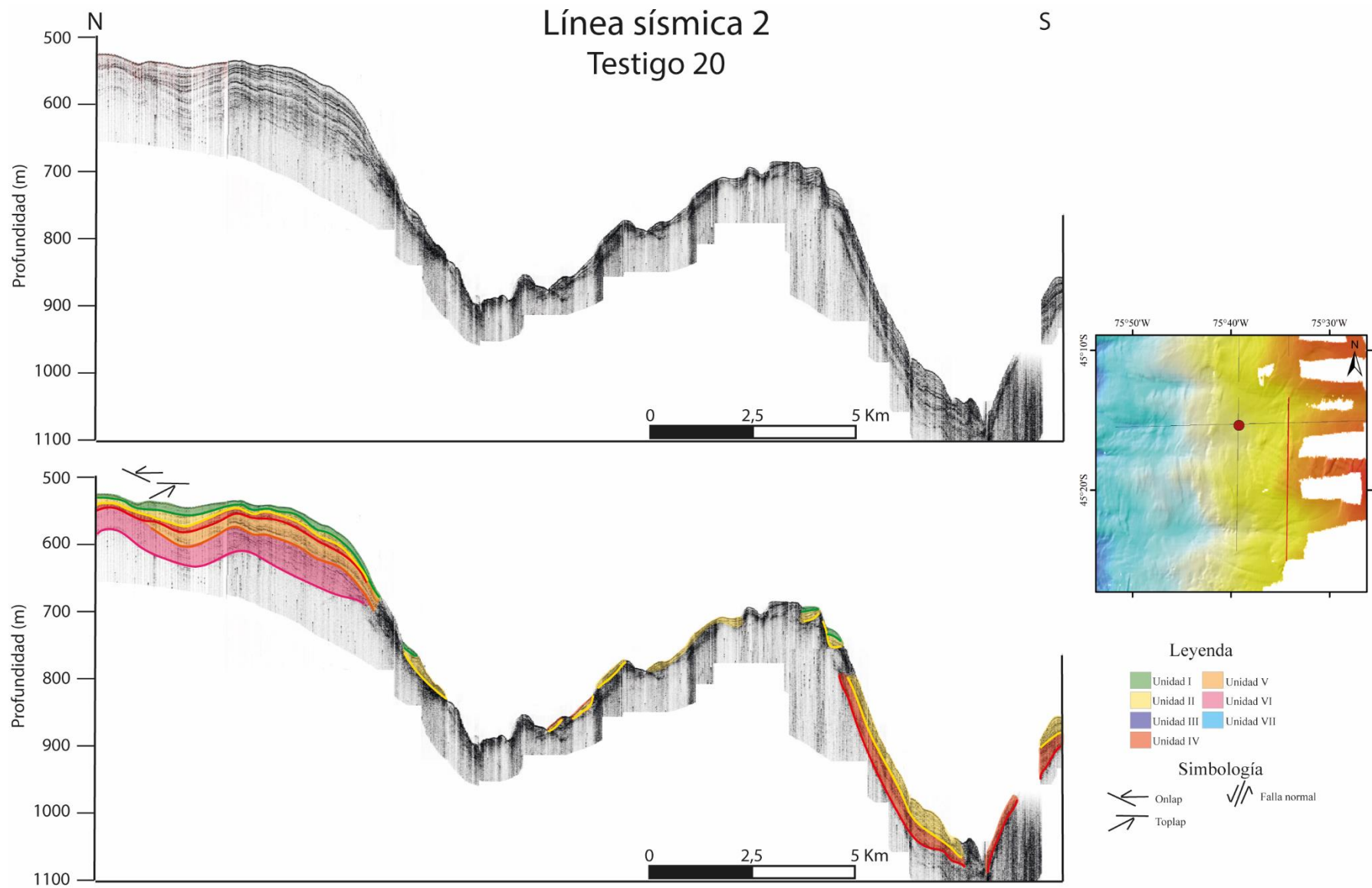


Figura 5.3 Línea sísmica 1 junto con unidades y estructuras definidas en líneas sísmica. Adjunto mapa de ubicación, línea roja representa línea sísmica descrita. Elaboración propia.

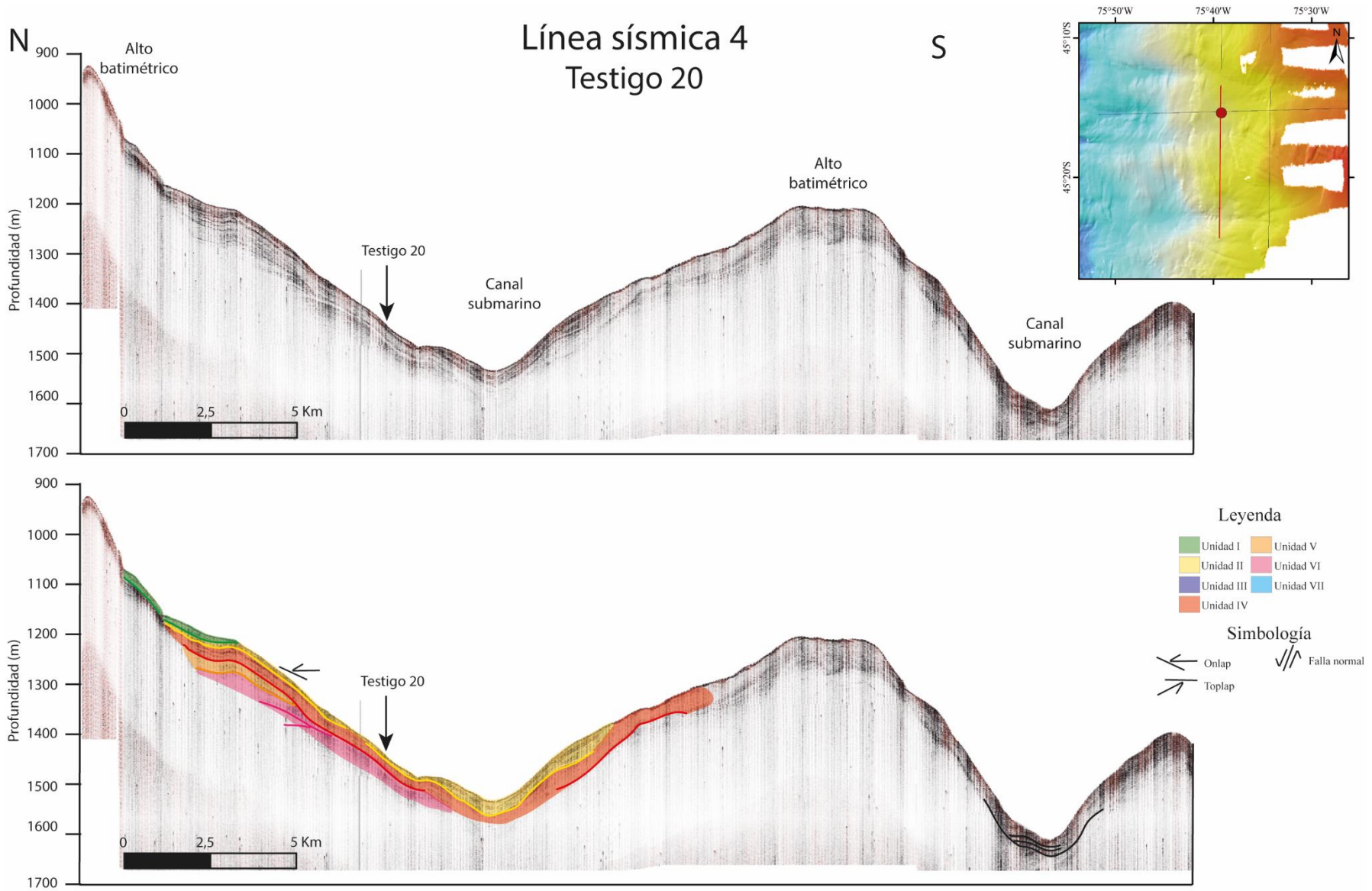


Figura 5.4 Línea sísmica 4 junto a unidades y estructuras definidas en líneas sísmica. Adjunto mapa de ubicación, línea roja representa línea sísmica descrita. Elaboración propia.

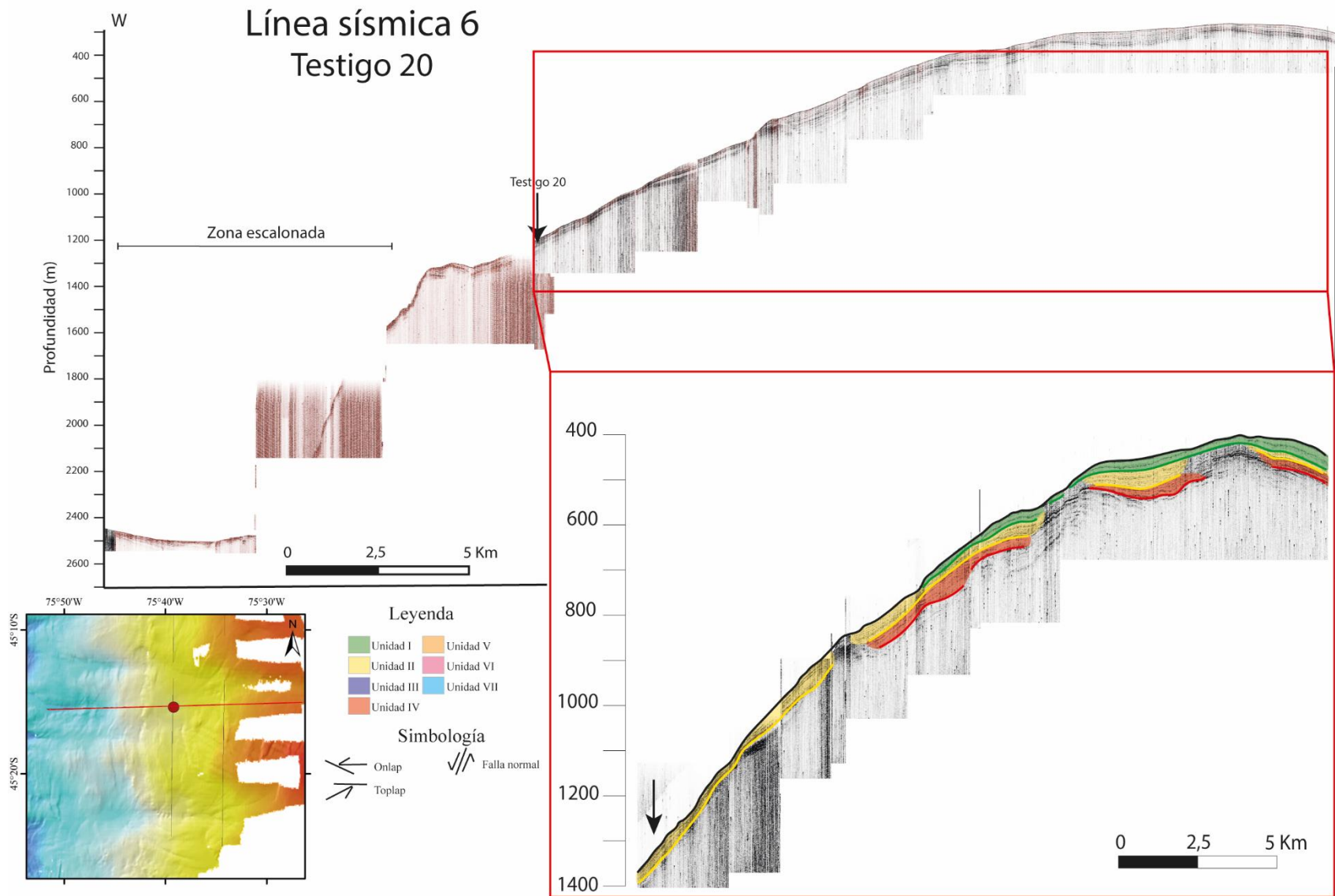


Figura 5.5 Línea sísmica 6 junto a unidades y estructuras definidas en líneas sísmica. Adjunto mapa de ubicación, línea roja representa línea sísmica descrita. Elaboración propia.

Línea sísmica 1 Testigo 22

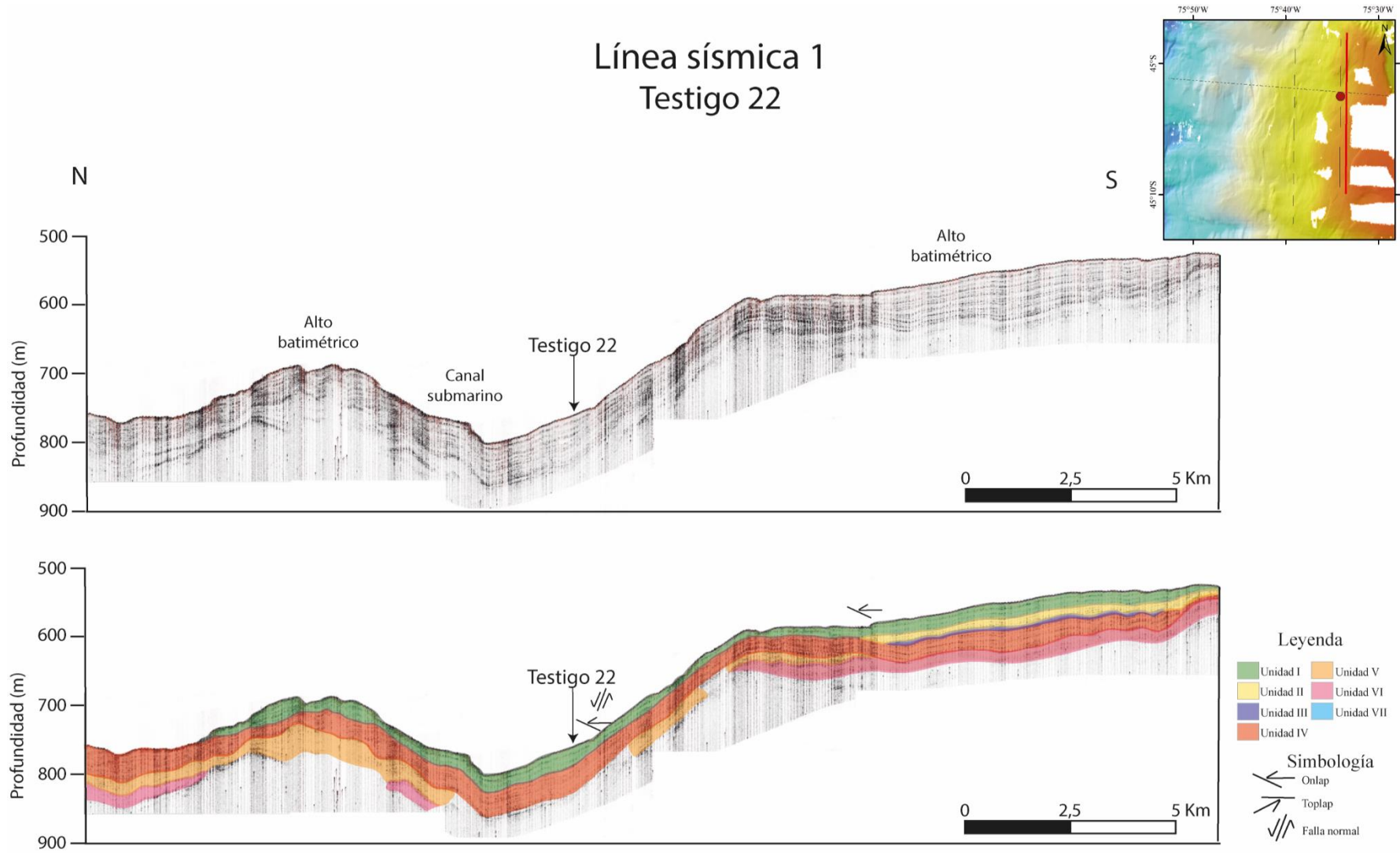


Figura 5.6 Línea sísmica 1 junto a unidades y estructuras definidas en líneas sísmica. Adjunto mapa de ubicación, línea roja representa línea sísmica descrita. Elaboración propia.

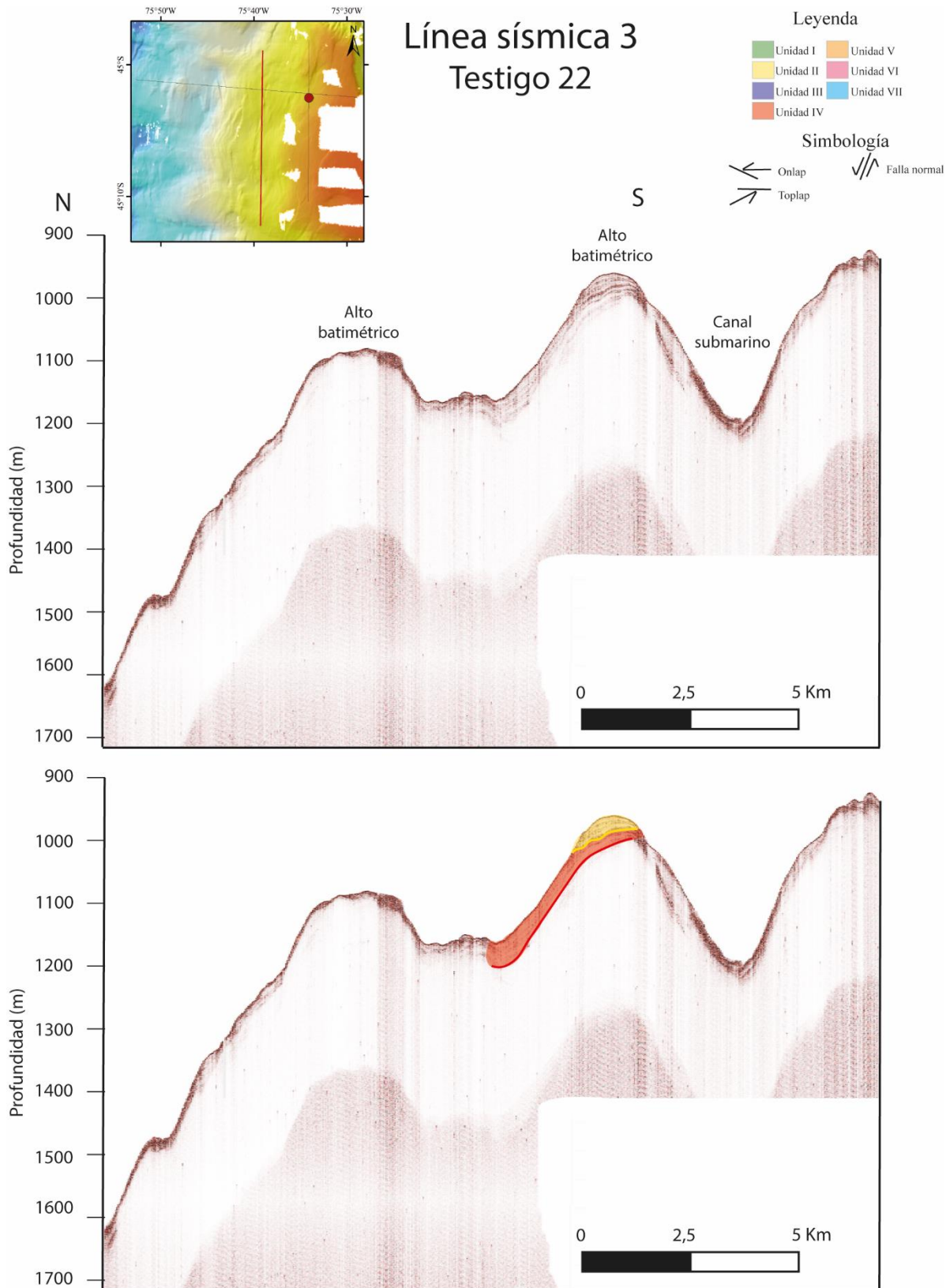


Figura 5.7 Línea sísmica 3 junto a Unidades y estructuras definidas. Adjunto mapa de ubicación, línea roja representa línea sísmica descrita. Elaboración propia.

Línea sísmica 5 Testigo 22

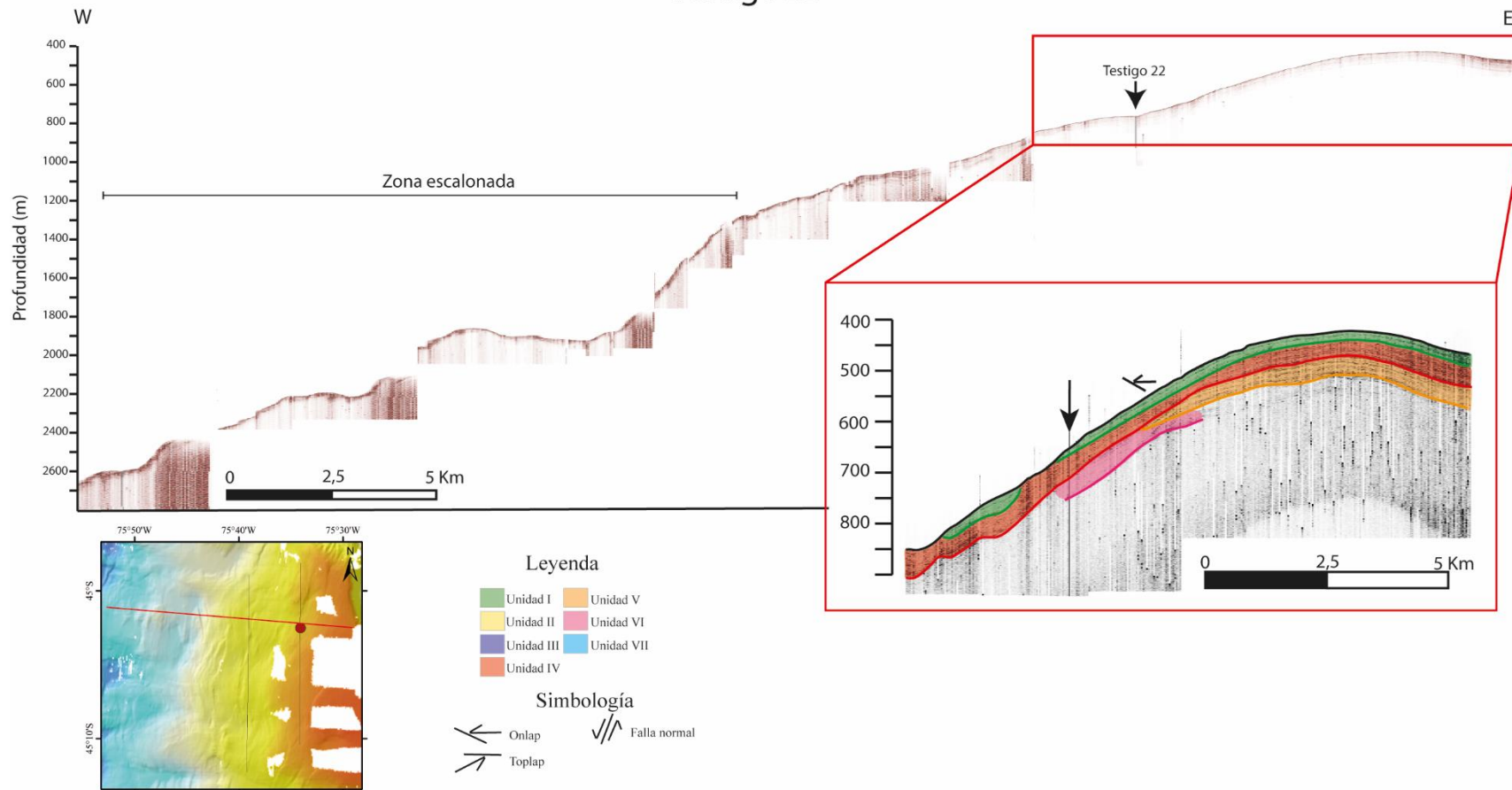


Figura 5.8 Línea sísmica 5 junto a unidades y estructuras definidas en línea sísmica. Adjunto mapa de ubicación, línea roja representa línea sísmica descrita. Elaboración propia.

5.3 Facies sedimentarias

5.3.1 Descripción de litofacies

Los testigos (Figura 5.9), a grandes rasgos, presentan una granulometría similar, la cual varía de limo arcilloso y esporádicamente lentes de grano grueso, cercano a tamaño arena.

