



Universidad de Buenos Aires

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas

Tesis Doctoral

Geomorfología y evolución plio-cuaternaria de las terrazas

Piedra Buena y Valentín Feilberg, Talud medio-inferior

Patagónico, Argentina, Atlántico Sudoccidental

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de
Buenos Aires en el área de Ciencias Geológicas

José Ignacio Isola

Director: Dr. Alejandro Tassone

Co-director: Dr. Roberto Violante

Consejero: Dr. Francisco Vilas

Lugar de trabajo: Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de
Buenos Aires (IGeBA)

Buenos Aires, 2021

Fecha de defensa: 24/11/2021

Geomorfología y evolución plio-cuaternaria de las terrazas Piedra Buena y Valentín

Feilberg, Talud medio-inferior Patagónico, Argentina, Atlántico Sudoccidental

Resumen

La zona de estudio se ubica en el Margen Continental Patagónico (MCP) a profundidades que varían entre 1550 y 4100 m por debajo del nivel del mar y está comprendida entre las latitudes $-45^{\circ} 05'$ y $-47^{\circ} 45'$. Este sector del mar argentino, hasta el momento, no contaba con relevamientos sismo-acústicos de alta resolución, y tanto su relieve como sus características subsuperficiales eran prácticamente desconocidos.

Con el propósito de aportar nuevos conocimientos sobre la geomorfología y la dinámica sedimentaria plio-cuaternaria de este sector del MCP se adquirieron y procesaron datos de batimetría multihaz, mosaicos de reflectividad, perfiles sísmicos subsuperficiales (SBPs), y testigos sedimentarios, que fueron estudiados en conjunción con dataciones radimétricas y perfiles sísmicos multicanal. Como resultado de la integración de esta información se elaboró un esquema estratigráfico plio-cuaternario novedoso y se realizó la primer caracterización morfosedimentaria para este sector del MCP.

El relieve de la zona de estudio se caracteriza por el Sistema de Cañones Patagonia y dos grandes terrazas contorníticas: la Terraza Piedra Buena (TPB) y la Terraza Valentín Feilberg (TVF). La batimetría multihaz reveló, además, que la zona de estudio presenta una geomorfología compleja compuesta por geoformas producidas tanto por procesos gravitacionales (cárcavas, valles ciegos y deslizamientos) como contorníticos (fosas contorníticas, ondas de sedimento y *drift* contorníticos monticulares). El registro plio-cuaternario de la TPB se caracteriza por dos secuencias contorníticas/mixtas de edades Plioceno y Pleistoceno Tardío. La depositación de la secuencia pliocena es discutida en función de sus características acústicas y la configuración oceanográfica del Mioceno Tardío-Plioceno, y se infiere que podría estar asociada al debilitamiento en la circulación de las corrientes de fondo antárticas causada por una mayor influencia de masas de agua de origen boreal en el Atlántico sudoccidental. La distribución de los depósitos pleistoceno

tardíos se encuentra controlada principalmente por heterogeneidades en el lecho marino, y en particular, por el Sistema de Cañones Patagonia. Este sistema de cañones, además de generar un obstáculo negativo para la circulación de las corrientes, aportaría sedimentos para la construcción de *drift* contorníticos en la TPB durante los períodos de mar bajo.

La integración de los SBPs con datos sedimentológicos y dataciones radimétricas, demostró que el registro pleistoceno-tardío de la TPB se compone de una alternancia de facies acústicas y sedimentológicas asociadas a regímenes de alta y baja energía, los cuales podrían ser asociados a los ciclos glaciares e interglaciares característicos de este período y a la estratificación de las masas de agua en cada estadio. En la TVF, por otro lado, el registro sísmico pleistoceno se compone principalmente de ondas de sedimento, sugiriendo condiciones más estables que las de la TPB.

Los depósitos caracterizados en esta contribución constituyen un blanco estratégico para futuras investigaciones sobre la evolución paleoceanográfica y paleoclimática del Atlántico sudoccidental. Por último, este trabajo demuestra la utilidad de la integración de métodos sismo-acústicos de distintas fuentes (sísmica multicanal, SBPs, batimetrías multihaz y datos de reflectividad) para la realización de una caracterización morfosedimentaria.

Palabras clave: Talud Continental, Cañones Submarinos, Sísmica, Acústica Submarina, Contornitas.

Geomorphology and plio-quadernary evolution of the Piedra Buena and Valentín Feilberg Terraces, Patagonian Slope, Argentina, Western South Atlantic

Abstract

The study area is located in the Patagonian Continental Margin (PCM) at depths ranging between 1550 and 4100 m below sea-level and it is bounded by the latitudes $-45^{\circ} 05'$ y $-47^{\circ} 45'$. This sector of the Argentine territory, by now, wasn't surveyed with high-resolution seismo-acoustic methods, and its relief and sub-superficial characteristics are virtually unknown.