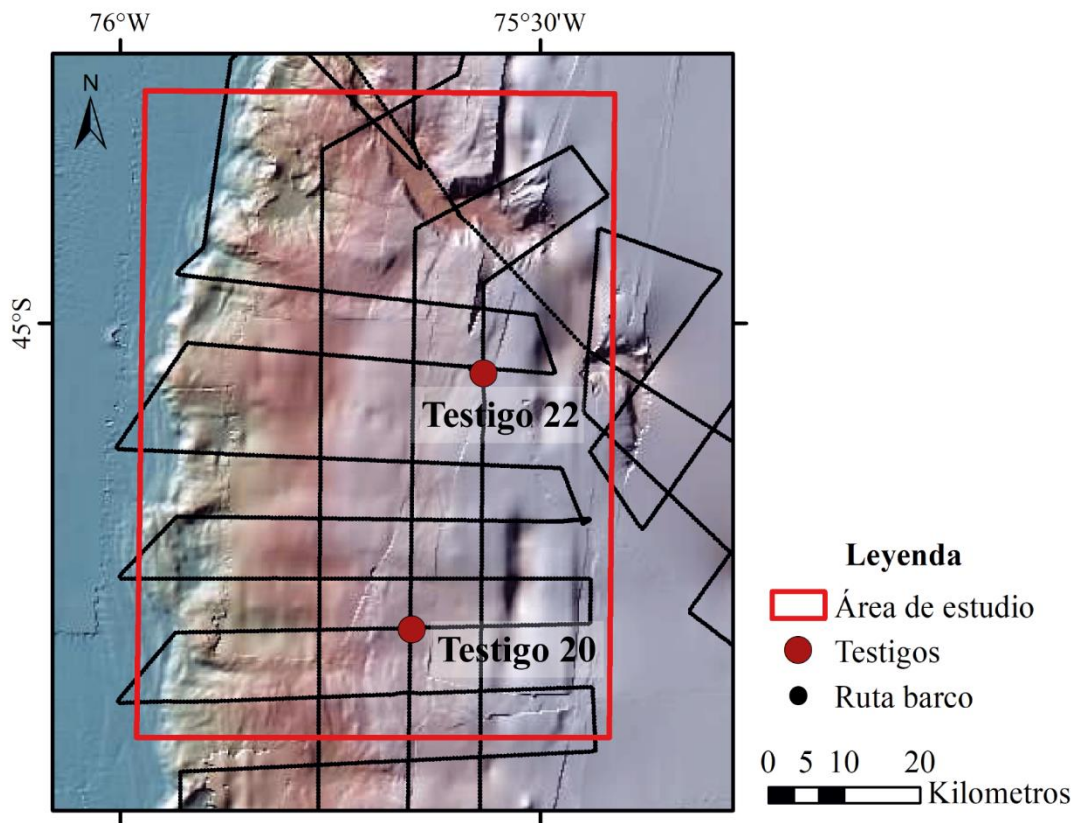


Figura 5.9 Mapa de ubicación de testigos (puntos rojos). De norte a sur, se encuentran Testigo 22 y Testigo 20. De fondo se utiliza modelo batimétrico GEBCO2014. Elaboración propia.

Testigo 20

Testigo de una sección con largo de sedimento de 75,5 cm, el porcentaje de recuperación en el corte transversal visible oscila entre 75% y 98%, sin embargo, este porcentaje disminuye en otros cortes del testigo.

Con respecto al material calcáreo, se recuperan 6 piezas, con diversos grados de conservación.

Para este testigo se identifican 3 litofacies: A, B y C; donde litofacies A (entre 0 – 7 cm y 60 – 75,5 cm) corresponde a arcilla limosa de color gris oliva (5y 4/2), con lentes milimétricos y diseminados de igual composición que litofacies B y litofacies C para el estrato entre 60 – 75,5 cm. La segunda (Litofacies B) corresponde a arcilla limosa de color gris verdoso oscuro (Gley 1 4/10y), se ubica entre 7 – 58 cm y presenta lentes diseminados de sedimentos similares a litofacies A de tamaño máximo de 1,5 cm. La tercera litofacies (Litofacies C) corresponde a arena fina color gris verdoso oscuro (Gley 1 4/10y) presente en el testigo con espesor máximo de 2 cm.

Cabe destacar que el material calcáreo recuperado se concentra en litofacies B.

Testigo 22

Testigo de una sección con largo de sedimento de 146,5 cm, el porcentaje de recuperación en el corte transversal visible es constante (98%), sin embargo, este porcentaje varía según el corte del testigo.

En esta sección de sedimento se recuperan 13 piezas de material calcáreo, con diversos grados de conservación.

Para este testigo se identifican dos litofacies: D y E. Similar al caso anterior, litofacies D corresponde a limo arcilloso de color gris oliva oscuro (5y 3/2), presente entre 7 – 9 cm y 41 – 47 cm. Se identifican lentes milimétricos diseminados de igual composición que litofacies E y materia orgánica (puntos negros) diseminada en el estrato más cercano a la base. Asimismo, los contactos son reconocibles y se identifican como contactos irregulares en base y techo. La segunda litofacies (Litofacies E) corresponde a limo arcillo de color gris verdoso muy oscuro (Gley 1 3/10y) con materia orgánica (puntos negros) diseminada y lentes de sedimento similar a litofacies A de tamaño variable.

En Figura 5.10 se ilustran las litofacies identificadas para ambos testigos.

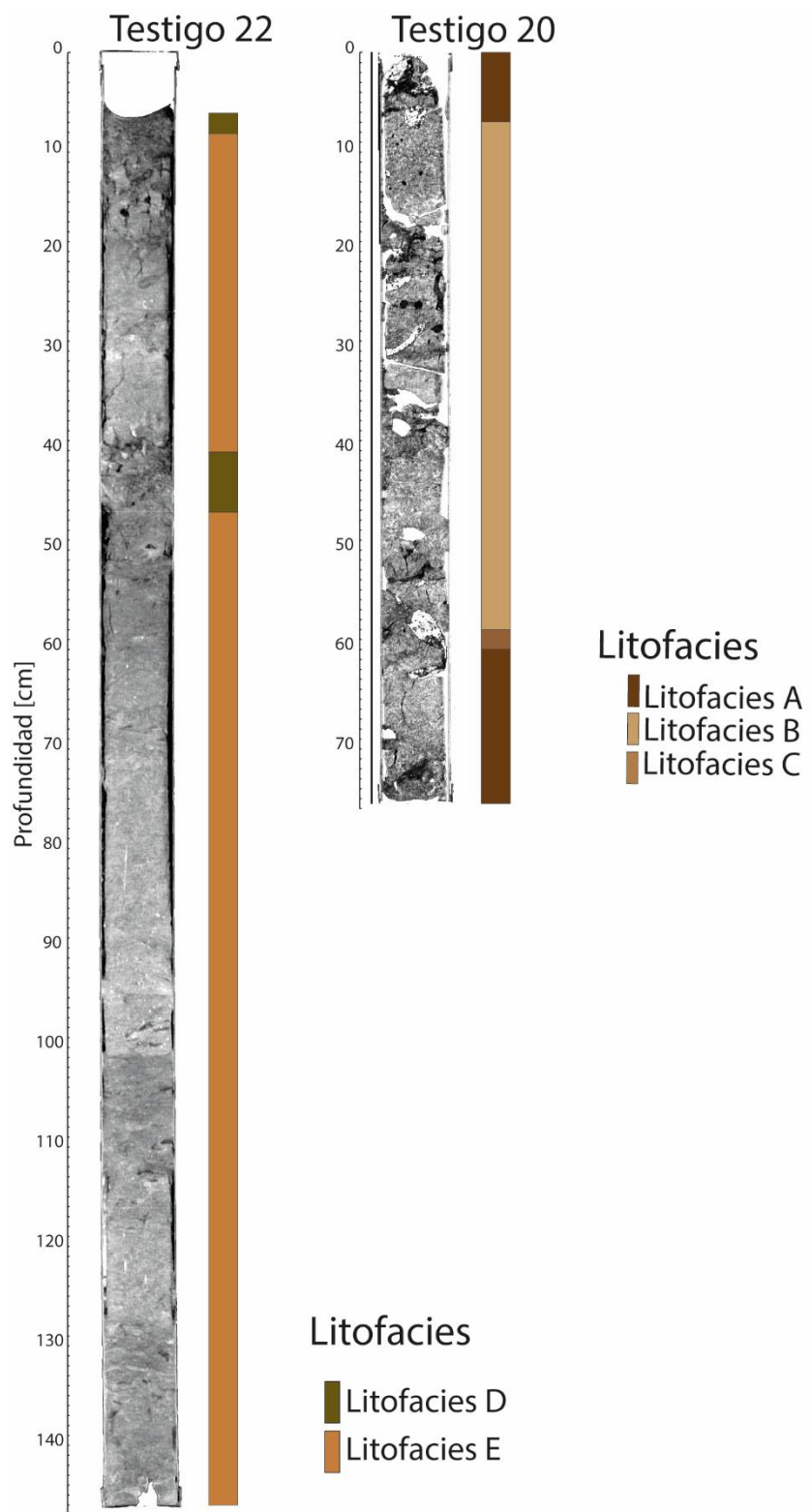


Figura 5.10 Litofacies identificadas para testigo 20 y 22. Elaboración propia.

5.3.2 Estructuras sedimentarias

5.3.2.1 Descripción de estructuras

Mediante el uso de imágenes tomográficas visualizadas en *software* RadiAnt se identifican y describen las estructuras sedimentarias encontradas en los testigos. Los criterios utilizados para la descripción consideran el tipo de estructura, forma, disposición, tipos de contactos y variaciones de espesor internas.

Para los testigos estudiados, se establecen los siguientes rangos de atenuación: muy baja valores entre 0 – 700 HU, baja para valores entre 700 – 900 HU, media para valores entre 900 – 1000 HU, alta para valores entre 1000 – 1200 HU y muy alta para valores mayores a 1200 HU.

En Figura 5.24 se adjunta grafico de promedio móvil de densidad CT con centro en 50 para ambos testigos. La información de densidad entregada por este grafico representa el centro de los testigos.

Testigo 20

La configuración usada en los parámetros WL y WW en programa RadiAnt son 994 y 984, respectivamente. En Figura 5.11 se ilustran las estructuras identificadas.

- Estratificación cruzada: laminaciones en ángulo distribuidas en varios puntos a lo largo del testigo.
- Estratificación paralela: laminaciones subhorizontales según el eje mayor del testigo, identificadas principalmente en la mitad inferior del testigo.
- Bioturbación: ubica a los 12 y 26 cm se identifican estructuras de espesor medio (~7 mm) continuas con forma subredondeada en corte transversal y alargada en corte axial, de atenuación baja (700 – 900 HU). Entre 41 – 46 cm se identifica estructura delgada de espesor menor a 2 mm de largo máximo de 5 cm, de atenuación alta (1000-1200 HU).
- Lentes sedimentarios: estructuras lenticulares a lobulares de atenuación baja (700 -900 HU) distribuidos en gran parte del testigo, de tamaño variable (3 mm a 5 cm).
- Material calcáreo: piezas de muy alta atenuación (>1200 HU) de forma subredondeada y alargada, de tamaño variable (1 – 8 mm). En total se encuentran 17 piezas claras y de tamaño adecuado para ser muestreado, sin embargo, se recuperan solo 6 de ellas.

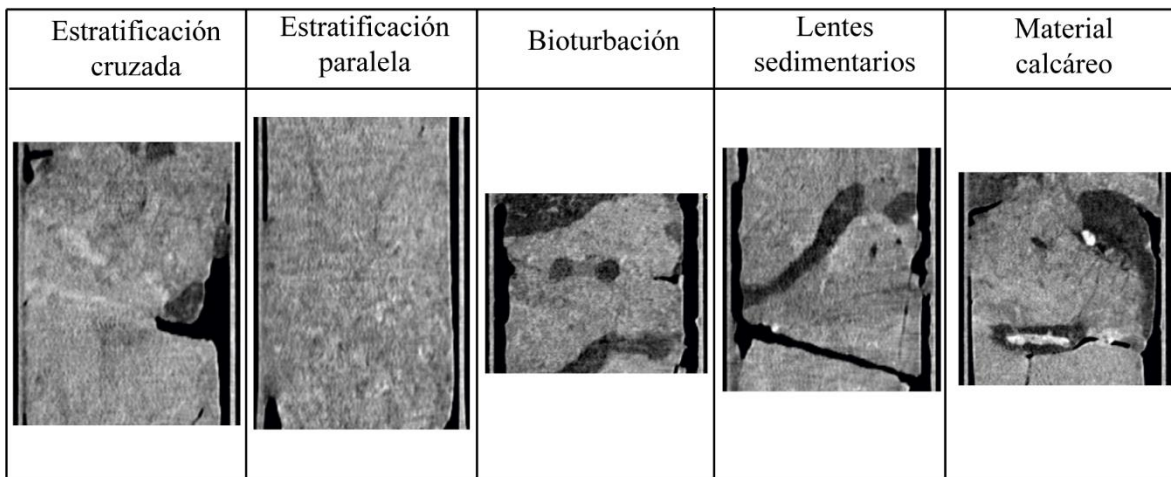


Figura 5.11 Ejemplos de estructuras sedimentarias identificadas en testigo 20. Las imágenes son extraídas de Software RadiAnt. Elaboración propia.

Testigo 22

La configuración usada en los parámetros WL y WW usados en programa RadiAnt son 996 y 952, respectivamente. En figura 5.12 se ilustran las estructuras identificadas.

- Estratificación cruzada: laminaciones en ángulo distribuidas en varios puntos a lo largo del testigo.
- Estratificación paralela: laminaciones subhorizontales según el eje mayor del testigo, identificadas principalmente en la mitad inferior del testigo.
- Bioturbación: estructuras delgadas (1 – 2 mm) y alargadas (máximo 8 cm) que avanzan a lo largo del testigo discordantes a la estratificación, distribuidas a lo largo del testigo, poseen una atenuación alta (1000-1200 HU).
- Lentes sedimentarios: estructuras lenticulares a lobulares de atenuación baja (700 -900 HU) distribuidos en gran parte del testigo, de tamaño variable (3 mm a 5 cm).
- Material calcáreo: piezas de muy alta atenuación (>1200 HU) de forma subredondeada y alargada, de tamaño variable (1 – 10,1 mm). En total se encuentran 30 piezas claras y de tamaño adecuado para ser muestreado, sin embargo, se recuperan solo 13 de ellas.

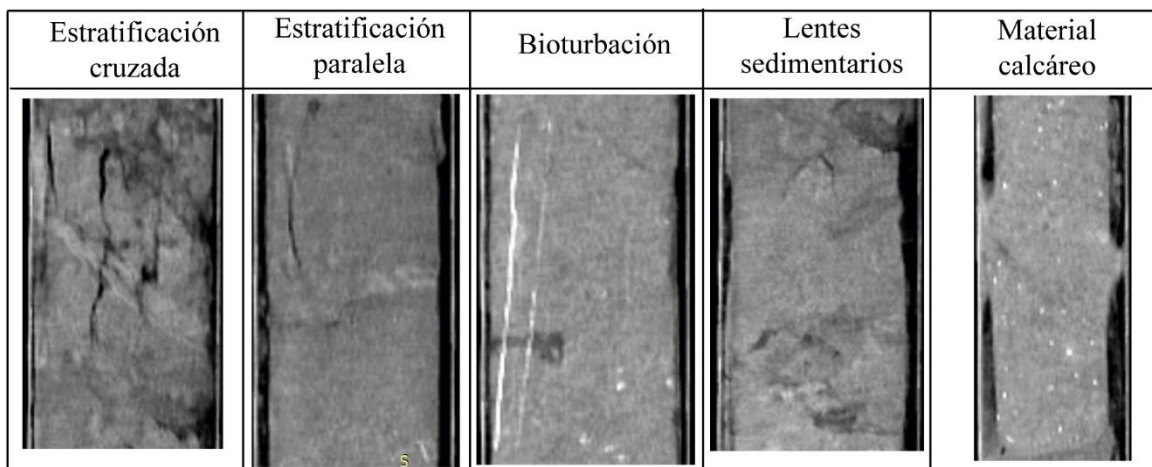


Figura 5.12 Ejemplos de estructuras sedimentarias identificadas en testigo 20. Las imágenes son extraídas de Software RadiAnt. Elaboración propia.

5.3.2.2 Descripción de unidades tomográficas

Se identifican y describen las unidades tomográficas en los testigos. Los criterios utilizados para la descripción consideran cambios abruptos y/o tenues de atenuación, tipo de contacto y presencia dominante y/o selectiva de estructuras sedimentarias. Se mencionan en orden correlativo de base a techo (*bottom a top*). En Figura 5.13 se presenta esquema de unidades, junto a imagen tomografía y mapeo de estructuras para ambos testigos.

Para ambos testigos se definen 2 tipos de contactos:

- Categoría I (CI): corresponde a un contacto entre dos capas de sedimento con alta variabilidad de atenuación. Esta característica lo destaca por sobre el segundo tipo.
- Categoría II (CII): corresponde a un contacto entre dos capas de sedimento con baja variabilidad de atenuación. Esta característica lo hace menos distintivo con respecto al primer tipo.

Testigo 20

- Unidad CT20-1: entre 75,5 – 54 cm de atenuación promedio media (900 – 1000 HU), contacto superior irregular y discordante categoría II. Presenta estratificación cruzada, estratificación paralela y dos lentes de gran potencia, el primero ubicado a los 58 cm de atenuación muy baja y espesor máximo de 2,5 cm; el segundo ubicado a los 72 cm de atenuación baja y espesor máximo de 1,8 cm. Se recupera 1 pieza de material calcáreo.
- Unidad CT20-2: entre 54 – 51 cm de atenuación promedio media – alta, contacto superior irregular categoría I. presenta estratificación paralela en sedimentos de atenuación muy baja.
- Unidad CT20-3: entre 51 – 45 cm de atenuación promedio alta (1000 – 1200 HU), contacto superior irregular categoría II. Presenta bioturbación intensa.
- Unidad CT20-4: entre 45 – 38 cm de atenuación promedio media – alta, contacto superior irregular y discordante categoría II. En parte inferior se distingue estratificación paralela. Se recuperan 2 piezas de material calcáreo.
- Unidad CT20-5: entre 38 – 34 cm de atenuación promedio media (900 – 1000 HU), contacto superior irregular y discordante categoría I. Unidad masiva.
- Unidad CT20-6: entre 34 – 31 cm de atenuación promedio alta (1000 – 1200 HU), contacto superior irregular discontinuo categoría II. Unidad masiva.
- Unidad CT20-7: entre 31 – 17 cm de atenuación promedio media – baja, contacto superior irregular, sinuoso y discontinuo categoría I. Unidad masiva que presenta lentes de atenuación muy baja y bioturbación leve. Se recuperan 2 piezas de material calcáreo.
- Unidad CT20-8: entre 17 – 15 cm de atenuación promedio alta (1000 – 1200 HU), contacto superior irregular categoría II. Unidad masiva.
- Unidad CT20-9: entre 15 – 4 cm de atenuación promedio media (900 – 1000 HU), contacto superior irregular categoría II. Presenta estratificación cruzada y lentes sedimentarios de

atenuación muy baja (0 – 700 HU).

- Unidad CT20-10: 4 – 0 cm de atenuación promedio muy baja (0 – 700 HU). Unidad masiva con fragmento de sedimento de atenuación media (900 – 1000 HU) y fragmento de atenuación muy alta (>1200 HU). Se recupera 1 pieza de posible material calcáreo.

Testigo 22

- Unidad CT22-1: entre 146,5 – 129 cm de atenuación promedio media (900 – 1000 HU), contacto superior irregular continuo categoría I. Presenta estratificación cruzada y paralela, además de evidencia de bioturbación leve. Se recuperan 3 piezas de material calcáreo.
- Unidad CT22-2: entre 129 – 117 cm de atenuación promedio media – alta, contacto superior irregular categoría II. Presenta estratificación paralela hacia la base, estratificación cruzada hacia el techo y evidencia de bioturbación intensa.
- Unidad CT22-3: entre 117 – 101 cm de atenuación promedio media (900 – 1000 HU), contacto superior planar categoría I. Presenta lentes sedimentación de atenuación alta (1000 – 1200 HU) capas intermedias, estratificación paralela hacia el techo y bioturbación leve en zonas cercanas a base y techo.
- Unidad CT22-4: entre 101 – 71 cm de atenuación promedio alta (1000 – 1200 HU) con disminución de atenuación hacia el techo, contacto superior irregular categoría II. Presenta lentes sedimentarios de atenuación alta (1150 – 1200 HU) y estratificación paralela hacia la base, en capas intermedia presenta estratificación cruzada bioturbación intensa y hacia el techo se observa estratificación cruzada. Se recuperan 4 piezas de material calcáreo.
- Unidad CT22-5: entre 71 – 47 cm de atenuación promedio media – alta con disminución de atenuación hacia el techo, contacto superior irregular categoría II. Presenta lentes sedimentarios en base y techo de atenuación alta (1000 – 1200 HU) y baja (700 – 900 HU), respectivamente. Se observa estratificación cruzada y paralela, además de bioturbación intensa. Se recupera 1 pieza de material calcáreo.
- Unidad CT22-6: entre 47 – 40 cm de atenuación promedio media – baja, contacto superior irregular sinuoso categoría I. Unidad masiva.
- Unidad CT22-7: entre 40 – 12 cm de atenuación promedio media – alta con disminución de atenuación hacia el techo, contacto superior irregular categoría II. Presenta estratificación cruzada a lo largo de la unidad, lentes sedimentarios de atenuación media – baja en capas intermedias y bioturbación leve. Se recuperan 4 piezas de material calcáreo.
- Unidad CT22-8: entre 12 – 7 cm de atenuación promedio baja (700 – 900 HU). Unidad masiva. Se recupera 1 pieza de material calcáreo.

Para testigo 22, no se posee registro sedimentario entre 0 – 7 cm, dado que este espacio fue rellenado con espuma sintética durante la etapa de extracción.

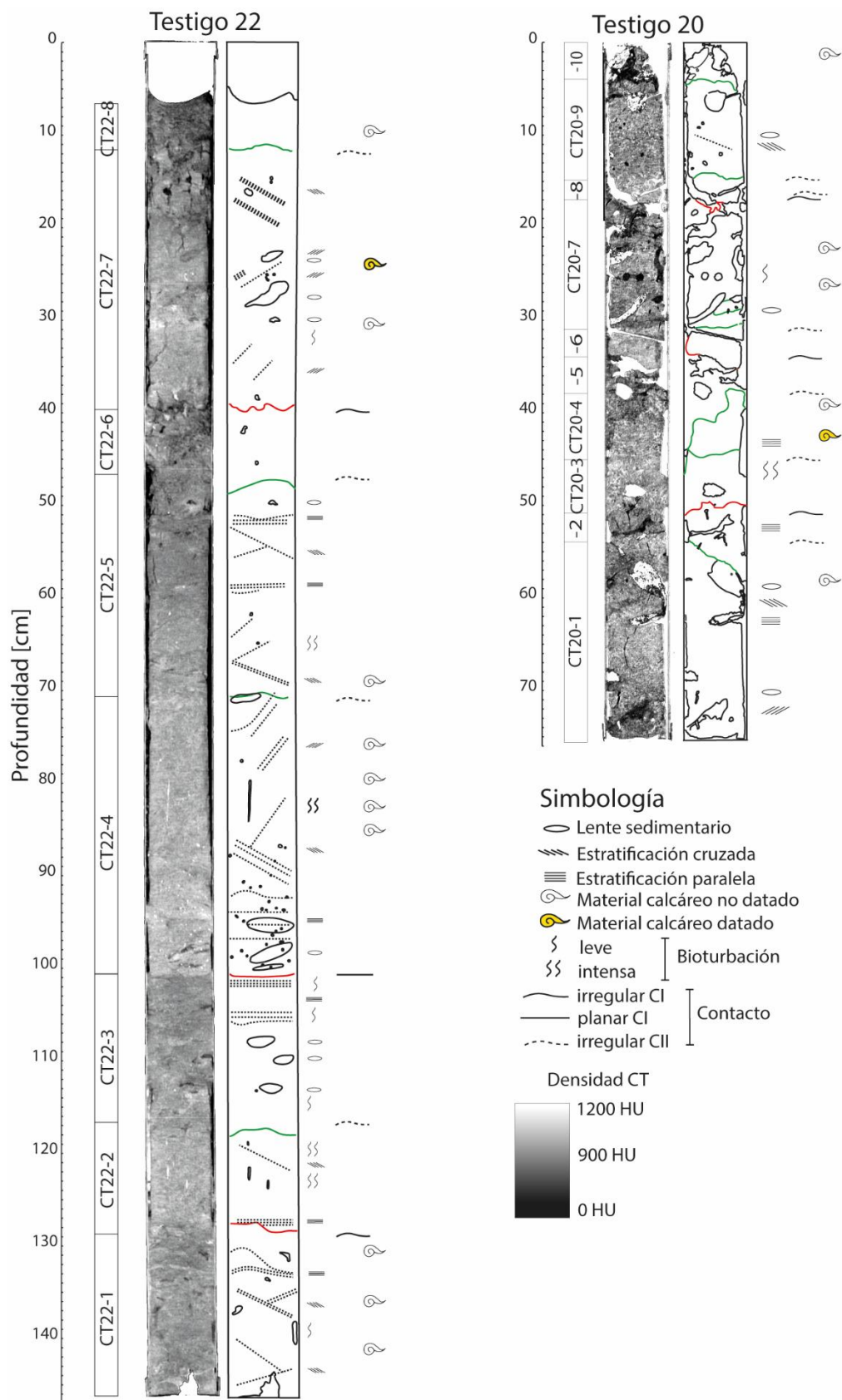


Figura 5.13 Unidades tomográficas y mapeo de estructuras identificadas en testigos 20 y 22. Elaboración propia.

5.3.3 Susceptibilidad Magnética

En Figura 5.13 se grafica susceptibilidad magnética en función de la profundidad alcanzada para el testigo 20, la que muestra un patrón común: desde base a techo, comienza con baja MS, alcanzando un peak entre $400 - 500 \times 10^{-5}$ SI, para luego descender un rango constante de MS por un tramo de aproximado de 15 cm. Este patrón se repite en dos segmentos a lo largo del testigo: el primero (S20-1) entre 75 – 34 cm de profundidad, con valores mínimo y máximo de susceptibilidad magnetica de $265,51 \times 10^{-5}$ SI y $484,79 \times 10^{-5}$ SI, respectivamente, el segundo (S20-2), entre 34 – 6 cm de profundidad, con valores mínimo y máximo de susceptibilidad magnetica de $251,82 \times 10^{-5}$ SI y $424,34 \times 10^{-5}$ SI, respectivamente.

Cabe destacar que el patrón del segmento inferior posee valores de susceptibilidad mayores, en comparación con los valores del segmento superior.

Para el testigo 22, la Figura 5.14 grafica los valores de susceptibilidad magnética en función de la profundidad, evidenciando un patrón común: desde base a techo, comienza con baja MS y aumenta junto con la profundidad.

El primero (S22-1) entre 146,5 – 129 cm presenta valores de MS constantes, el segundo (S22-2) entre 129 – 101 cm presenta, en general, un comportamiento lineal con valores desde $653,16 \times 10^{-5}$ SI a $772,155 \times 10^{-5}$ SI. El tercer segmento (S22-3) entre 101 – 40 cm muestra variaciones en el patrón lineal, entre 101 – 91 cm (S22-3a) los valores de MS aumenta levemente junto a la profundidad, entre 91 – 70 cm (S22-3b) los valores de MS disminuye junto con la profundidad, entre 70 – 56 cm (S22-3c) los valores de MS rodean los 550×10^{-5} SI, entre 56 – 47 cm (S22-3d) los valores de MS son inversos según la profundidad, alcanzando como valor mínimo $562,13 \times 10^{-5}$ SI y entre 47 – 40 cm (S22-3e) los valores de MS son constantes en 700×10^{-5} SI. El cuarto segmento (S22-4) entre 40 – 10 cm, los datos muestran en general un comportamiento lineal de MS respecto a la profundidad.

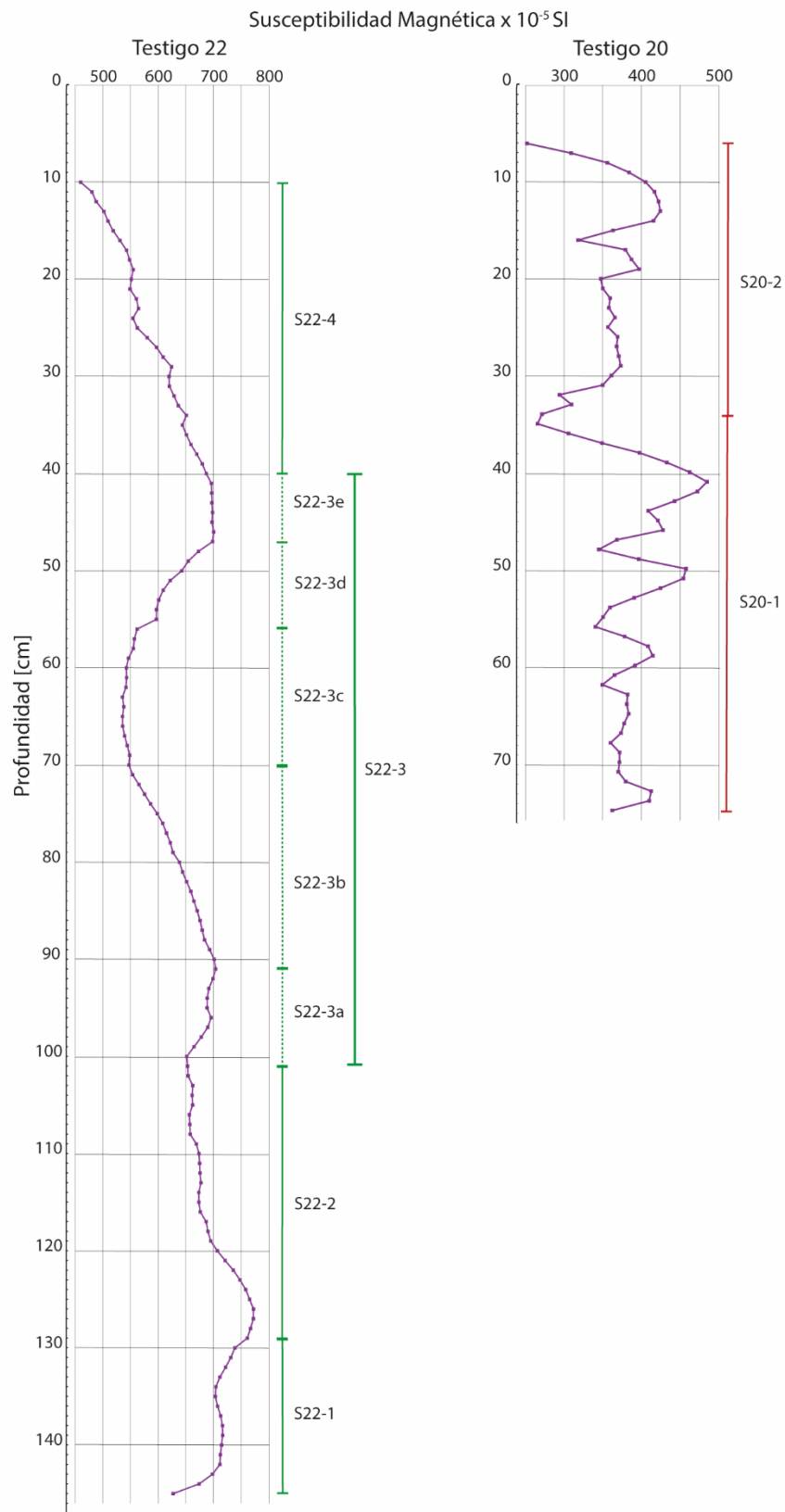


Figura 5.14 Gráficos de susceptibilidad magnética para Testigo 22 y Testigo 20. Los segmentos en verde y rojo presentan segmentos definidos según el comportamiento de los datos. Elaboración propia

5.3.4 Análisis Granulométrico

Los criterios de muestreo para el análisis granulométrico se centraron en caracterizar cambios de color, atenuación y susceptibilidad magnética.

Los datos representativos para cada unidad entre contactos de categoría I se presentan en histogramas y los datos presentados se adjuntan en Anexo 5.

Para ambos testigos, se complementa la información de granulometría con un gráfico de D[4,3] (*Volume Moment Mean* o diámetro promedio De Brouckere), el que entrega información sobre el tamaño de grano dominante en el sedimento, además de amortiguar errores de granulometría causados por sedimentos de baja esfericidad (*Manual Malvern Instruments*).

Testigo 20

Para este testigo se toman 45 muestras de sedimentos, donde 30 muestras poseen distribución granulométrica unimodal, 11 muestras poseen distribución granulométrica bimodal y 4 muestras presentan distribución granulométrica intermedia. En Tabla 5.2 se muestran parámetros granulométricos calculados para las unidades con Gradistat 4.0 (Blott y Pye, 2001), considerando el método de momento geométrico.

El gráfico D[4,3] (μm) (Figura 5.24) para testigo 20 muestra un patrón similar a lo graficado para arena en el gráfico de granulometría (%) de la muestra.

Tabla 5.2 Parámetros granulométricos para unidades definidas en Testigo 20.

Unidad	Promedio	Selección	Skewness	Kurtosis
Unidad F1	18,46	3,695	-0,446	2,802
Unidad F2	16,89	3,301	-0,337	3,138
Unidad F3	20,62	3,547	-0,215	3,040
Unidad F4	17,24	3,669	-0,427	2,713

Desde base a techo se define:

- Unidad F1 (76,5 – 51 cm): se distinguen 3 patrones de distribución distintos, a los 52 cm es posible identificar un peak en phi 5 (limo muy grueso a grueso), en los 55 y 65 cm es posible identificar un peak entre phi 6 – 7 (limo medio) y a los 58, 60, 68 y 71 se identifican dos peak, primero entre phi 3 – 4 (arena muy fina); segundo, para 60 y 71 cm peak entre phi 6 – 7 (limo medio), y para 58 y 68 cm peak entre phi 7 – 8 (limo fino). En las muestras en esta unidad predomina el porcentaje de limo, sin embargo, se encuentran zonas dentro de la unidad donde el porcentaje de arena fina toma relevancia. Según tabla 5.2, esta unidad está muy pobremente seleccionada, posee una distribución simétrica y es platycúrtica.

Unidad F1

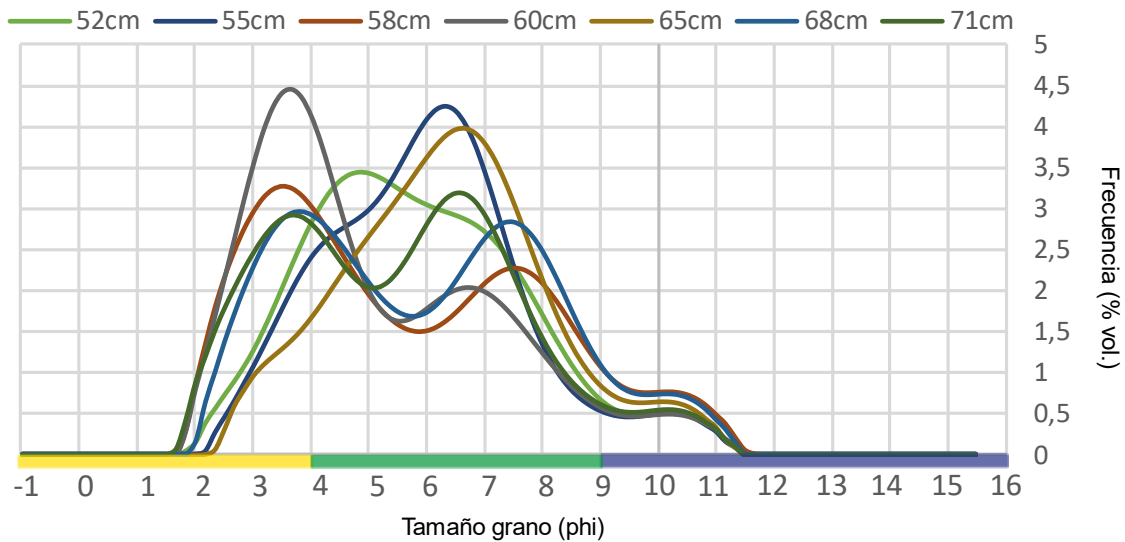


Figura 5.15 Histograma de distribución granulométrica para Unidad F1. Elaboración propia.

- Unidad F2 (51 – 34 m): se distinguen 2 patrones de distribución distintos, a los 35 y 41,5 cm es posible identificar la moda entre phi 6 – 7 (limo medio), y en los 39 y 44 cm es posible identificar dos modas, entre phi 7 – 8 (limo fino), entre phi 3 – 4 (arena muy fina) para 39 cm y entre phi 4 – 5 (limo muy grueso) para 44 cm. En las muestras de esta unidad predomina la fracción media y fina de limo, aunque se reconocen fracciones gruesas en dos zonas de la unidad. Según tabla 5.2, esta unidad está muy pobremente seleccionada, posee una distribución simétrica y es meso a leptocúrtica.

Unidad F2

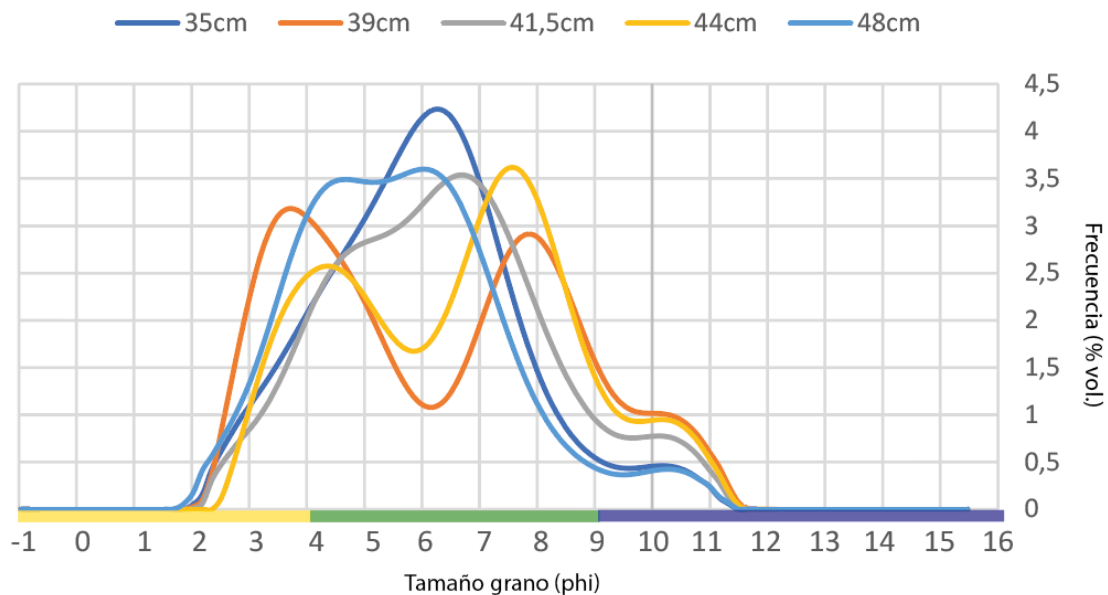


Figura 5.5.16 Histograma de distribución granulométrica para Unidad F2. Elaboración propia.

- Unidad F3 (34 – 17 cm): dentro de esta unidad sobresalen dos modas, a los 22 y 28 cm entre phi 6 – 7 (limo medio), en 30 y 33 cm entre phi 7 – 8 (limo fino). Además, la muestra 33 cm muestra otra moda en phi 5 (limo muy grueso a grueso). Así, en la unidad predomina la fracción media a fina de limo, con escasa influencia de material grueso. Según tabla 5.2, esta unidad está muy pobremente seleccionada, posee una distribución simétrica y es meso a leptocúrtica.

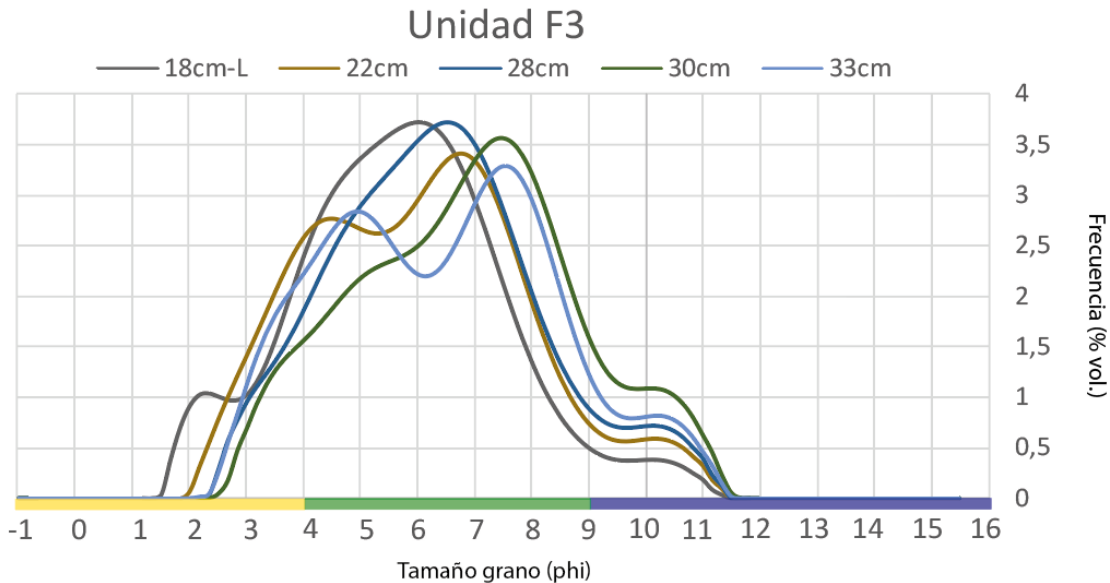


Figura 5.17 Histograma de distribución granulométrica para Unidad F3. Elaboración propia.

- Unidad F4 (17 – 0 cm): en la unidad se distinguen 3 patrones de distribución distintos, a los 1 y 2 cm no es posible identificar una moda en específico, sin embargo, predominan sedimentos tamaño limo; en los 3 y 10 cm se identifica un peak entre phi 6 – 7 (limo medio) y a los 7, 13 y 16 cm se identifican dos modas, entre phi 4 – 5 (limo muy grueso) y entre phi 7 – 8 (limo fino). En las muestras de esta unidad se encuentra un amplio espectro de tamaños limo, donde destacan zonas con claras modas en la fracción media – fina. Según tabla 5.2, esta unidad está muy pobremente seleccionada, posee una distribución simétrica y es platycúrtica.

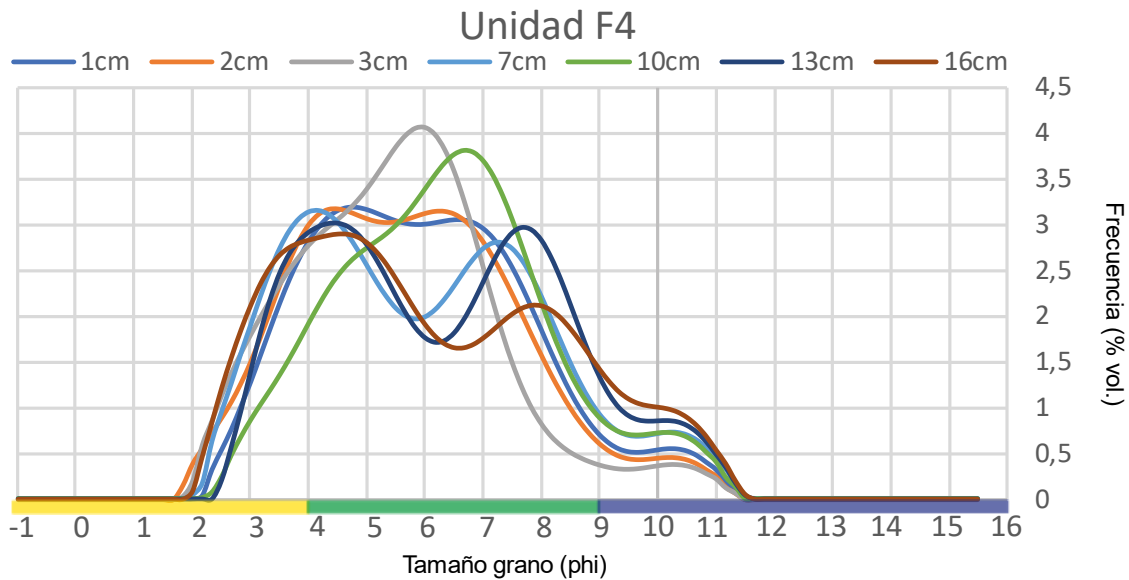


Figura 5.18 Histograma de distribución granulométrica para Unidad F4. Elaboración propia.

Testigo 22

Para este testigo se toman 92 muestras de sedimentos, donde 40 poseen distribución granulométrica unimodal, 15 muestras poseen distribución granulométrica bimodal y 37 muestras presentan distribución granulométrica intermedia. En Tabla 5.3 se muestran parámetros granulométricos calculados para las unidades con Gradistat 4.0 (Blott, 2000), considerando el método de momento geométrico.

El gráfico D[4,3] (μm) (Figura 5.24) para testigo 22 muestra un patrón similar a lo graficado para arena en el gráfico de granulometría (%) de la muestra

Tabla 5.3 Parámetros granulométricos para unidades definidas en Testigo 22.

Unidad	Promedio	Selección	Skewness	Kurtosis
Unidad G1	17,10	3,662	-0,523	2,712
Unidad G2	9,612	3,927	-0,196	2,140
Unidad G3	21,28	4,109	-0,680	2,671
Unidad G4	23,36	3,538	-0,771	3,115

Desde base a techo se define:

- Unidad G1 (145,5 – 129 cm): en la unidad es posible distinguir 2 modas importantes, entre phi 4 – 5 (limo muy grueso) y entre phi 7 – 8 (limo fino). Hacia el techo se tiene sedimento de distribución granulométrica bimodal con peak en limo fino y limo grueso, descendiendo a arena fina. A partir de lo anterior, la fracción gruesa de limo tiene mayor influencia que la fracción fina dentro de la unidad. Según Tabla 5.3, esta unidad está muy pobremente seleccionada, posee una distribución simétrica y es platycúrtica.

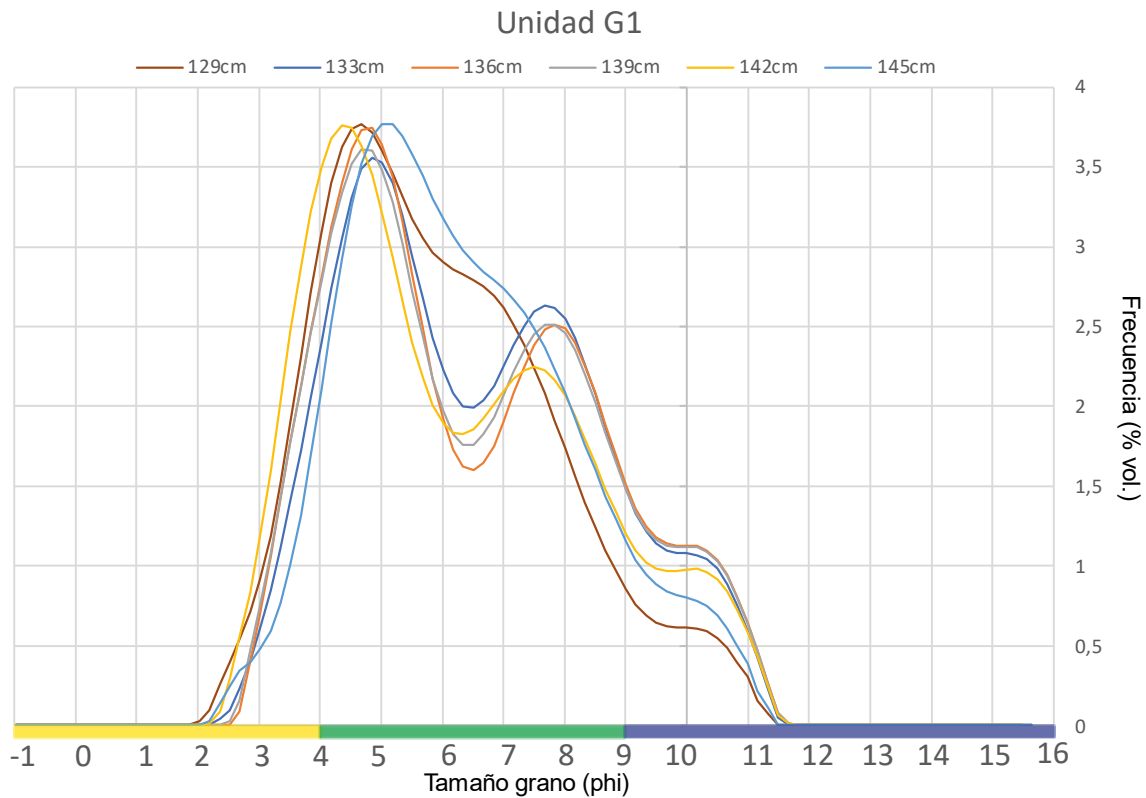


Figura 5.19 Histograma de distribución granulométrica para Unidad G1. Elaboración propia.