The main objective of this thesis is to provide new insights on the geomorphology and plio-quadernary evolution of this sector of the PCM, through the integration of seismo—acoustic methods and sediment cores, with special focus in the sedimentary processes related the circulation of bottom currents. To achieve this, high resolution bathymetry, backscatter, sub-bottom profiles (SBPs) and sediment cores were acquired and studied in conjunction with radiometric ages and multi-channel seismic profiles. As a result of this study a novel plio-quadernary stratigraphic concept was elaborated, and the first morphosedimentary characterization of this sector of the PCM was done.

The relief of the study is characterized by the Patagonian Canyon System and two extensive contouritic terraces: the Piedra Buena Terrace (PBT) and the Valentín Feilberg Terrace (VFT). Multi-beam bathymetry also revealed that the terraces' seafloor is characterized by a complex seafloor composed by features derived by gravitational (cañones submarinos, cárcavas, valles ciegos y deslizamientos) contouritic (terrazas contorníticas, fosas contorníticas, ondas de sedimento y *drift* contorníticos monticulares) processes. The plio-quadernary record of the TPB is characterized by two sequences contouritic/mixed of Pliocene and Late-Pleistocene ages, respectively. The deposition of the Pliocene sequence is discussed taking into consideration its internal acoustic characteristics and the Late Miocene – Lower Pliocene oceanographic configuration, and it is suggested that it could be associated with slowdown of Antarctic sourced bottom water masses due to an increased influence of north-sourced water masses in the Western South Atlantic.

The distribution of the Late Pleistocene deposits of the TPB is mainly controlled by seafloor heterogeneities, and in particular, by the Patagonian Canyon System. This canyon system, besides acting as a negative obstacle disrupting the flow of bottom currents, would provide sediments for the build-up of contouritic *drift* during lowstands.

Integration of SBPs with sedimentary cores and absolute ^{14}C ages also showed that the Late Pleistocene record of the TPB is composed by an alternation of acoustic and sedimentological facies associated with high and low energy regimes, which could be associated with the glacial-interglacial cycles characteristics of these periods and the water masses stratification of each period. Along the TVF, on the other hand, the Pleistocene record is composed mainly by sediment waves which suggest much more stable conditions during this period.

The deposits characterized in this contribution represent high quality targets for future Late Quaternary paleoclimatic reconstructions for the Western South Atlantic. Finally, this work shows the usefulness of the integration of multiple sourced seismo-acoustic methods in a morphosedimentary characterization.

Keywords: Continental Slope, Submarine Canyons, Seismic, Submarine Acoustics, Contourites.

Agradecimientos

Al CONICET.

A la Universidad de Buenos Aires.

A la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y al Departamento de Geología.

Al IGEBA.

Al Geofloma.

A mis directores, en especial a Alejandro, por poner tanta confianza en mi desde un comienzo y por su apoyo en los momentos más complicados.

A todas aquellos con la que compartí días de altamar a bordo del Austral.

A mis compañeros y compañeras de laboratorio y de instituto.

A mi familia.

A mis amigas y amigos

GEOMORFOLOGÍA Y EVOLUCIÓN PLIO-CUATERNARIA DE LAS TERRAZAS PIEDRA BUENA Y VALENTIN FEILBERG, TALUD MEDIO-INFERIOR PATAGÓNICO, ARGENTINA, ATLÁNTICO SUDOCCIDENTAL..... **Error! Bookmark not defined.**

Resumen.....	2
Abstract	4
Lista de acrónimos	11
Índice de Figuras	13
CAPITULO 1 INTRODUCCIÓN	29
1.1 Introducción.....	29
1.2 Antecedentes generales del Margen Continental Argentino Pasivo Volcánico	32
1.3 Localización área de estudio.....	36
1.4 Objetivos.....	38
CAPITULO 2 MARCO GEOLÓGICO – OCEANOGRÁFICO	41
2.1 Dominios tectono-estucturales del Margen Continental Argentino Pasivo Volcánico	41
2.2 Características Morfosedimentarias y Oceanográficas	45
2.3 Sismoestratigrafía del Margen Continental Patagónico	50
CAPITULO 3 MÉTODOS Y MATERIALES	55
3.1 Técnicas Aplicadas	55
3.1.1 Métodos sismo-acústicos	55
3.1.2 Sacatestigo por gravedad (gravity corer)	79