- Unidad G2 (129 – 101 cm): para esta unidad se distinguen 2 modas principales, entre phi 4 – 6 (limo muy grueso – grueso) y entre phi 7 – 9 (limo fino – muy fino). Hacia el techo (105 cm) se tiene sedimento bimodal con peak en limo fino y limo grueso, luego se tiene una zona de abundantes lentes (117 – 121 cm) donde destaca importantes peaks de limo fino y limo grueso con ausencia de limo medio. Las muestras de esta unidad presentan un gran porcentaje de fracción gruesa de limo extraídas de lentes sedimentarios, los cuales se encontraban insertos en una matriz más fina. Según tabla 5.3, esta unidad está muy pobremente seleccionada, posee una distribución moderadamente simétrica y es platycúrtica.

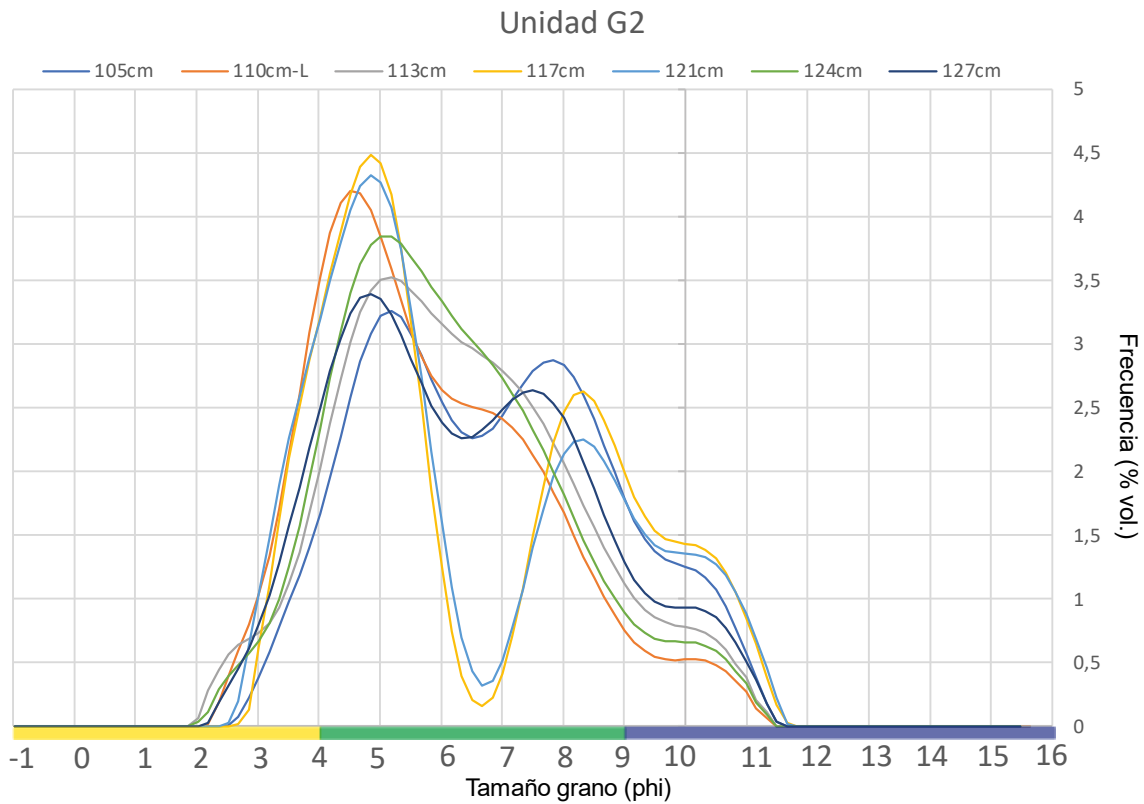


Figura 5.20 Histograma de distribución granulométrica para Unidad G2. Elaboración propia.

- Unidad G3 (101 – 40 cm): en esta unidad destacan 2 modas, entre phi 4 – 6 (limo muy grueso – grueso) y entre phi 7 – 8 (limo fino), siendo de mayor frecuencia la primera moda. Hacia la base, predominan sedimentos con peak en limo grueso y una frecuencia considerable en limo medio. Hacia el techo, predominan sedimentos con peak en limo grueso y limo fino. Según tabla 5.3, esta unidad está muy pobremente seleccionada, posee una distribución moderadamente simétrica y es platycúrtica.

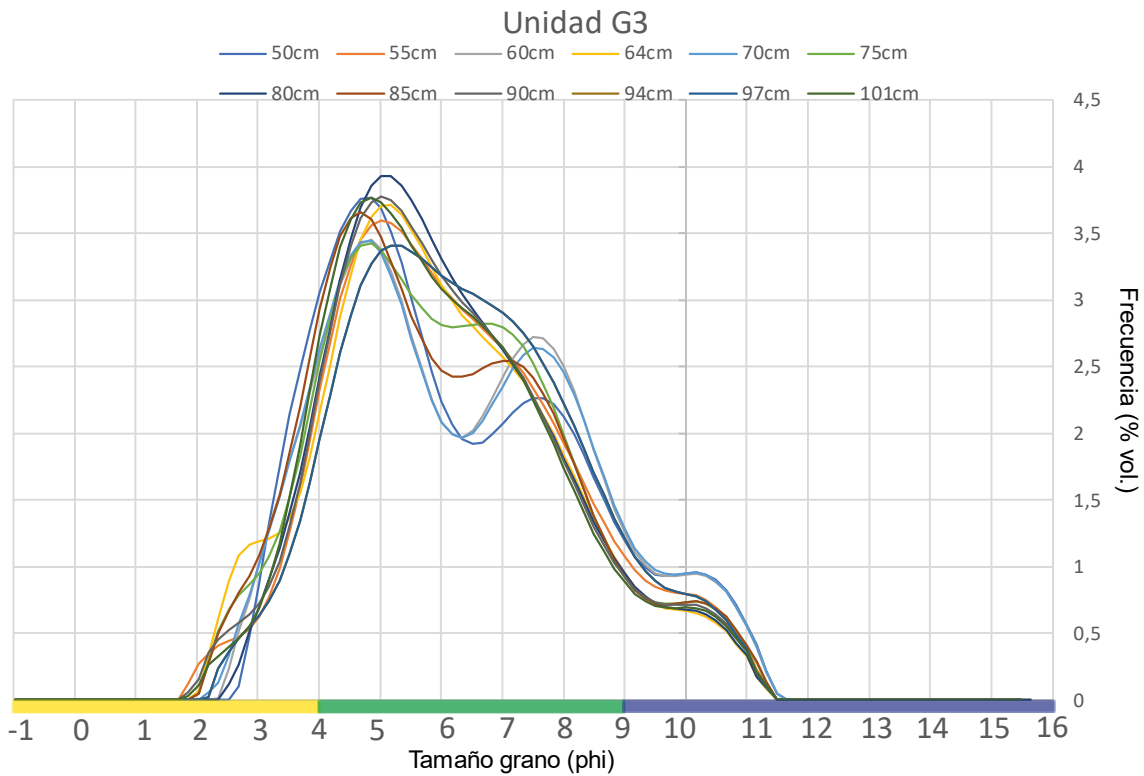


Figura 5.21 Histograma de distribución granulométrica para Unidad G3. Elaboración propia.

- Unidad G4 (40 – 6 cm): en esta unidad destacan 3 modas, entre phi 4 – 5 (limo muy grueso), entre phi 5 – 6 (limo grueso) y entre phi 6 – 8 (limo medio a fino). Inmediatamente en base y techo se tienen sedimentos con peak en limo grueso a arena fina, mientras que zona intermedia de la unidad, los sedimentos presentan peak en limo grueso y limo fino. Según tabla 5.3, esta unidad está muy pobremente seleccionada, posee distribución moderadamente simétrica y es meso a leptocúrtica.

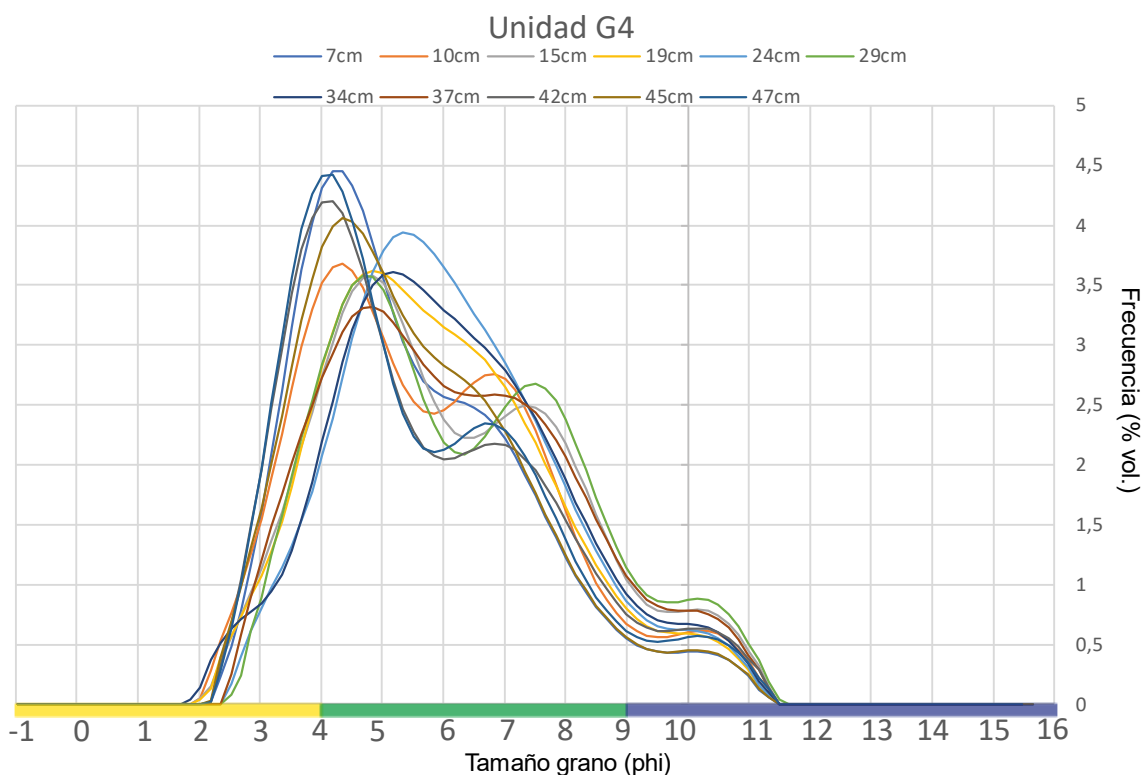


Figura 5.22 Histograma de distribución granulométrica para Unidad G4. Elaboración propia.

5.3.5 Integración de información

Reuniendo y comparando la información recabada para ambos testigos, se distinguen una suma de características que forman un patrón general para las unidades definidas en ambos testigos. En Figura 5.24 se presenta imágenes resumen para los dos testigos y los distintos resultados obtenidos para estos.

Examinando las unidades G2, G3 y G4, correspondientes a testigo 22, destaca que las zonas inferiores de estas unidades (CT22-2, CT22-4 y CT22-7) poseen una atenuación media – alta, junto con *peaks* de susceptibilidad magnética entre $700 - 770 \times 10^{-5}$ SI y bioturbación intensa, evidenciada en las estructuras visualizadas en la tomografía y en el material calcáreo extraído en estas zonas. Además, se reconoce el dominio de estratificación cruzada por sobre estratificación paralela. Por otro lado, las zonas superiores de estas unidades (CT22-3 y CT22-5) poseen una atenuación media (900 – 1000 HU), con valores de susceptibilidad magnética menores a 650×10^{-5} SI y leve a nula evidencia de bioturbación. Asimismo, se distinguen claramente sedimentos con estratificación paralela en el techo de las unidades. A partir de lo anterior, la unidad G1 (igual a CT22-1) posee las características señaladas para las primeras unidades tomográficas mencionadas. Con respecto a CT22-6 y CT22-8, estas unidades no presentan similitudes con los patrones antes descritos. Desde el aspecto granulométrico (Figura 5.24), ambas zonas poseen un amplio rango granulométrico, con abundancia de limo muy grueso a grueso y limo fino a muy fino.

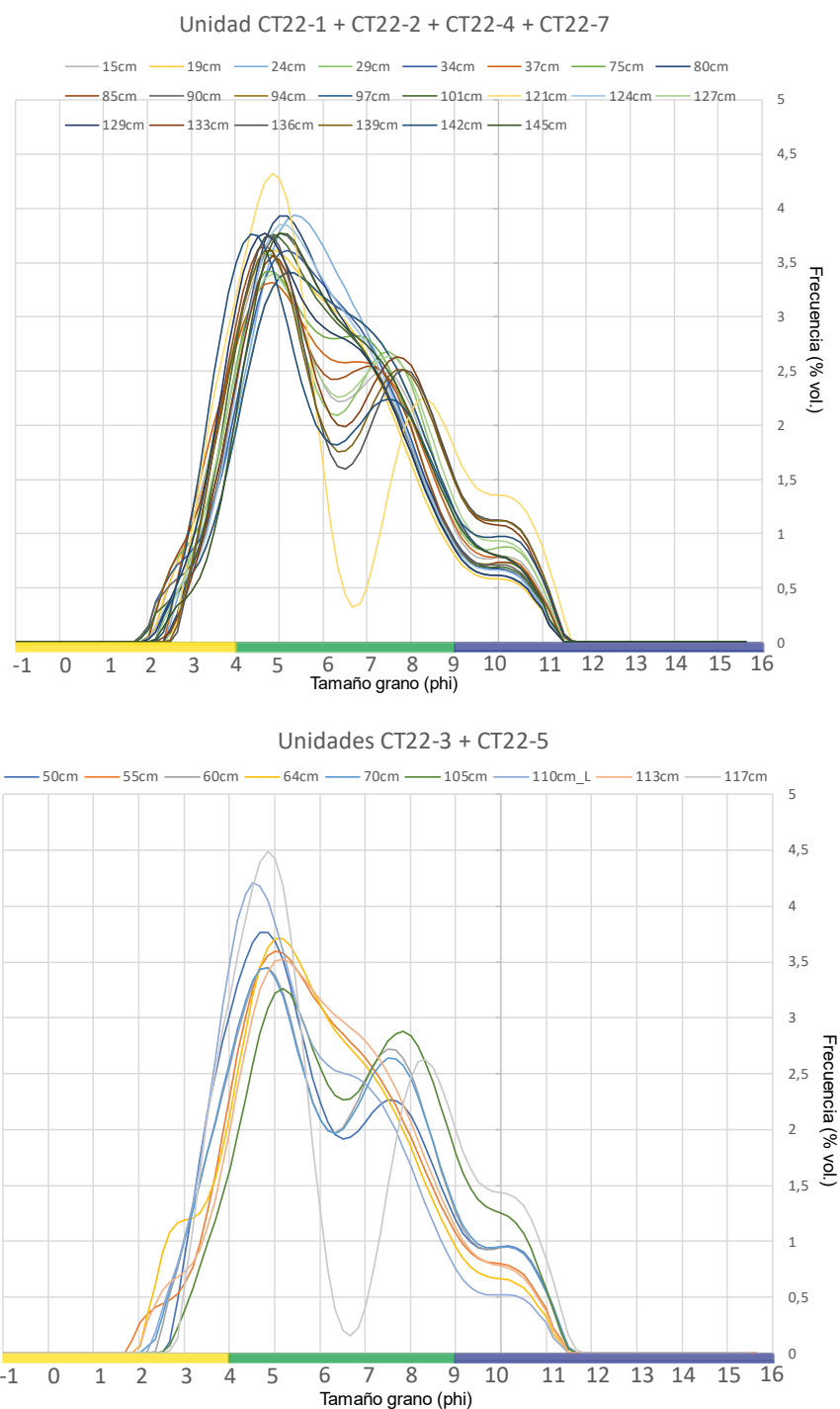
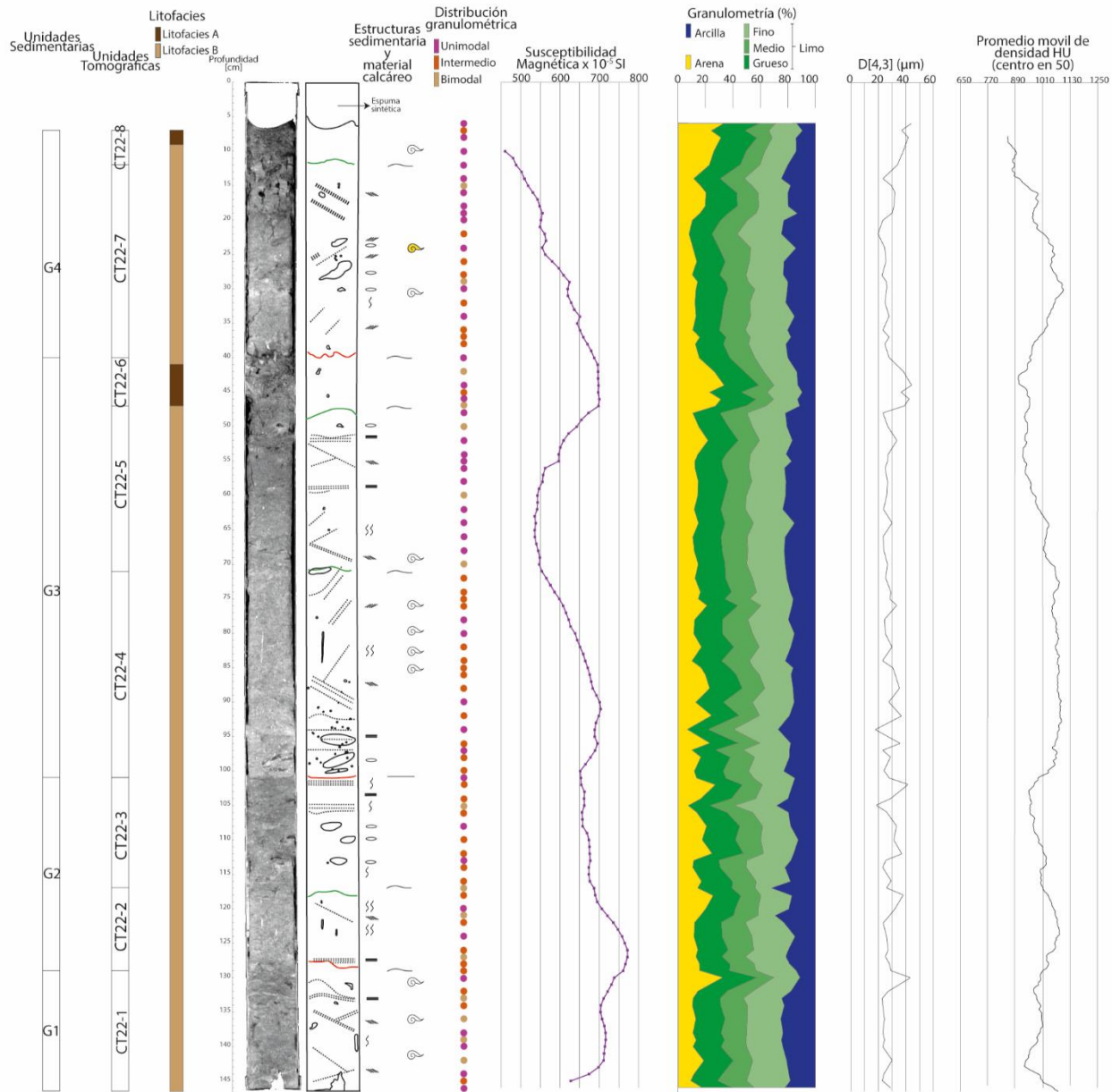


Figura 5.23 Histogramas comparativos entre unidades caracterizadas como similares. Elaboración propia.

Analizando la información disponible para testigo 20, se observa a grandes rasgos un patrón similar de susceptibilidad magnética entre F1+F2 y F3+F4, el cual no es idéntico en ambos segmentos por variaciones en la recuperación de sedimentos (presencia de vacíos) y geometría de contactos entre subunidades, principalmente. De igual manera, la posición de estructuras sedimentarias, bioturbación o material calcáreo no entregan un rasgo característico agrupable entre sí, siendo este testigo caótico en comparación con testigo 22.

En ambos testigos se recuperan muestras de material calcáreo, siendo aptas para el análisis de dataciones solo dos muestras. Para el posterior análisis, se calibraron las edades en años ^{14}C BP según la curva de calibración *SHCal13*, entregando una edad calibrada en años BP.

En el caso del testigo 20, se tiene que la muestra de edad calibrada de 1472 ± 63 años BP, corresponde a un trozo de material calcáreo (“*shell fragment*”) ubicado a 42,5 cm de profundidad desde el techo del testigo, en el centro de la mitad inferior de la turbidita T20-5. Similar al anterior, en el testigo 22, se tiene que la muestra de edad calibrada de 16461 ± 222 años BP, corresponde a un trozo de material calcáreo ubicado a 24,5 cm de profundidad desde el techo del testigo, en el centro de la mitad superior de la turbidita T22-12.



Testigo 22

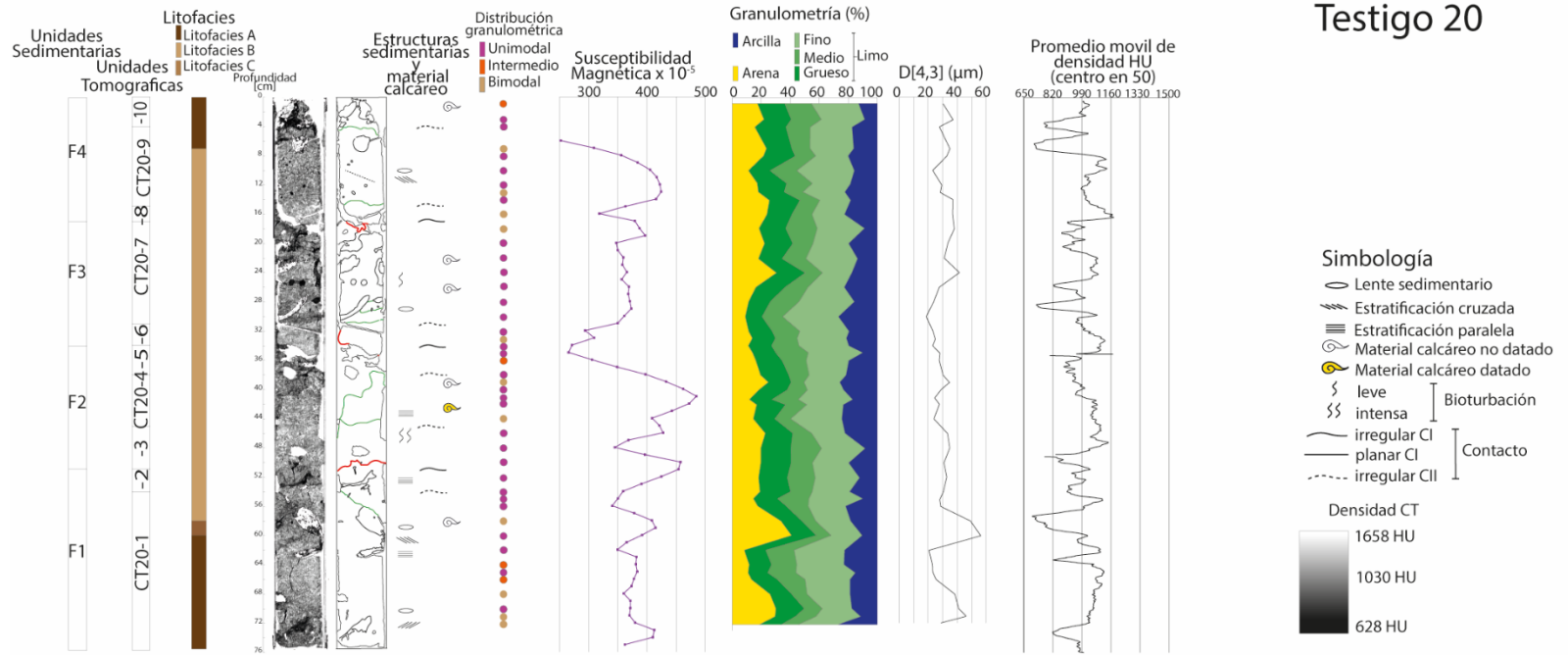


Figura 5.24 Esquema resumen de información para Testigo 22 y Testigo 20. Elaboración propia.

6 DISCUSIÓN

6.1 Identificación de turbiditas

De acuerdo con las propiedades y características reconocidas en los testigos, junto con los criterios planteados por Stow y Shanmugam (1980) para turbiditas de grano fino, se proponen niveles turbidíticos en ambos testigos.

Según los datos de susceptibilidad magnética obtenidos, se interpreta periodicidad dentro del registro sedimentario de ambos testigos, visualizado en la repetición de los patrones identificados para ambos. Asimismo, los *peaks* encontrados se asocian a sedimentos con mayor concentración de minerales magnéticos, dado que esta propiedad mide la capacidad de magnetizarse un determinado material, por lo tanto, la fuente mayoritaria de estos sedimentos es el continente, el cual posee menor cantidad de material hemipelágico y materia orgánica. Cabe destacar que la resolución obtenida para este análisis es de 2 cm, por lo que variaciones o patrones menores, no son identificados.

Por otra parte, las imágenes obtenidas con tomografía computarizada revelan variaciones en la atenuación de sedimentos, la que tiene relación con la composición del material y densidad de este. Sin embargo, durante la apertura de testigos se identificó la presencia de agua y/o materia orgánica, las cuales disminuyen la atenuación del sedimento medido en los testigos. Debido a que la atenuación es variable volumétrica, la presencia de materiales menos denso que el sedimento (como gua y materia orgánica), disminuye la densidad promedio del área a medir, comparándolo con el caso en que el área a medir este compuesta mayoritariamente por sedimentos. De esta forma, se consideran como niveles turbidíticos, aquellos que posean alta atenuación, debido a la escasa materia orgánica presente en estos niveles. Se considera alta atenuación a sedimentos con valores de densidad CT sobre los > 1000 HU. Sin embargo, niveles con densidad media (900 – 1000 HU), también son considerados en este grupo, debido a variaciones leves en las concentraciones de agua y materia orgánica.

Respecto a las estructuras sedimentarias reconocidas en las muestras, se estima relevante para la identificación de niveles turbidíticos la presencia de laminación paralela, laminación cruzada, presencia de lentes sedimentarios, evidencias de bioturbación y relaciones de contacto entre unidades. Dado que son piezas claves en los criterios planteados para turbiditas de grano fino (Stow y Shanmugam, 1980).

Conforme a lo anterior, se proponen 7 y 12 niveles turbidíticos para los testigos 20 y 22 (Figura 6.2), respectivamente, los que se dividen en dos grupos según los valores de densidad CT. El primer grupo se caracteriza por reunir niveles con densidad alta (1000 – 1200 HU), mientras que el segundo grupo se caracteriza por reunir niveles con densidad media (900 – 1000 HU) En Tabla 6.1 se muestran las turbiditas asignadas a cada grupo.

Tabla 6.1 Turbiditas propuestas para testigos 20 y 22, agrupadas según valores de densidad CT. Elaboración propia.

Testigo	Densidad CT alta		Densidad CT media			
Testigo 20	T20-4	T20-6	T20-1	T20-2	T20-3	
	T20-5	T20-7				
Testigo 22	T22-4	T22-8	T22-1	T22-3	T22-7	T22-11

	T22-5	T22-9	T22-2	T22-6	T22-10	T22-12
--	-------	-------	-------	-------	--------	--------

Cabe destacar que para el testigo 20 entre los 4 – 15 cm de profundidad (Unidad CT20-9), se observa sedimento de baja atenuación, con tenue presencia de laminación cruzada y lentes de sedimento, pero con valores de susceptibilidad magnética que incrementan hasta los 13 cm. Lo anterior se debe a que el porcentaje de recuperación es menor al 70 % (observación realizada por imágenes tomográficas), junto a que la resolución de estos datos es de 2 cm, lo que acaba por dar como resultado un valor no representativo para el segmento. Debido a lo explicado, la confiabilidad de este criterio disminuye.

Basado en los criterios de Stow y Shanmugam (1980), dentro de las turbiditas del primer grupo se reconocen facies T₀ debido a presencia de lentes sedimentarios, facies T₃ por la presencia de laminaciones paralelas y cruzadas distinguibles, facies T₄ debido a la presencia de laminaciones paralela y cruzadas tenues, facies T₇ por la ausencia de estructuras sedimentarias en una matriz no gradada de grano fino y facies T₈ debido a la presencia de bioturbación intensa en una matriz de grano fino. Utilizando los mismos criterios, para el segundo grupo se reconocen las facies T₀, T₃ y T₄. La presencia de una secuencia ideal completa no se descarta, sin embargo, se asume la acción procesos erosivos que eliminaron ciertas divisiones en áreas como los sitios de muestreo.

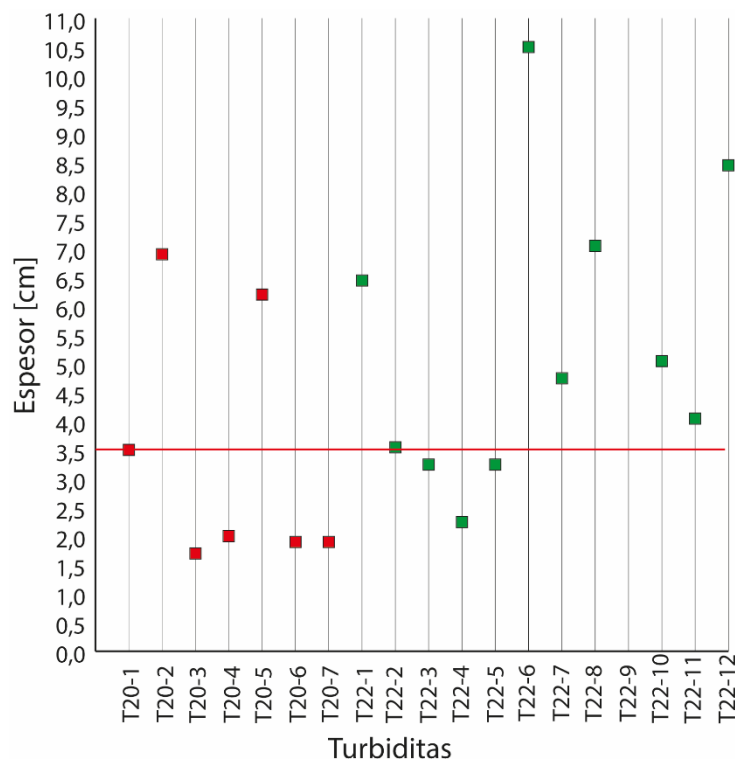
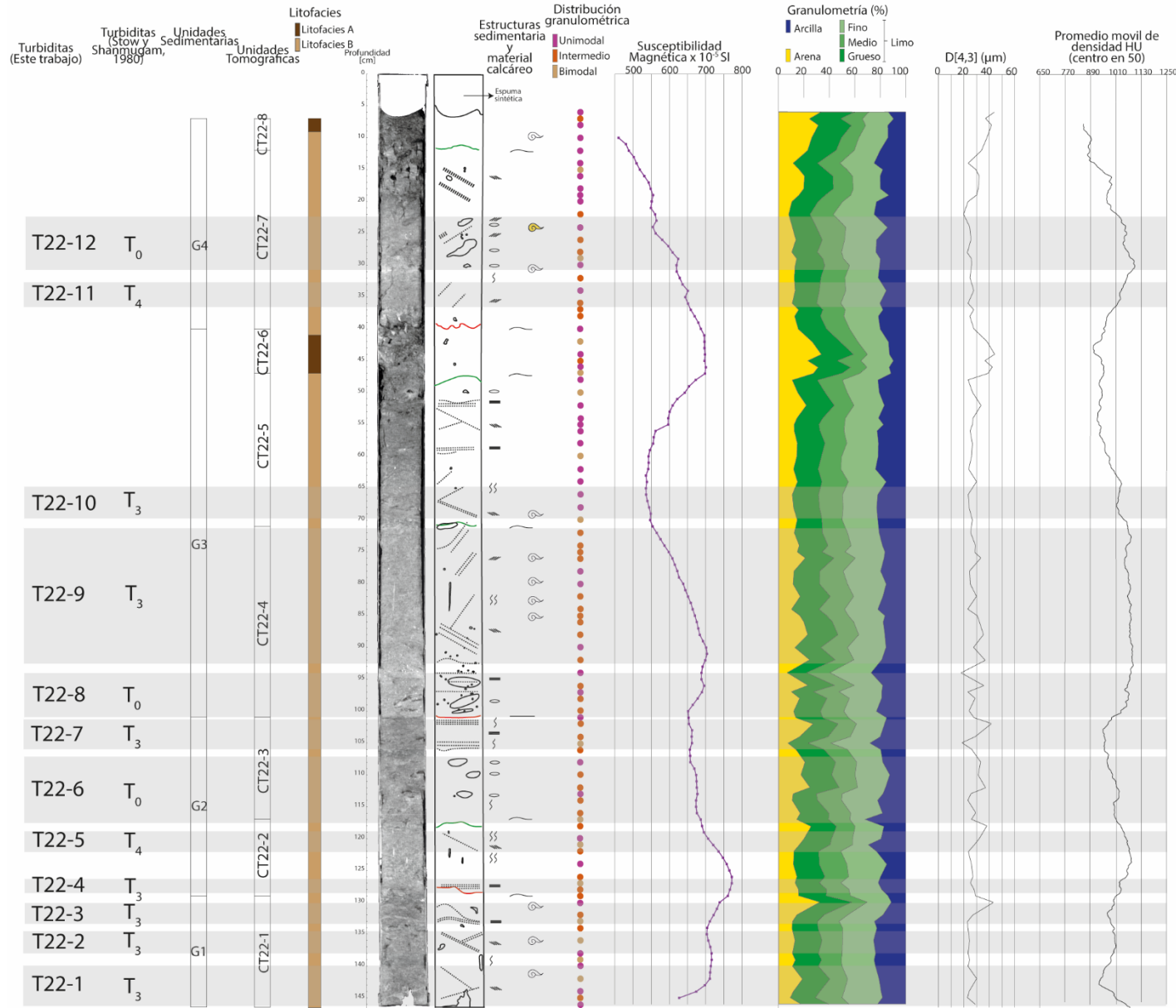


Figura 6.1 Gráfico de dispersión para espesor de turbiditas en testigo 20, puntos rojos, y testigo 22, puntos verdes). Se omite graficar espesor de T22-9, correspondiente a 21,5 cm. Línea roja representa la medida 3,5 cm. Elaboración propia.

En relación con la potencia de las turbiditas propuestas (Figura 6.2), todas poseen espesores centimetricos. Aunque comparando sus potencias se deduce que el testigo 22 posee mayor cantidad de turbiditas con espesor > 3,5 cm (hasta los 21,5 cm para T22-9), mientras que el testigo 20 presenta mayor cantidad de turbiditas de con espesor ≤ 3,5 cm, siendo T20-3 la de menor potencia (1,76 cm).

Los niveles de los testigos no mencionados corresponden a sedimentos hemipelágicos de baja atenuación (densidad CT baja), baja susceptibilidad magnética, laminaciones tenues y escasa a nula bioturbación y material calcáreo.

Testigo 22



Testigo 20

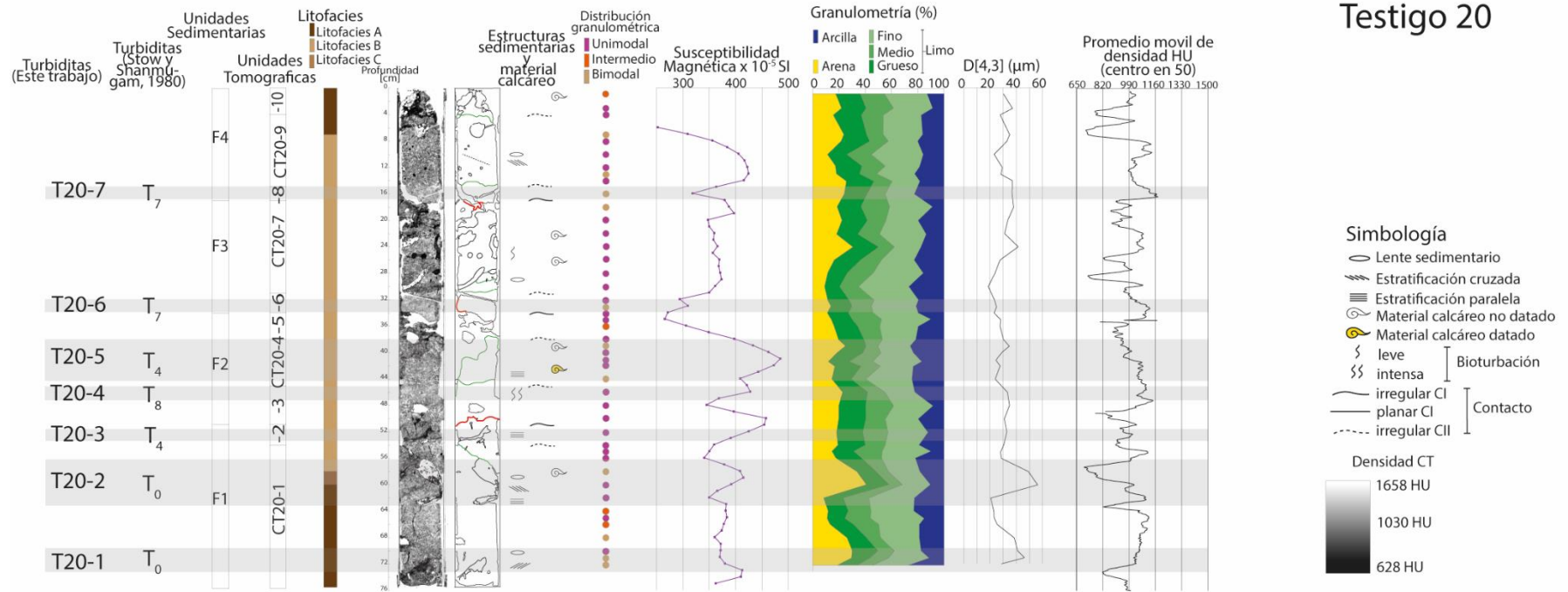


Figura 6.2 Turbiditas propuestas para Testigo 22 y Testigo 20, junto a su correlación con facies definidas por Stow y Shanmugam (1980). Elaboración propia.

6.2 Datación de depósito usando testigos de sedimento

Una forma de determinar una edad aproximada para los testigos es través de la tasa de sedimentación promedio en sedimentos hemipelágicos. Siani et al. (2010) estudia un testigo de sedimento tomado cerca del área de estudio de este trabajo (ubicado en la plataforma cerca del Archipiélago de Chonos de coordenadas 46° 04,3'S; 75° 41,23'W y profundidad de 1536 m). A partir de dataciones realizadas este testigo, estima que la tasa de sedimentación promedio para el periodo de deglaciación y Holoceno es 0,6 mm/año y para la Última Glaciación es 3 mm/año. Cabe destacar que las turbiditas son un evento de depositación inmediata a razón de la escala geológica. De esta forma, se tiene que el espesor total de sedimentos hemipelágico en testigo 20 es 49,25 cm y en testigo 22 es 61,66 cm. Considerando una tasa de sedimentación de 6 mm/a, se obtiene que las edades mínimas aproximadas para los testigos 20 y 22 son ~820 años y ~1027 años, respectivamente.

Para obtener la edad de un evento submarino la técnica más común es datar un microfósil calcáreo usando ^{14}C . Según Goldfinger (2009) esta técnica puede ser usada para datar turbiditas y deslizamientos submarinos, considerando que, para los eventos marinos turbulentos, como son las turbiditas, se debe recolectar material joven bajo el límite del evento, porque el límite entre los sedimentos turbidíticos y la pluma de sedimento hemipelágico que lo acompaña es difícil de identificar. En el caso de los testigos, se tiene que las muestras son extraídas desde zonas medias de turbiditas, por lo que corresponderían a material retrabajado, depositado antes de que ocurriera el evento turbulento que generó las turbiditas en las que se encontraron (T20-5 y T22-12). Cabe destacar que, considerando una tasa de sedimentación promedio igual a la anterior, los sedimentos hemipelágico sobre T20-5 y T22-12 entregan una edad de ~551 años y ~262 años, respectivamente.

6.3 Mecanismos y fuentes de sedimentación

La zona de estudio abarca parte de la fosa, talud y plataforma continental, donde es posible identificar mecanismos de sedimentación activos, tales como, corrientes de turbidez, sedimentación hemipelágica, procesos de remoción, deslizamientos, entre otras.

A través de imágenes batimétricas se observa que el cañón principal está desconectado de algún cauce o canal proveniente del continente, caso contrario a lo evidenciado para el cañón submarino Bio- Bio o cañón submarino Chacao ((Rodrigo, 2010)), los cuales transportan sedimentos desde la plataforma a la fosa. Sin embargo, es capaz de transportar sedimentos desde zonas intermedias y distales de la zona de estudio. Asimismo, los canales secundarios también presentan actividad reciente, evidenciada por el transporte de sedimentos desde la plataforma. De acuerdo con lo anterior, los sedimentos que se encuentran actualmente han sido transportados desde la plataforma continental o puntos altos dentro del talud. Así, las fuentes probables de deslizamientos y/o corrientes de turbidez son puntos de la plataforma que cuenten con diferencia de profundidad, tales como altos batimétricos, respecto a puntos de mayor profundidad en el talud, como son las cuencas intratalud.

En la zona alrededor del testigo 20 (Figura 6.3) existen canales secundarios cercanos que rodean el punto, los que son visibles en batimetría desde el límite plataforma talud (Figura 5.1), alcanzando su mayor desarrollo en zonas cercanas al límite entre talud y pie de talud. Asimismo, a través de las líneas sísmicas es posible estimar una profundidad de 1500 a 1600 m para estos canales en la zona aledaña al punto de muestreo. Lo anterior indicaría que la eficiencia en el transporte de sedimentos está evidenciada al oeste de la zona de estudio, es decir, en el límite occidental del

talud. Además, se identifican altos batimétricos 4 km al este del testigo, los que representarían probables fuentes de deslizamientos, por su cercanía al punto de muestreo y la diferencia de profundidad entre ambos.

Inmediatamente al este del testigo 22, se identifica el límite plataforma talud, desde el cual se desarrolla un canal secundario (Figura 5.4b), de profundidad a 800 m el área (Figura 6.4), el que está rodeado al norte y sur por altos batimétricos de profundidad mínima de 700 m y 550 m, respectivamente. Estos puntos de menor profundidad representan la fuente probable de deslizamientos en el área del testigo. Asimismo, el canal secundario aportaría en menor medida sedimentos directamente desde la plataforma, dado que el testigo no se fue extraído desde el fondo del canal, sino que desde el flanco sur.

Ambos testigos presentan al menos dos fuentes probables de sedimentos las cuales son levemente canalizadas en dirección al punto de muestreo. Asimismo, la diferencia de altitud de los altos batimétricos con respecto a los testigos significa una variable a considerar, junto a la pendiente, dado que influyen en la energía con que se transporten los sedimentos disponibles.

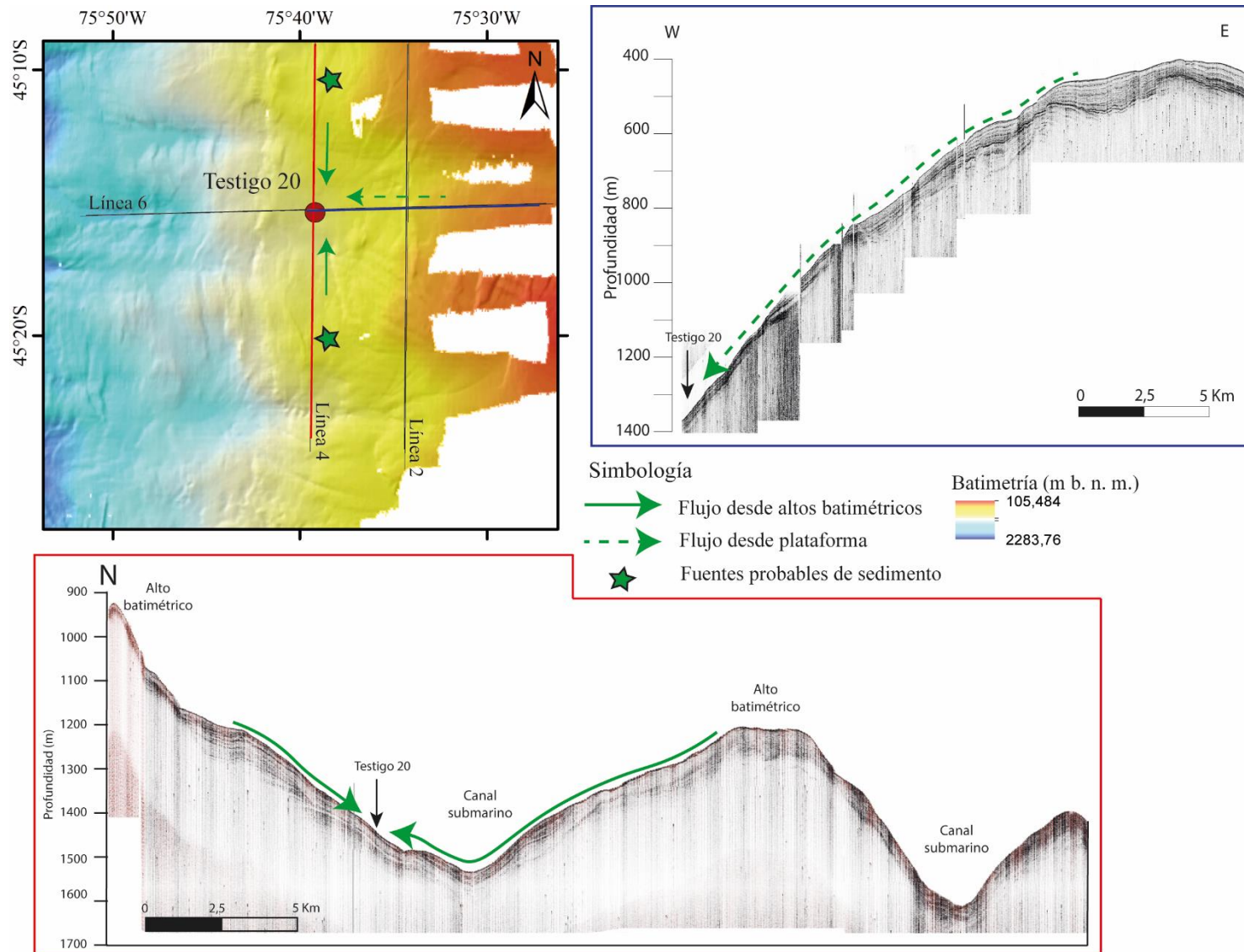


Figura 6.3 Correlación de datos batimétricos y sísmicos para Testigo 20. En mapa de líneas para testigo 20 se colorean tramos representados por las líneas sísmicas encasilladas, con el color respectivo. Las flechas de color verde continua y segmentada representan la dirección de las corrientes de turbidez. Fuentes probables de sedimentos para testigo 20 se señalan con estrella color verde. Elaboración propia.

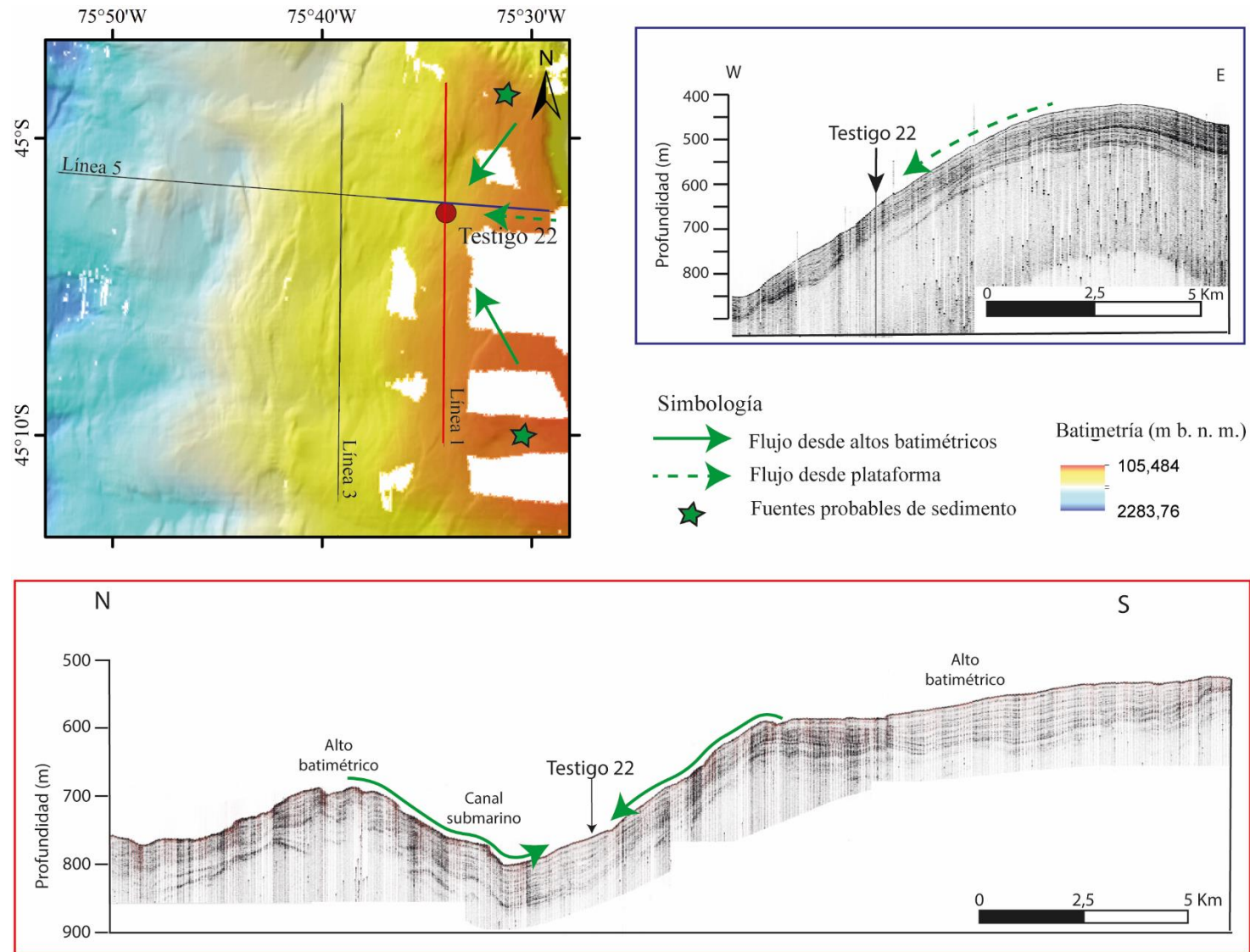


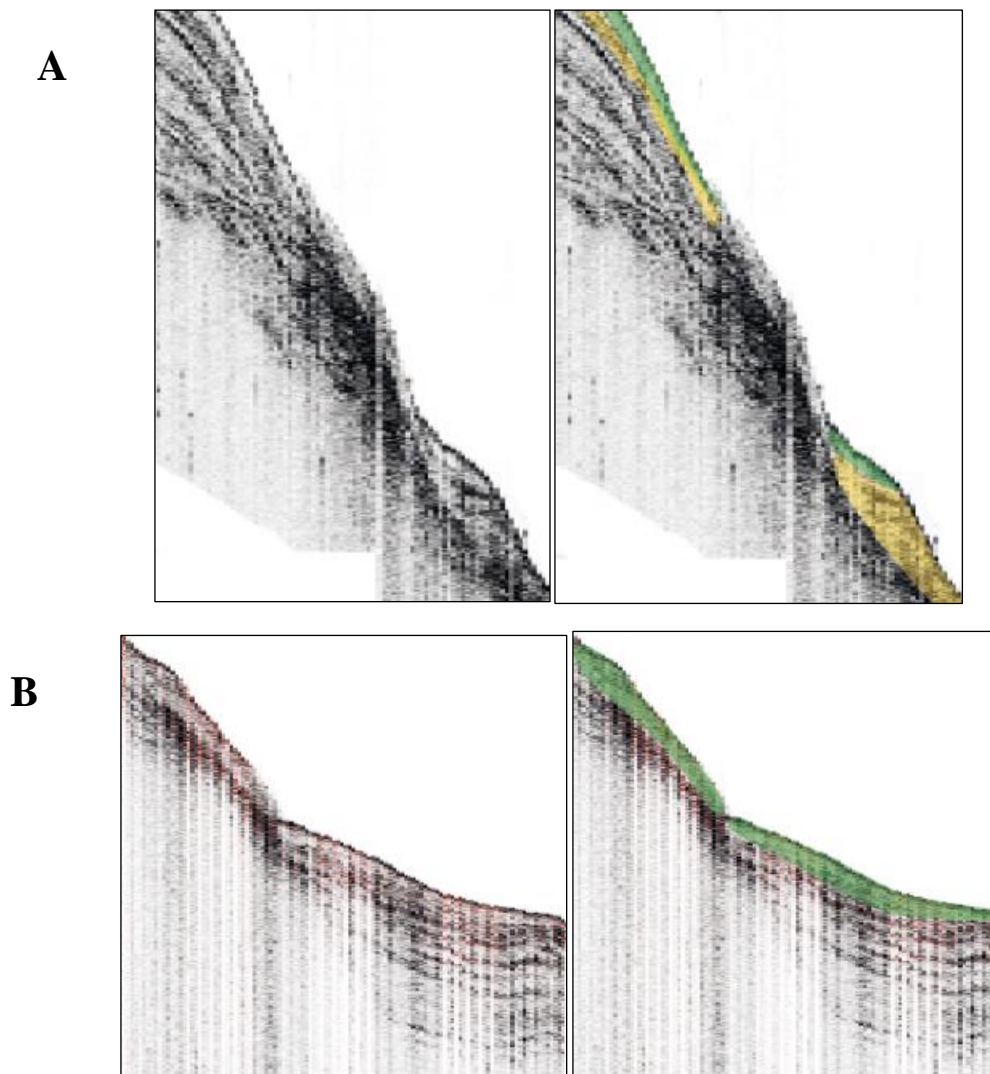
Figura 6.4 Correlación de datos batimétricos y sísmicos para Testigo 22. En mapa de líneas para testigo 22 se colorean tramos representados por las líneas sísmicas encasilladas, con el color respectivo. Las flechas de color verde continua y segmentada representan la dirección de las corrientes de turbidez. Fuentes probables de sedimentos para testigo 20 se señalan con estrella color verde. Elaboración propia.

6.4 Sismoestratigrafía

Mecanismo de transporte

A partir de los indicadores propuestos por Shanmugam (2019) para la identificación de mecanismo de transporte en depósitos se obtiene que, dentro de las unidades sísmicas definidas, Unidad I y Unidad II presentan características de deslizamiento (Figura 6.5a), debido a que las capas que componen esta unidad son reflectores continuos y coherentes en las líneas sísmicas en las que se identifica (Línea 1 , Línea 2, Línea 4, Línea 5, Línea 6), salvo en los puntos en que los canales secundarios se emplazan.

Además, en flancos de canales secundarios se identifican zonas que presentan un plano de deslizamiento cóncavo y reflectores sin deformación interna, los que se interpretan como la parte superior de deslizamiento rotacionales (Figura 6.5b y 6.5c), lugar en el que es posible conservar sin mayor perturbación los reflectores.



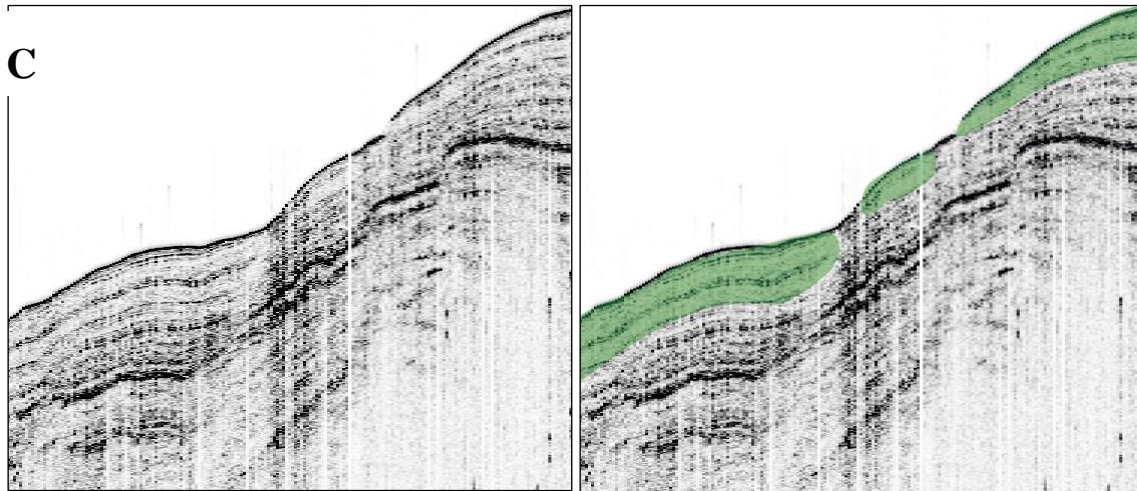


Figura 6.5 Esquema de deslizamientos en perfiles sísmicos. A) Deslizamiento (slide) en línea sísmica 2. B) Deslizamiento rotacional sin deformación interna en línea sísmica 4. C) Deslizamiento rotacional (slump) sin deformación interna en línea sísmica 6. En color verde de muestra Unidad I y en amarillo Unidad II. Elaboración propia.

Estructuras facilitadoras de deslizamiento

La presencia de estructuras en superficies se considera un factor que facilita el desarrollo de deslizamientos, dado que desestabiliza bloques de sedimentos con comportamiento rígido. Tal es el caso de lo observado en la Línea Sísmica 1, al sur del testigo 22, donde es posible identificar una falla normal en la parte superior de un deslizamiento (Figura 6.6)

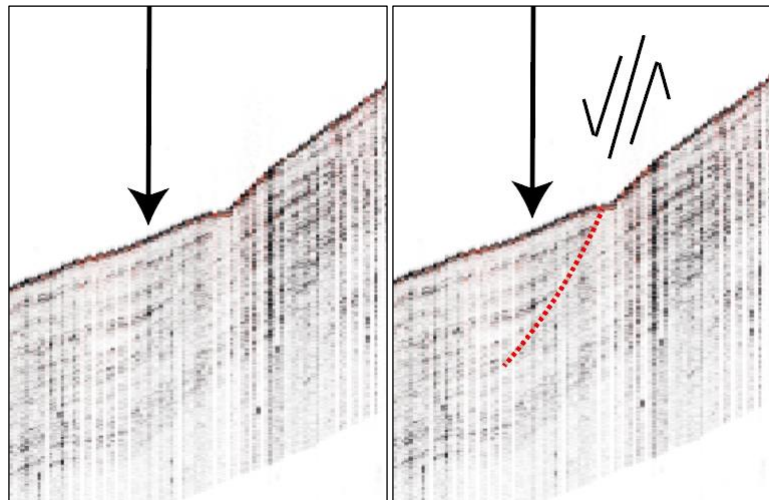


Figura 6.6 Falla normal identificada en perfil sísmico (Línea Sísmica 1). Flecha negra corresponde al sitio de muestreo para Testigo 22. Línea segmentada roja, corresponde a la traza inferida de la falla. Elaboración propia.

6.5 Corrientes de turbidez

Cuando se habla de corrientes de turbidez son varias las definiciones propuestas para estas. En este trabajo se prioriza la definición entregada por Shanmugam, (2002) en la que identifica a las corrientes de turbidez como un tipo de flujo gravitacional de sedimentos con reología Newtoniana y estado turbulento, donde el principal mecanismo de soporte de sedimentos es la

turbulencia del flujo. De acuerdo a las divisiones de turbidita ideal según cambios en el descenso de pendiente mencionado por Shanmugam (2000), los testigos tienen una granulometría intermedias (entre divisiones propuestas), es decir, poseen sedimentos con tamaño de grano grueso (arena), medio (limo) y fino (arcillas).

El área de estudio se encuentra aproximadamente a 78 km al W del Archipiélago de Chonos (zona de fiordos). Diversos autores (Arseth et al., 1989; Bogen, 1983; Smith y Andrews, 2000) señalan que los sedimentos presentes en el lecho de fiordos concentran porcentajes no despreciables de granos tamaño arena, grava, hasta bloque, indicando que en la zona de estudio se espera que los sedimentos correspondan en gran mayoría a fracciones finas (limo y arcilla). Así mismo, Bertrand et al. (2012) y Vandekerckhove et al. (2019) sostienen que el sedimento de los canales en los fiordos patagónicos muestra una tendencia decreciente hacia el mar abierto, desde granulometría de arena fina – limo medio a principalmente limo fino. De igual manera, la energía de los flujos provenientes desde el continente y los generados en la plataforma y talud varían en su energía, por lo que este factor también representa un condicionante al tamaño de grano encontrado en la zona de estudio.

Tal como se muestra Figura 6.7, las corrientes de fondo marino se encausan en los canales secundarios, generándose al mismo tiempo corrientes de desborde, en las que los sedimentos sobrepasan el nivel máximo de sus flancos y fluye hacia los costados, encontrarse en algunos casos con nuevos canales o niveles de profundidad constante. A partir de lo anterior y teniendo como evidencia la geomorfología descrita en la zona de estudio es posible el desarrollo de corrientes de desborde debido a la leve canalización que presentan los canales secundarios hacia las cuencas intratalud, lugar en que se ubican los testigos. Así, el volumen de sedimentos transportados no se concentra en un solo sitio, derivando en depósitos de menor espesor, propensos a desaparecer del registro sedimentario por procesos erosivos.

TYPES OF DEEP-SEA CURRENTS

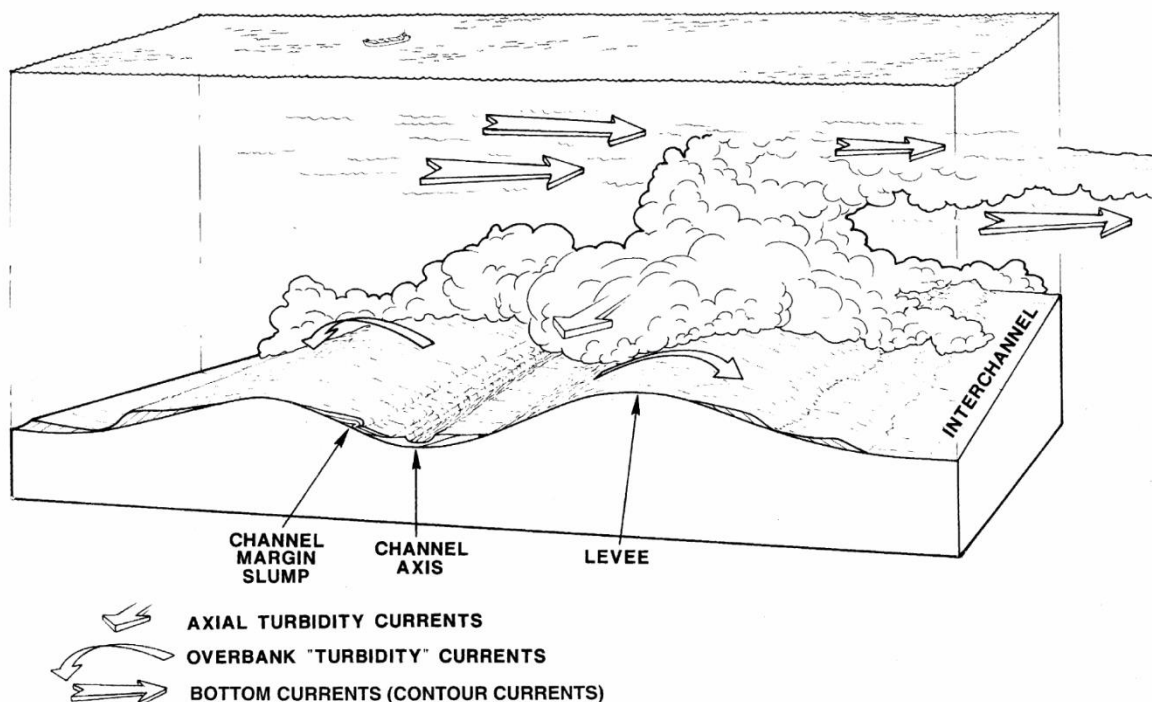


Figura 6.7 Esquema que muestra los tipos de corrientes en el fondo marino. Descendiendo por la pendiente se muestran las corrientes de turbidez y paralelas a la pendiente se muestran las corrientes de fondo o corrientes de contorno. Tomado de Shanmugam (2000).

6.6 Gatillantes de turbiditas

Diversos son los autores que proponen precursores de deslizamientos y corrientes de turbidez. Para resumir y concentrar las ideas, en Tabla 6.2 se muestran los principales gatillantes propuestos por Shanmugam, (2019); Goldfinger, (2009); Bernhardt et al., (2016); Garcia et al., (2015); Goldfinger et al., (2003); Piper y Normark, (2009)

Tabla 6.2 Agentes gatillantes de deslizamiento y corrientes de turbidez, propuestos por Shanmugam, (2019); Goldfinger, (2009); Piper y Normark, (2009); Goldfinger et al., (2003), García et al., (2015) y Bernhardt et al., (2016). Elaboración propia.

1) Procesos sedimentarios	2) Factores climáticos	3) Tectónica regional	4) Otros
Deposición en zona de pendiente	Carga por olas de tormentas	Terremotos	Tsunamis
Carga depositacional	Carga glacial	Empinamiento tectónico	Erosión biológica
Carga hidrostática	Cambios en el nivel del mar	Actividad volcánica submarina	
Deslizamientos subáreos que entran en ambiente subacuático	Ciclones tropicales	Desestabilización de edificios volcánicos marinos	
Desestabilización de hidratos de gas	Movimientos salinos	Morfología del margen	
Carga de sedimentos en plataforma		Gradiente de profundidad	

Distintos autores han encontrado similitudes en turbiditas generadas por terremotos, por tormenta, por tsunami, entre otros (Nakajima y Kanai, 2000; Shiki et al., 2000). Sin embargo, el criterio que debe anteponerse y de mayor credibilidad es la sincronidad de registros en amplias regiones y existencia en intervalos de tiempo largos, el cual elimina la mayoría de los desencadenantes no – sísmicos (Goldfinger et al., 2003). No obstante, el contexto tectónico, geomorfológico y sedimentario del área permite descartar algunos gatillantes.

Desde este punto, Goldfinger (2009) afirma que factores como desestabilización de hidratos de gas, cambios en el nivel del mar, empinamiento tectónico (deposición en zonas de pendiente), reducen la estabilidad del fondo oceánico, pero no generan movimiento de masa. Los primeros dos factores son procesos a largo plazo, por lo son considerados gatillantes secundarios. Los factores que reducen la estabilidad del talud pueden eventualmente conducir a fallas sin otros factores desencadenantes, sin embargo, tales fallas son aleatorias y es poco probable que sean regionales.

En el caso de factores como olas de tormentas tsunamis, o ciclones tropicales no aplican para la zona de estudio, dado que esta se encuentra alejada del Ecuador y a kilómetros de distancia de

la costa, lugar donde la evidencia de tsunamis y olas por tormentas toma mayor relevancia. Asimismo, Piper y Normark, (2009) mencionan que los procesos gatillantes en la cabecera de un cañón durante una tormenta involucra arena en suspensión, situación que no se cumple en la zona de estudio dado que gran parte del sedimento grueso proveniente del continente y disponible para depositarse, es atrapado por los fiordos (Heberer, Roser, Behrmann, & Rahn, 2010).

Dentro del área de estudio se descarta la presencia movimiento de masa submarino atribuido a actividad volcánica, como es el caso de islas de Hawaii (Shanmugam, 2019), dado que el arco volcánico activo en la zona se encuentra a más 400 km de distancia hacia el E y por ende la desestabilización de edificios volcánicos no aplica en este contexto.

De acuerdo con los análisis descriptivos (litofacies y tomográficos) y granulométricos, el tipo de materia orgánica no corresponde a aquella que provoca erosión, dado que no perturba la estratigrafía de los sedimentos, como es el caso de peces e invertebrados en las costas de California (Shanmugam, 2019). Estos animales viven escondidos gran parte de su vida, en madrigueras o tubos los cuales salen para alimentarse y reproducirse.

Respecto al factor glaciario, los cuerpos de hielo (Figura 6.8) presentan un límite terrestre mapeado y delimitado por medio de diversas reconstrucciones. Sin embargo, la gran incertidumbre es el límite occidental, para el cual se piensa los glaciares alcanzaron el límite de plataforma continental y talud (Hulton et al., 2002). Dado que el Último Máximo Glaciar (UMG) se extiende entre los 19.000 – 23.000 años (Hulton et al., 2002), el factor glaciario no se descarta como desencadenante de deslizamiento en el fondo marino. Sin embargo, la escala de tiempo de UMG supera con creces el registro presente en los testigos, el cual se estimó con una tasa de sedimentación de 0,6 mm/año, entregando como resultado una edad mínima de ~1027 años para testigo 22 y ~820 años para testigo 20.

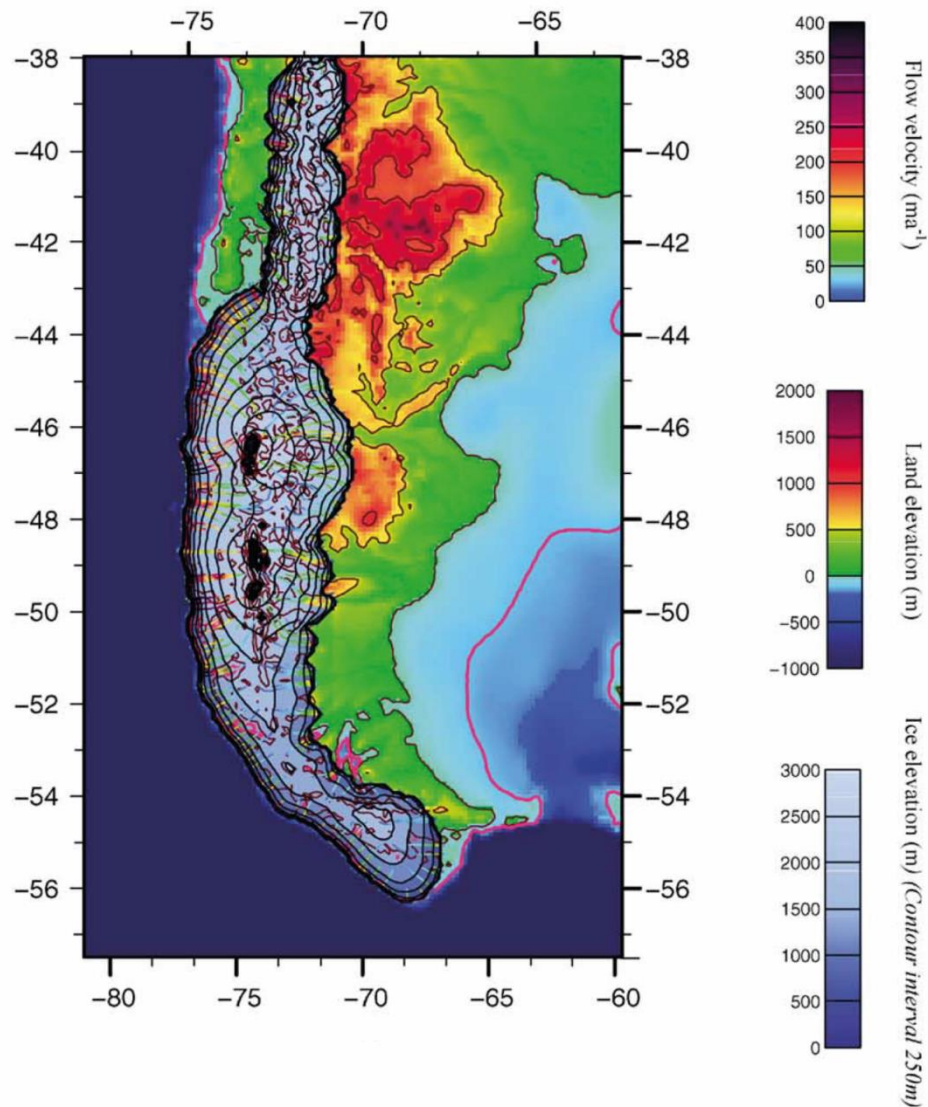


Figura 6.8 Extensión y altitud modeladas del nivel del mar durante el Último Máximo Glaciar (LGM por sus siglas en inglés) en Patagonia. Tomado de Hulton et al., 2002.

Tomando como referencia lo anterior, el contexto tectónico y las morfologías descritas en la zona de estudio otorgan relevancia al factor sísmico (terremotos), como precursor de deslizamientos submarinos y corrientes de turbidez en cuencas intratalud. No obstante, agentes como gradiente de profundidad, empujamiento tectónico (causado por fallas someras o configuraciones regionales, como lo es zona de subducción y el punto triple) y depositacional, carga hidrostática, entre otros, aportan a la pérdida de estabilidad del fondo marino, facilitando a terremotos generar deslizamientos. Así, todos los procesos y factores mencionados anteriormente juegan un papel clave en el desarrollo de depósitos como las turbiditas.

6.6.1 Factor sísmico: precursor de turbiditas

Considerando el factor sísmico como el principal gatillante de deslizamientos y corrientes de turbidez en cuencas intratalud de la zona de estudio, el siguiente paso es asociar las turbiditas identificadas en la zona con megaterremotos o eventos sísmicos menores.

Desde este punto, es válido proponer que megaterremoto desencadenan corrientes de turbidez que finalicen en la depositación de turbiditas de gran espesor y que eventos sísmicos menores causen turbiditas de menor espesor. Un ejemplo que respalda esta idea es el caso del megaterremoto de 1700 en la zona de subducción de Cascadia (costa W de Canadá). Goldfinger et al., (2003) describen este evento como un sismo de magnitud 9 Mw basado en registros históricos y datos paleosísmicos recopilados, el cual genera deslizamiento hasta 900 km desde el margen continental (Piper y Normark, 2009). Asimismo, Piper y Normark (2009) mencionan el caso de la Avalancha de detritos en Palos Verdes (Los Ángeles, EE. UU.), en donde un sismo de intensidad > 7 Mw (Locat et al., 2004) genera turbiditas de menor escala.

Así, en los datos recopilados en la zona de estudio, junto a la identificación de turbiditas en los testigos se define como condición de borde un espesor de 3,5 cm entre el límite de turbiditas gatilladas por megaterremotos y terremotos menores. Definido a partir de la cercanía de los datos en el gráfico de Figura 6.1. Así, para aquellas turbiditas de espesor mayor a 3,5 cm se propone que se generan a partir de megaterremotos, mientras que los depósitos con potencia menor a 3,5 cm se desarrollan a partir de terremotos menores. No obstante, Nakajima y Kanai (2000) y Shiki et al. (2000) observan que los eventos de sismo-turbiditas causaron múltiples deslizamientos y caídas de sedimento desde el sistema de cañón, provocando múltiples pulsos de corrientes de turbidez amalgamada, algunas de las cuales son separables en diferentes litologías del depósito. De este modo, es posible que turbiditas definidas en este trabajo sean la amalgamación de depósitos de espesores milimétricos a centimétricos. Sumado a la anterior, la nula presencia de turbiditas milimétricas se explica a través del concepto de amalgamación de flujos, los que en el caso de los testigos provienen desde la plataforma y altos batimétricos cercanos. Para ambos sitios de muestreo se observa que los flujos provenientes desde la plataforma y/o altos batimétricos son levemente canalizados hasta alcanzar una cuenca intratalud, punto en el que se ubican ambos testigos (Figura 6,2; Figura 6.3).

Continuando con lo anterior, las fuentes probables de material para las corrientes de turbidez de ambos testigos (altos batimétricos y plataforma) se ubican a distinta distancia, siendo más cercanos los altos batimétricos. Si consideramos el modelo de facies de la Figura 3.8, se entiende que la tendencia general de las facies de mayor granulometría es a depositarse cerca de la fuente (zona proximal), mientras que las facies de menor granulometría en zonas distales. Además, si consideramos que los terremotos menores generan corrientes de turbidez de menor volumen, es mayor la probabilidad que tienen los deslizamientos generados en los altos batimétricos en llegar al punto de muestreo, que los deslizamientos provenientes desde la plataforma. Si consideramos los *peaks* sobre el porcentaje promedio de arena para las turbiditas de ambos testigos se obtiene lo señalado en Tabla 6.3, donde además podemos correlacionarlo con las turbiditas asociadas a terremotos menores. Con esto se plantea que:

- Turbiditas con porcentaje de arena mayor al promedio podrían corresponder a deslizamiento desde altos batimétricos.
- Turbiditas con porcentaje de arena menor al promedio podrían corresponder a deslizamiento desde la plataforma
- Turbiditas señaladas con (*) podrían corresponder a deslizamientos desde los altos batimétricos (dada la cercanía a la fuente) y gatillados por terremotos menores.

En caso de que las turbiditas gruesas sean amalgamadas, esta diferencia entre la posición relativa de la fuente podría explicar la variabilidad observada en el porcentaje de arena.

Tabla 6.3 Turbiditas con porcentaje de arena mayor al promedio para testigo 20 y 22. (*) turbiditas con espesor mayor a 3,5 cm.

	Promedio de % arena en turbiditas	Turbiditas con % arena mayor al promedio	Turbiditas con % arena menor al promedio
Testigo 20	21,1%	T20-1* T20-2 T20-4* T20-5 T20-7*	T20-3 T20-6
Testigo 22	14,7%	T22-1 T22-3* T22-5* T22-6 T22-7 T22-8 T22-9	T22-2 T22-4 T22-10 T22-11 T22-12

Es necesario hacer la salvedad que la respuesta de los sedimentos a sismos de magnitudes menores y mayores dependerá de la cercanía a la que se encuentren del hipocentro.

Respecto a la disposición de contactos que poseen los eventos turbidíticos en las muestras, el testigo 20 presenta mayor cantidad de contactos sinuosos, asociados a procesos intensamente erosivos, vinculados a un deslizamiento presente en Unidad II (Línea sísmica 4), al S del punto de muestreo y a la mayor distancia que recorre el flujo por el talud, lo que además conduce a la reducción en espesor de los depósitos turbidíticos propuestos. En cambio, en testigo 22 la mayoría de los contactos identificados son planares a irregulares (Figura 5.25), asociados a procesos erosivos leves, dado que la continuidad y disposición respecto a las capas estratificadas es concordante, esto debido a que el testigo es extraído desde un deslizamiento en bloque estratificado en Unidad I (Línea sísmica 1), además de presentar menor diferencia de pendiente que el caso anterior.

A partir de los criterios y descripciones expuestas, se descarta la posibilidad de correlacionar alguna turbidita identificada con el megaterremoto de Valdivia 1960, sismo reciente con zona de ruptura más alejada a zona de estudio, puesto que cercano al techo de ambos testigos no se identifican depósitos turbidíticos, sino que sedimentos de baja a muy baja atenuación, escasa a nula bioturbación, laminaciones tenues y baja susceptibilidad magnética. Lo anterior puede deberse a los escasos de material disponible para ser transportado en ese periodo de tiempo o por mala preservación de las capas superiores de los testigos. Asimismo, tampoco es posible correlacionar con el sismo de 1837 (Figura 1.2), dado que, según la tasa de sedimentación anteriormente considerada, los sedimentos hemipelagicos del techo en ambos testigos registran un periodo de tiempo mucho mayor, ~241 años para testigo 20 y ~262 años para testigo 22.

Respecto a la geomorfología que rodea a los testigos, no se descarta la existencia de más eventos turbidíticos que no estén registrados en los testigos, puesto que, los canales secundarios que tienen directa relación con los testigos poseen profundidades mayores que los puntos de muestreo (Figura 6.2, Figura 6.3), siendo posible el desarrollo de pequeños deslizamientos limitados al fondo de los canales. Asimismo, factores como distancia desde la fuente, disponibilidad de sedimento o magnitud del sismo gatillante juega un papel clave en este aspecto. Cabe destacar que debido a la morfología es probable se produzcan corrientes de desborde, ampliando al área en que se depositan los sedimentos y limitando el espesor del depósito, lo que aumenta la posibilidad que estos registran sean erosionados en la zona de extracción de los testigos.

7 CONCLUSIONES

Se definen 7 y 12 niveles turbidíticos para testigo 20 y 22, respectivamente, a partir de propiedades como atenuación de rayos X, susceptibilidad magnética, contactos y estructuras sedimentarias características de turbiditas de grano fino según lo propuesto por Stow y Shanmugam (1980). Estas se agrupan según su la densidad CT promedio en: nivel de alta densidad (1000 – 1200 HU) y niveles de densidad media (900 – 1000 HU). Además, se agrupan según su potencia en turbiditas con espesor $\leq 3,5$ cm y > 3.5 cm.

Desde el punto de vista geomorfológico, el talud en la zona de estudio es área donde es probable que se desarrollen distintos deslizamientos, debido a la configuración que tienen los canales secundarios, los que transportan sedimentos desde zonas someros de la plataforma hasta el este punto. Tanto para el testigo 20 como el testigo 22, se identifican altos batimétricos laterales al punto de muestreo como fuentes de deslizamientos desde la dirección N- S, y la influencia de la plataforma que moviliza sedimento en dirección E-W a través de los canales secundarios y posteriores cuencas intratalud en las que se ubican los testigos.

Respecto a los factores desencadenantes de estos flujos y deslizamiento, se propone a los terremotos como el principal gatillante. Sin embargo, factores como desestabilización de hidratos de gas, cambios en el nivel del mar, empinamiento tectónico, reducen la estabilidad del fondo oceánico, pero no generan movimiento de masa, por el criterio que debe anteponerse y de mayor credibilidad es la sincronidad de registros en amplias regiones y existencia en intervalos de tiempo largos, el cual elimina la mayoría de los desencadenantes no – sísmicos (Goldfinger et al., 2003). Considerando lo anterior, se propone que las turbiditas con espesor $\leq 3,5$ cm son gatilladas por sismos menores y las turbiditas de espesor > 3.5 cm se asocian a megaterremotos. Asimismo, para sismos menores según datos granulometría de turbiditas se plantea que cinco turbiditas identificadas en testigo 20 y siete turbiditas en testigo 22 con porcentaje de arena mayor al promedio podrían corresponder a deslizamiento desde altos batimétricos.

De acuerdo con lo anterior, cuencas intratalud que cuenten con canalizaciones desarrolladas, son sitios en donde la posibilidad de encontrar registro turbidítico es mayor, dado que los flujos son encausados por los canales secundarios, evitando en gran medida que se produzcan corrientes de desborde. Sin embargo, desde la perspectiva exploratoria este trabajo confirma la presencia de registro paleosísmico en los depósitos presentes en la plataforma y talud, así como la correlación de unidades en más de una cuenca desconectada, lo que da indicio de que el factor precursor de estos depósitos actúa a nivel regional.

Para futuras investigaciones se recomienda el análisis de sedimentos con ^{210}Pb , el cual entrega información sobre la tasa de depositación hemipelágicos presentes entre eventos turbidíticos. Además, se recomienda la recopilación e implementación de una base de datos de densidad CT para sedimentos marinos, con el objetivo de generar valores estándar para los tipos de sedimentos presentes en para zonas aledañas al área de estudio. Finalmente, se propone la realización de estudios similares en cuencas desconectadas y lejanas a esta zona de estudio, con el propósito de entregar confiabilidad a los registros turbidíticos asociados a megaterremotos y así asegurar sincronidad y extensión de estos eventos.

8 BIBLIOGRAFÍA

- Batchelor, C. L., Dowdeswell, J. A., & Pietras, J. T. (2013). *Variable history of Quaternary ice-sheet advance across the Beaufort Sea margin , Arctic Ocean*. 42(1), 131–134. <https://doi.org/10.1130/G33669.1>
- Bernhardt, A., Melnick, D., Hebbeln, D., Lückge, A., & Strecker, M. (2015). Turbidite paleoseismology along the active continental margin of Chile e Feasible or not? *Quaternary Science Reviews*, 120, 71–92. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.04.001>
- Bernhardt, Anne, Hebbeln, D., Regenberg, M., Lückge, A., & Strecker, M. R. (2016). Shelfal sediment transport by an undercurrent forces turbidity- current activity during high sea level along the Chile continental margin. *Geology*, 44(4), 295–298. <https://doi.org/10.1130/G37594.1>
- Bertrand, S., Hunghen, K. A., Sepúlveda, J., & Pantoja, S. (2012). *Geochemistry of surface sediments from the fjords of Northern Chilean Patagonia (44 – 47 ° S): Spatial variability and implications for paleoclimate reconstructions*. 76, 125–146. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.10.028>
- Bourgeois, J., Guivel, C., Lagabrielle, Y., Calmus, T., Boulegue, J., & Daux, V. (2000). *Glacial-interglacial trench supply variation , spreading-ridge subduction , and feedback controls on the Andean margin development at the Chile triple junction area (45-48°S)*. 105, 8355–8386.
- Carel, M., Siani, G., & Delpech, G. (2011). *Tephrostratigraphy of a deep-sea sediment sequence off the south Chilean margin : New insight into the Hudson volcanic activity since the last glacial period*. 208, 99–111. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.09.011>
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodriguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In *Geology of Chile* (pp. 21–113).
- Cisternas, M., Garrett, E., Wesson, R., Dura, T., & Ely, L. L. (2017). 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*, 385, 101–113. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.12.007>
- Cisternas, Marco, Atwater, B. F., Torrejo, F., Sawai, Y., Machuca, G., Lagos, M., ... Muhammad, H. (2005). Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. *Nature*, 437(September). <https://doi.org/10.1038/nature03943>
- Cnudde, V., Masschaele, B., Dierick, M., Vlassenbroeck, J., Van Hoorebeke, L., & Jacobs, P. (2006). Recent progress in X-ray CT as a geosciences tool. *Applied Geochemistry, Elsevier*, 21, 826–832. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2006.02.010>
- Davidson, J., Mpodozis, C., Godoy, E., Berl, F., Pankhurst, R., & Brook, M. (1987). Late Paleozonic Accretionary Complexes on the Gondwana Margin of Southern Chile: Evidence from the Chonos Archipiélago. *Geophysical Monograph Series Gondwana Six: Structure, Tectonics, and Geophysics*, 40, 221–227.
- Dirección de Estadística y Censos. (1964). *Población del país. Características básicas de la población (Censo 1960)*. Santiago, Chile: Dirección de Estadística y Censos.

- Domack, E., Leventer, A., Dunbar, R., Taylor, F., Brachfeld, S., Sjunneskog, C., ... York, N. (2001). *Chronology of the Palmer Deep site , Antarctic Peninsula : a Holocene palaeoenvironmental reference for the circum-Antarctic*. 1(March 1998), 1–9.
- Farías, M., Vargas, G., Tassara, A., Carretier, S., Baize, S., Melnick, D., & Bataille, K. (2010). Land-Level Changes Produced by the. *Science*, 329, 2010.
- García, M., Ercilla, G., Alonso, B., Estrda, F., Jané, G., Mena, A., ... Juan, C. (2015). Deep-water turbidite systems : a review of their elements , sedimentary processes and depositional models . Their characteristics on the Iberian margins. *Boletín Geológico y Minero*, 126(2-31), 189–218.
- Goldfinger, C. (2011). Submarine Paleoseismology Based on Turbidite Records. *Annual Review of Marine Science*, 3, 35–66. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120709-142852>
- Goldfinger, Chris. (2009). Chapter 2B Sub-Aqueous Paleoseismology. In *Paleoseismology* (2nd ed., Vol. 95). [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(09\)95050-1](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(09)95050-1)
- Goldfinger, Chris, Morey, A. E., Nelson, C. H., Gutiérrez-pastor, J., Johnson, J. E., Karabanov, E., ... Eriksson, A. (2007). Rupture lengths and temporal history of significant earthquakes on the offshore and north coast segments of the Northern San Andreas Fault based on turbidite stratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters, Elsevier*, 254, 9–27. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.11.017>
- Goldfinger, Chris, 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. *Earth and Planetary Science Letters*, 31, 555–579. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.31.100901.141246>
- Gorsline, D. S., De Diego, T., & Nava-Sanchez, E. H. (2000). Seismically triggered turbidites in small margin basins : Alfonso Basin , Western Gulf of California and Santa Monica Basin , California Borderland. *Sedimentary Geology, Elsevier*, 135, 21–35.
- Heberer, B., Roser, G., Behrmann, J. H., & Rahn, M. (2010). *Holocene sediments from the Southern Chile Trench : a record of active margin magmatism , tectonics and palaeoseismicity*. 167, 539–553. <https://doi.org/10.1144/0016-76492009-015.Holocene>
- 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, 233–241.
- Hunt, C., Moskowitz, B. M., & Banerjee, S. K. (1995). Chapter Magnetic Properties of Rocks and Minerals. In *Rock physics and phase relations: A handbook of physical constants, Volume 3* (pp. 189–204).
- Kempf, P., Moernaut, J., Daele, M. Van, Vandoorne, W., Pino, M., Urrutia, R., & Batist, M. De. (2017). Coastal lake sediments reveal 5500 years of tsunami history in south central Chile. *Quaternary Science Reviews*, 161, 99–116. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.02.018>
- Kenter, J. (1989). Applications of computerized tomography in sedimentology. *Marine Geotechnology*, 8(3), 200–211. <https://doi.org/10.1080/10641198909379868>
- Kuenen, P. (1964). Deep-sea sands and ancient turbidites. *Developments in Sedimentology*, 3, 3–33.

- Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T., & Bataille, K. (2008). First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes. *Tectonophysics*, *455*, 14–24. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.04.014>
- Locat, J., Lee, H. J., Locat, P., & Imran, J. (2004). Numerical analysis of the mobility of the Palos Verdes debris avalanche, California, and its implication for the generation of tsunamis. *Marine Geology*, *203*, 269–280. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00310-4](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00310-4)
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.10.016>
- Moernaut, J., Van Deale, M., Heirman, K., Fontijn, K., Strasser, M., Pino, M., ... De Batist, M. (2014). Lacustrine turbidites as a tool for quantitative earthquake reconstruction: New evidence for a variable rupture mode in south central Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *119*, 1607–1633. <https://doi.org/10.1002/2013JB010738>. Received
- Montelli, A., Gulick, S., Worthington, 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. <https://doi.org/10.1130/G38836.1>
- Nakajima, T., & Kanai, Y. (2000). Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea. *Sedimentary Geology, Elsevier*, *135*, 1–19.
- Nichols, G. (1999). *Sedimentology and Stratigraphy* (2nd ed.). 1999.
- Piper, D., & Normark, W. (2009). Processes that initiate turbidity currents and their influence on turbidites: a marine geology perspective. *Journal of Sedimentary Research*, *79*, 347–362. <https://doi.org/10.2110/jsr.2009.046>
- Ratzov, G., Cattaneo, A., Babonneau, N., Déverchère, J., Yelles, K., Bracene, R., & Couxboulex, F. (2015). Holocene turbidites record earthquake supercycles at a slow-rate plate boundary. *Geology*, *43*(4), 331–334.
- Rodrigo, C. (2010). Cañones submarinos en el margen continental chileno. In *Geología Marina de Chile* (pp. 32–35). COMITÉ OCEANOGRÁFICO NACIONAL DE CHILE SERVICIO HIDROGRÁFICO Y OCEANOGRÁFICO DE LA ARMADA DE CHILE.
- Ruiz, S., & Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. *Tectonophysics*, *733*, 37–56. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.015>
- Shanmugam, G. (2000). 50 years of the turbidite paradigm (1950s - 1990s): deep water processes and facies models - a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology, Elsevier*, *17*, 285–342.
- Shanmugam, G. (2002). Ten turbidite myths. *Earth - Science Reviews*, *58*, 311–341.
- Shanmugam, G. (2019). Slides, Slumps, Debris Flows, Turbidity Currents, Hyperpycnal Flows, and Bottom. In *Encyclopedia of Ocean Sciences* (3rd ed., pp. 228–257).

<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10884-X>

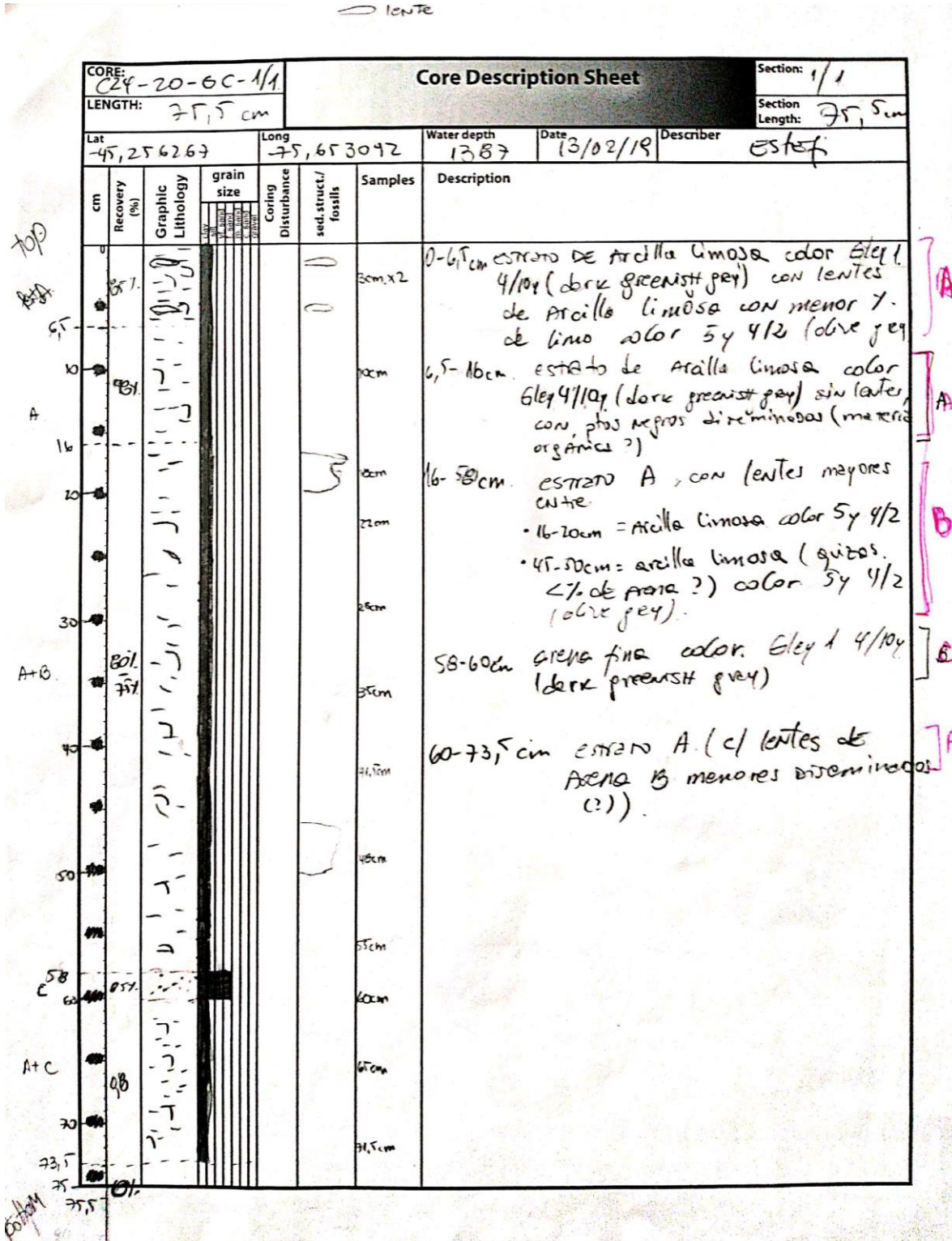
- Siani, G., Colin, C., Michel, E., Carel, M., Richter, T., Kissel, C., & Dewilde, F. (2010). Late Glacial to Holocene terrigenous sediment record in the Northern Patagonian margin: Paleoclimate implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297(1), 26–36. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.07.011>
- Stoker, M., Pheasane, J., & Josenhans, H. (1997). Seismic Methods and Interpretation. In *Claciated Continental Margins* (pp. 9–26).
- Stow, D., Faugeres, J., Viana, A., & Gonthier, E. (1998). Fossil contourites : a critical review. *Sedimentary Geology, Elsevier*, 115, 3–31.
- Stow, D., & Shanmugam, G. (1980). Sequence of strucutre in fine-grained turbidites: Comparison of recent depp-sea and ancient flysh sediments. *Sedimentary Geology, Elsevier*, 25, 23–42.
- Thomson, S. (2002). Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42 H S and 46 H S : An appraisal based on fission-track results from the transpressional intra-arc Liquin ~ e-Ofqui fault zone. *Geological Society of America Bulletin*, 114(9), 1159–1173.
- Van Daele, M., Cnudde, V., Duyck, P., & Pino, M. (2014). Multidirectional, synchronously-triggered seismo-turbites and debrites revealed by X-ray computed tomography (CT). *Sedimentology*, 61, 861–880. <https://doi.org/10.1111/sed.12070>
- Vandekerkhove, E., Bertrand, S., Crescenzi, E., Reid, B., & Pantoja, S. (2019). Modern sedimentary processes at the heads of Martínez Channel and Steffen Fjord, Chilean Patagonia. *Marine Geology*, 106076. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.106076>
- Villalobos, A., Easton, G. V., Maksymowicz, A., Ruiz, S., Lastras, G., De Pascale, G., & Agurto-Detzel, H. (2020). *Active faulting , submarine surface rupture and seismic migration along the Liquiñe-Ofqui fault system , Patagonian Andes*. <https://doi.org/10.1029/2020JB019946>
- Zavala, C., & Arcuri, M. (2016). Intrabasinal and extrabasinal turbidites : Origin and distinctive characteristics. *Sedimentary Geology, Elsevier*, 337(3), 36–54. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.03.008>
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., & Zorzano, A. (2014). Depósitos deturbidita intra y extra cuencales: oriegen y carcaterisiticas distintivas. *IX Congreso de Exploracion y Desarrollo de Hidrocarburos*, 225–244.
- Zurbuchen, J., Gulick, S., Walton, M., & Goff, J. (2015). Imaginig evidence of Hubbard Gacier advances and retreats since the last maximum in Yakutat and Disenchantment Bays, Alaska. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16, 1962–1974. <https://doi.org/10.1002/2015GC005815>.Received

9 ANEXOS

Anexo 1: Ubicación y tipo de muestra obtenidas entre Puerto Montt y la Península de Taitao. BC: box core, GC: gravity core, DR: draga.

CÓDIGO	TIPO DE MUESTRA	LATITUD (°)	LONGITUD (°)
C24-01-BC	BC	-41,5176	-74,83081667
C24-02-DR	DR	-42,51258833	-75,51825
C24 - 06 - CC	GC	-42,097495	-74,92339
C24-07-GC -1/1	GC	-42,41709667	-74,92393833
C24-07-GC-CC	GC	-42,41709667	-74,92393833
C24-09- DR	DR	-42,46793167	-74,4371
C24-10b-DR	DR	-42,55341667	-74,46836667
C24-11-DR	DR	-43,77502	-74,61802
C24-12-DR	DR	-44,43116667	-75,30855
C24-13-DR	DR	-44,0031	-74,01656333
C24-14-DR	DR	-44,00220167	-75,00135667
C24-15-DR	DR	-44,30021667	-75,62383333
C24-16-BC	BC	-44,231555	-75,83734167
C24-17-GC	GC	-44,231555	-75,83734167
C24-18-GC	GC	-44,07166667	-75,36661333
C24-19-GC-1/1	GC	-44,23881333	-75,40619
C24-19-GC-CC	GC	-44,23881333	-75,40619
C24-20-GC-1/1	GC	-45,25626667	-75,65309167
C24-21-DR	DR	-45,16770167	-75,44999333
C24-22-GC-CC	GC	-45,04185667	-75,56797167
C24-22-GC-1/1	GC	-45,04185667	-75,56797167
C24-23B-BC	BC	-44,75424833	-75,749705
C24-23A-BC	BC	-44,75424833	-75,749705
C24-24-DR	DR	-45,37384833	-73,63202833

Anexo 2: Pauta de descripción de litofacies



Version 2.0

ARCANA
CURRO

ARCANA

CORE: C20-22-6C-1/1.		Core Description Sheet				Section: 1/1	
LENGTH: 147cm						Section Length: 147cm	
Lat: -45.041857		Long: -75.567972		Water depth: 715		Date: 11/02/19	
						Description: Estef	
cm	Recovery (%)	Graphic Lithology	grain size	Coring Disturbance	sed. struct./ fossils	Samples	Description
0-6.5	98.5	0%					0-6.5cm espuma
6.5-19	98.5					13	6.5-19cm estrato de Arcilla limosa color Ty 3/2 (dark dove grey), CONTACTO irregular con capas espesas.
19-30	98.5					24	19-30cm estrato de Arcilla con <1. de limo que A, color Grey 1 3/10 (very dark greenish grey)
30-41.5	98.5					25	CON ESTRATOS de A, largo variable y espesor 1.5cm. (esta capa se ven subparalelas y oblicuas)
41.5-43	98.5						13cm. claso subredondeado de 4x1cm en estrato A.
43-59	98.5						14-41.5cm estrato B. con lentes menores de A (2.5cm). Destacan puntos negros (→ posible materia organica). diseminados a lo largo del estrato
59-70	98.5						
70-80	98.5						
80-90	98.5						
90-100	98.5						41.5-47cm estrato A (posible lente mayor por bordes difuminados) de CONTACTO irregular en base y techo. Se identifican puntos Marron claro/AMARILLO (posible materia organica)
100-107	98.5						47-59cm estrato B con lentes de A, tamaño variable. Se conservan en ambos puntos Negros y AMARILLOS respectivamente. (frag de concretin?)
107-110	98.5						
110-120	98.5						
120-130	98.5						59-146.5cm estrato B con lentes menores de A, sin ubicación preferencial dentro de la capa
130-140	98.5						
140-141	98.5					325	140.5cm concretin secado de lente de A
141-147	98.5					411	141cm concretin/coro secado de parte tipo (estrato B)

A. 6.5
9
B+A
19
B
(±A)
41.5
A
43
B+A
59
B.
(±A)

A
A
B
A
B

Anexo 3: Información líneas sísmicas

ID	N° línea	Filename.seg	N° trazas	SOL	EOL	Time_SOL	Time_EOL	Prioridad línea	Time lenght (ms)
1	1 y 2	20181006051546.seg	4201	1118	4200	5:42:59	6:48:04	1	1477,488
2	1 y 2	20181006064749.seg	2125	1	305	6:47:49	6:59:59	1	1477,488
3	1 y 2	20181006064806.seg	2125	1	2077	6:48:06	8:21:59	1	1477,488
4	5	20181007050640.seg	2125	1424	2125	6:18:59	6:58:47	2	1477,488
5	5	20181007064126.seg	2125	1	1131	6:41:26	7:46:37	2	1477,488
6	5	20181007065851.seg	2125	1	868	6:58:51	7:46:37	2	1477,488
7	5	20181007084300.seg	2125	1726	2125	10:00:00	10:16:46	2	1477,488
8	5	20181007100611.seg	2125	1	474	10:06:11	10:35:14	2	1477,488
9	5	20181007101648.seg	2125	1	211	10:16:48	10:24:59	2	1477,488
10	3 y 4	20181006020347.seg	2125	181	2036	2:13:00	3:46:59	1	1477,488
11	6	20181006145510_rx0.seg	787	-	-	14:55:10	-	2	1477,488
12	6	20181006145510_rxp1.seg	418	-	-	14:55:10	-	2	1477,488
13	6	20181006145510_rxs1.seg	418	-	-	14:55:10	-	2	1477,488
14	6	20181006153444.seg	4	-	-	15:34:44	-	2	1477,488
15	6	20181006153458.seg	4201	1	1913	15:34:58	16:31:49	2	1477,488
16	6	20181006174323.seg	4201	2925	4201	19:12:39	19:44:27	2	1477,488
17	6	20181006194430.seg	4201	1	1175	19:44:30	20:07:59	2	1477,488

ID	Calidad archivo	Relevancia geológica	Tipo de traza	Penetración (ms)
1	1	2	wiggle y envolvente positiva	77
2	1	2	envolvente positiva	88
3	0	2	wiggle positivo	50
4	0,5	2	wiggle positivo y negativo	20
5	0,5	2	envolvente positiva	77
6	0	2	wiggle positivo y negativo	0
7	0,5	2	wiggle positivo y negativo	0
8	2	2	envolvente positiva	140
9	0,5	1	wiggle positivo y negativo	37
10	2	2	wiggle positivo y negativo	70
11	0	1	desconocida, archivo defectuoso	
12	0	1	desconocida, archivo defectuoso	
13	0	1	desconocida, archivo defectuoso	
14	0	1	desconocida, archivo defectuoso	
15	1	1	envolvente positiva	60
16	1	1	envolvente positiva	60
17	1	1	envolvente positiva	60

Anexo 4: Información granulométrica

Nombre	% vol arena	% vol limo grueso	% vol limo medio	% vol limo fino	% vol arcilla
C24-20-GC-1-1_01cm - Average	17,4149	18,773418	18,289209	32,511669	13,010806
C24-20-GC-1-1_03cm-Averaged Result	21,618001	18,742348	20,77379	29,734033	9,131828
C24-20-GC-1-1_04cm-Averaged Result	15,658995	21,43635	16,704219	28,677682	17,522756
C24-20-GC-1-1_07cm - Average	23,095519	17,409602	12,583248	29,940363	16,971269
C24-20-GC-1-1_08cm-Averaged Result	21,612737	21,592226	14,307063	22,30456	20,183412
C24-20-GC-1-1_10cm - Average	11,090569	14,811627	18,439907	39,478259	16,179638
C24-20-GC-1-1_12cm-Averaged Result	17,309782	21,083187	16,642803	26,21377	18,750457
C24-20-GC-1-1_13cm - Average	18,087103	17,687205	12,925733	28,83492	22,465038
C24-20-GC-1-1_14cm-Averaged Result	25,63976	21,041475	13,714683	21,086769	18,517313
C24-20-GC-1-1_16cm - Average	24,015296	17,155028	13,83221	22,31974	22,677723
C24-20-GC-1-1_18cm_lente - Average	18,54531	18,34472	21,682001	32,448376	8,979593
C24-20-GC-1-1_20cm-Averaged Result	22,29451	19,46432	13,969175	24,433802	19,838194
C24-20-GC-1-1_22cm - Average	18,142952	16,315374	16,373331	35,449246	13,719098
C24-20-GC-1-1_24cm - Average	30,516372	19,77596	11,856992	20,149381	17,701290
C24-20-GC-1-1_26cm-Averaged Result	16,36204	20,02648	15,821208	24,960049	22,830222
C24-20-GC-1-1_28cm - Average	11,342025	15,020448	19,63922	38,015959	15,982352
C24-20-GC-1-1_30cm - Average	9,089183	11,540745	14,160379	38,338705	26,870987
C24-20-GC-1-1_32cm - Average	11,383923	16,302011	18,943837	33,769545	19,600683
C24-20-GC-1-1_33cm - Average	13,940986	15,907538	14,900136	33,836695	21,414648
C24-20-GC-1-1_34cm - Average	11,150352	16,066732	18,820721	34,240494	19,721704
C24-20-GC-1-1_35cm - Average	14,047521	16,00929	22,362558	37,38465	10,195982
C24-20-GC-1-1_36cm-Averaged Result	16,343312	18,117324	16,572017	29,167708	19,799644
C24-20-GC-1-1_38cm-Averaged Result	19,590001	19,441325	14,011489	25,327256	21,629923
C24-20-GC-1-1_39cm - Average	24,92125	15,665116	8,934045	24,565943	25,913648
C24-20-GC-1-1_40cm-Averaged Result	18,394159	19,568835	13,851049	24,878751	23,307204
C24-20-GC-1-1_41.5cm - Average	11,942003	15,599711	18,071719	37,21954	17,167026
C24-20-GC-1-1_42cm - Average	16,899012	19,892376	14,632814	25,057581	23,518216

C24-20-GC-1-1_44cm - Average	14,58705	14,803261	10,924745	35,144615	24,540326
C24-20-GC-1-1_46cm - Average	22,805077	18,93722	12,991678	22,915376	22,350651
C24-20-GC-1-1_48cm_lente - Average	19,761171	20,635765	21,144532	29,891358	8,567175
C24-20-GC-1-1_50cm - Average	19,73051	20,819548	14,758428	24,88866	19,802851
C24-20-GC-1-1_52cm - Average	18,195638	19,84694	19,231646	30,347718	12,378061
C24-20-GC-1-1_54cm-Averaged Result	19,17365	20,999797	14,98252	25,680491	19,163540
C24-20-GC-1-1_55cm_v2 - Average	14,629081	16,657974	21,627997	36,931264	10,153688
C24-20-GC-1-1_56cm - Average	17,692838	19,647683	15,083056	25,625158	21,951270
C24-20-GC-1-1_58cm - Average	33,653384	14,325756	9,557903	23,990244	18,472716
C24-20-GC-1-1_60cm_v2 - Average	40,866062	17,067478	10,18017	21,348205	10,538087
C24-20-GC-1-1_62cm - Average	8,428432	14,790296	19,494206	34,633171	22,653895
C24-20-GC-1-1_64cm-Averaged Result	11,701152	15,505921	17,282998	32,409744	23,100187
C24-20-GC-1-1_65cm - Average	10,974232	13,58288	19,360573	40,82533	15,256985
C24-20-GC-1-1_66cm - Average	13,337962	17,932006	19,004001	30,77842	18,947618
C24-20-GC-1-1_68cm - Average	26,121337	14,864322	10,5978	29,561777	18,854765
C24-20-GC-1-1_70cm - Average	30,104898	19,561082	12,358011	20,324764	17,651245
C24-20-GC-1-1_71cm - Average	29,573125	13,894188	14,191019	30,783986	11,557679
C24-20-GC-1-1_72cm-Averaged Result	18,855167	15,132151	11,614894	27,301868	27,095923

Nombre	% vol arena	% vol limo grueso	% vol limo medio	% vol limo fino	% vol arcilla
C24-22GC-1-1_06cm - Average	33,149473	26,515634	11,020745	15,397435	13,916713
C24-22GC-1-1_07cmv2 - Average	24,058774	24,758827	17,00924	24,421175	9,751983
C24-22GC-1-1_08cm - Average	31,084006	26,019296	11,200846	17,388442	14,307411
C24-22GC-1-1_10cm-Averaged Result	25,96676	23,368297	13,627601	22,844728	14,192613
C24-22GC-1-1_12cm - Average	22,656036	22,593641	14,212789	20,280175	20,257358
C24-22GC-1-1_14cm - Average	11,293252	19,375019	17,470563	26,835105	25,02606
C24-22GC-1-1_15cm - Average	16,101541	20,39117	17,129228	28,058814	18,319246
C24-22GC-1-1_16cm - Average	20,233315	22,470735	15,302058	21,690436	20,303455
C24-22GC-1-1_18cm - Average	19,565332	23,478682	15,55863	21,306054	20,091305
C24-22GC-1-1_19cm - Average	15,897418	20,755769	20,018327	29,891069	13,437416

C24-22GC-1-1_20cm-Averaged Result	10,258871	20,697307	19,201062	26,604987	23,237775
C24-22GC-1-1_22cm - Average	7,841504	16,818906	18,219238	32,064491	25,055862
C24-22GC-1-1_24cm - Average	10,801788	18,93326	23,023573	32,748973	14,492407
C24-22GC-1-1_26cm - Average	13,462732	20,798284	17,486477	25,058109	23,194399
C24-22GC-1-1_28cm - Average	10,256233	20,106288	19,040755	26,945756	23,650968
C24-22GC-1-1_29cm - Average	14,145574	20,540538	16,181111	28,87069	20,26209
C24-22GC-1-1_30cm - Average	12,864435	23,34568	19,448206	23,680171	20,661506
C24-22GC-1-1_32cm - Average	12,240083	20,976949	18,839673	26,059099	21,884196
C24-22GC-1-1_34cm - Average	12,910935	18,960354	20,843558	31,806766	15,478387
C24-22GC-1-1_36cm-Averaged Result	10,623745	19,330515	18,909249	30,634849	20,501636
C24-22GC-1-1_37cm_v2 - Average	15,6531	19,171638	17,458584	29,618839	18,097843
C24-22GC-1-1_38cm - Average	12,449738	20,426355	18,292465	27,101409	21,730032
C24-22GC-1-1_40cm - Average	15,342658	22,401919	18,048972	23,929337	20,277115
C24-22GC-1-1_42cm - Average	26,415307	22,13534	13,717123	23,954737	13,777489
C24-22GC-1-1_44cm - Average	33,447311	25,357303	10,839596	17,375246	12,980545
C24-22GC-1-1_45cm - Average	22,805218	23,391818	18,469879	25,425092	9,907989
C24-22GC-1-1_46cm - Average	30,960917	25,667638	12,707279	17,444533	13,219636
C24-22GC-1-1_47cm - Average	27,167219	22,819844	13,707024	24,546452	11,759465
C24-22GC-1-1_48cm - Average	10,626388	19,960972	19,486105	27,800574	22,125963
C24-22GC-1-1_50cm - Average	14,96397	21,696115	17,22275	25,172823	20,94434
C24-22GC-1-1_52cm - Average	21,669999	22,068331	15,348901	23,859031	17,05374
C24-22GC-1-1_54cm-Averaged Result	14,366663	20,421392	17,629421	26,026575	21,555948
C24-22GC-1-1_55cm - Average	12,0873	19,562125	20,120666	30,495227	17,734682
C24-22GC-1-1_56cm - Average	12,162152	20,377191	18,793421	25,993235	22,673998
C24-22GC-1-1_58cm-Averaged Result	14,539452	21,886364	17,063561	24,7763	21,734322
C24-22GC-1-1_60cm - Average	14,116695	19,532104	15,763877	28,596123	21,9912
C24-22GC-1-1_62cm - Average	11,668541	19,430522	17,793375	27,11801	23,98955
C24-22GC-1-1_64cm - Average	14,708657	19,366559	20,626471	29,746247	15,55207
C24-22GC-1-1_66cm - Average	10,650948	20,580393	18,900827	27,615374	22,252457
C24-22GC-1-1_68cm - Average	11,647295	20,431217	18,49708	26,450113	22,974294
C24-22GC-1-1_70cm - Average	14,51464	19,619366	15,648709	28,004922	22,212359

C24-22GC-1-1_72cm - Average	12,249311	22,149496	19,665142	24,877054	21,058993
C24-22GC-1-1_74cm-Averaged Result	16,153549	22,619717	18,116826	24,593127	18,516778
C24-22GC-1-1_75cm - Average	14,560615	19,527203	18,073605	31,316065	16,522512
C24-22GC-1-1_76cm - Average	20,905405	22,605214	16,64644	22,562111	17,28083
C24-22GC-1-1_78cm - Average	11,994823	20,2773	18,425429	29,373061	19,929386
C24-22GC-1-1_80cm - Average	11,22267	20,897733	21,898719	30,423431	15,557449
C24-22GC-1-1_82cm - Average	16,865165	23,616739	18,364051	22,993518	18,16053
C24-22GC-1-1_84cm - Average	10,046771	21,642233	20,018606	26,134788	22,157601
C24-22GC-1-1_85cm - Average	16,684565	21,066566	16,994551	28,728236	16,526082
C24-22GC-1-1_86cm - Average	19,783496	22,492761	16,690307	23,072962	17,960474
C24-22GC-1-1_88cm - Average	22,787304	23,751531	16,318568	20,567239	16,575359
C24-22GC-1-1_90cm - Average	12,699401	20,416012	20,866539	30,256054	15,761993
C24-22GC-1-1_92cm - Average	24,279709	20,090501	14,700272	21,851076	19,078444
C24-22GC-1-1_94cm - Average	6,624807	15,415508	18,249135	32,351671	27,358882
C24-22GC-1-1_96cm-Averaged Result	22,90838	20,930111	15,462529	22,390557	18,308425
C24-22GC-1-1_97cm - Average	9,931488	17,528424	19,915584	33,507802	19,1167
C24-22GC-1-1_98cm-Averaged Result	16,427186	21,522123	17,610256	25,264362	19,176075
C24-22GC-1-1_100cm-Averaged Result	11,730159	21,034659	18,336103	25,649049	23,250029
C24-22GC-1-1_101cm - Average	13,409188	21,321218	20,145748	29,914564	15,209279
C24-22GC-1-1_102cm - Average	26,959632	19,752088	14,424289	22,012521	16,851472
C24-22GC-1-1_104cm - Average	16,418286	22,329515	17,456263	23,550553	20,245384
C24-22GC-1-1_105cm - Average	7,276363	15,976949	17,740417	30,623796	28,382479
C24-22GC-1-1_106cm - Average	13,530508	22,054691	18,474222	26,104446	19,836131
C24-22GC-1-1_108cm-Averaged Result	20,638354	24,138385	16,481704	20,467996	18,273557
C24-22GC-1-1_110cm_LENTE - Average	17,432806	24,260144	18,336211	27,192494	12,778347
C24-22GC-1-1_112cm-Averaged Result	24,546226	22,84332	14,613979	21,930138	16,066338
C24-22GC-1-1_113cm - Average	11,30485	18,289208	20,177038	32,124797	18,104106
C24-22GC-1-1_114cm - Average	10,626194	19,984679	18,89632	28,127602	22,365206
C24-22GC-1-1_120cm - Average	19,841194	21,628772	16,507119	22,402571	19,620343
C24-22GC-1-1_116cm-Averaged Result	16,904991	22,637515	17,071528	24,948014	18,437955
C24-22GC-1-1_121cm - Average	16,221613	24,176394	17,569877	12,451082	29,581032

C24-22GC-1-1_117cm - Average	14,196165	24,899275	16,745953	11,974812	32,183795
C24-22GC-1-1_122cm - Average	12,006969	19,478953	17,30848	27,883313	23,322281
C24-22GC-1-1_118cm-Averaged Result	25,408948	20,091478	14,565054	22,566187	17,368334
C24-22GC-1-1_124cm - Average	11,473321	20,485069	21,672727	31,279248	15,089634
C24-22GC-1-1_126cm-Averaged Result	14,278449	22,09509	18,491794	25,146208	19,988458
C24-22GC-1-1_127cm - Average	12,832747	19,176629	16,783672	29,423724	21,783232
C24-22GC-1-1_128cm-Averaged Result	15,524358	22,036404	17,725184	25,582711	19,131343
C24-22GC-1-1_129cm - Average	15,652452	21,852041	18,869693	29,40235	14,223469
C24-22GC-1-1_130cm - Average	32,282557	25,172438	12,057752	18,969196	11,518059
C24-22GC-1-1_132cm - Average	14,346355	21,43941	18,53426	27,681261	17,998717
C24-22GC-1-1_133cm - Average	10,910998	19,676273	16,864502	27,781974	24,766252
C24-22GC-1-1_134cm - Average	10,366322	20,608096	19,33273	26,775754	22,917098
C24-22GC-1-1_136cm - Average	12,833269	21,254187	16,002592	24,443836	25,466115
C24-22GC-1-1_138cm - Average	10,735359	20,488504	18,632985	26,294457	23,848694
C24-22GC-1-1_139cm - Average	13,027709	20,645403	15,603772	25,670308	25,052812
C24-22GC-1-1_140cm - Average	10,832757	20,375274	18,54323	26,283946	23,964794
C24-22GC-1-1_142cm - Average	18,639276	21,479314	14,068107	24,655327	21,157979
C24-22GC-1-1_144cm-Averaged Result	11,492087	20,819644	19,029665	29,095846	19,562761
C24-22GC-1-1_145cm - Average	9,08773	19,686931	20,970714	31,739352	18,515274
C24-22GC-1-1_146cm - Average	17,260018	22,076678	15,649641	22,76126	22,252404