3.2 Base de datos	81
3.2.1 Adquisición de datos a bordo del Buque Oceanográfico Austral y campaña oceanográfica YTEC-GTGM 2	81
3.2.2 Recopilación datos previos	92
3.3 Trabajo de gabinete	94
3.3.1 Procesamiento de la batimetría Multihaz	94
3.3.2 Procesamiento de datos de retrodispersión	97
3.3.3 Clasificación no supervisada de los datos de reflectividad	102
3.3.4 Interpretación de perfiles sísmicos	105
3.3.5 Mapeo geomorfológico y elaboración de mapas	105
3.3.6 Análisis sedimentológicos, granulométricos y dataciones	106
CAPITULO 4 RESULTADOS E INTERPRETACIONES	107
4.1 Morfología de la zona de estudio	107
4.1.1 Terrazas Contorníticas	107
4.1.2 Fosas Contorníticas	110
4.1.3 Cañones submarinos	113
4.1.4 Campo de Depresiones	120
4.1.5 Escarpas y depósitos de deslizamiento	123
4.1.6 Ondas de Sedimento	126

4.1.7 Valles ciegos.....	128
4.1.8 Cárcavas y rasgos erosivos menores.....	129
4.1.9 Mapa Geomorfológico (Fig. 51)	131
4.2 Reflectividad del fondo marino	132
4.2.1 Análisis de reflectividades del fondo marino	132
4.2.2 Clasificación no supervisada de reflectividades	143
4.3 Interpretación sísmica.....	146
4.3.1 Subzona TPM	149
4.3.2 Subzona TPB sur.....	152
4.3.3 Subzona TPB centro	165
4.3.4 Subzona TPB norte	170
4.3.5 Subzona TVF norte	174
4.3.6 Subzona TVF sur	177
4.3.7 Sísmica multicanal – síntesis y distribución de las unidades sísmicas	181
4.3.8 Distribución y espesor de la US 3 - síntesis	184
4.4 Características sedimentológicas de la US 3	187
4.4.1 Descripción de los testigos sedimentarios	189
4.4.2 Interpretación de los intervalos sedimentarios.....	198

4.4.3 Correlación y marco cronológico de los testigos	200
CAPITULO 5 DISCUSIONES	203
5.1 Integración de métodos	203
5.1.1 Registro sísmico vs registro sedimentario.....	203
5.1.2 Reflectividad de fondo vs unidades sísmicas	211
5.1.3 Mapa morfosedimentario	221
5.2 Distribución y morfología de la US 3.....	223
5.2.1 Terraza Piedra Buena - Interacción de las corrientes de fondo con el campo de depresiones y el Sistema de Cañones Patagonia.....	223
5.2.2 Terraza Valentín Feilberg – Ondas de Sedimento	233
5.3 Historia depositacional e implicancias paleoceanográficas	235
CAPITULO 6 SÍNTESIS Y CONCLUSIONES.....	242
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	246

Lista de acrónimos

AABW = Agua de Fondo Antártica

AAIW = Agua Intermedia Antártica

AAIW-rec = Agua Antártica Intermedia recirculada

AVG = ganancia variada en ángulo

BC = Corriente de Brasil

BIC = Criterio de información Bayesiano

BOA = Buque Oceanográfico Austral

COPLA = Comisión de Límites de la Plataforma Continental

CUBE = Estimador de incerteza batimétrica combinada

DGPS = Sistema de posición Global Diferencial

FA = Facies sísmica A

FB = Facies sísmica B

GMM = Modelo de Mezcla Gaussiana

GPS = Sistema de Posicionamiento Global

GTGM = Grupo de Trabajo de Geología Marina de Pampa Azul

IE = índice de elipticidad

MCAPV = Margen Continental Argentino Pasivo Volcánico

MCP = Margen Continental Patagónico

MPT = Transición del Pleistoceno Medio

NADW = Agua Profunda del Atlántico Norte

LCDW = Agua circumpolar Profunda Inferior

SBP = perfil sísmico subsuperficial

SDC = Sistema Depositacional Contornítico

SDRs = *Seaward dipping reflectors*

SIS = *Seafloor Information System*

TN = Terraza Nágera

TPB = Terraza Piedra Buena

TPM = Terraza Perito Moreno

TPU = incerteza total propagada

TVF = Terraza Valentín Feilberg

TVG = ganancia variada en tiempo

TWT = *Two Way Travel Time*

UCDW = Agua Circumpolar Profunda Superior

UI = unidad sísmica inferior

UIT = unidad sísmica intermedia

US = unidad sísmica superior

US 0 = Unidad Sísmica 0

US 1 = Unidad Sísmica 1

US 2 = Unidad Sísmica 2

US 3 = Unidad Sísmica 3

Fig. 1. Diagrama conceptual con los tres tipos de procesos sedimentarios que operan en el ambiente marino profundo (dentro del triángulo) y los depósitos asociados con sus respectivos modelos de facies. Modificado de Rebesco et al., (2014).....	30
Fig. 2. Distintos tipos de márgenes. Línea roja indica la extensión del Margen Continental Pasivo Volcánico Argentino (MCAPV), la línea naranja indica la posición del Margen Continental Argentino Cizallado (MCAC) y la línea amarilla indica la ubicación del Margen Continental Argentino Combinado (MCACO). Modificado de COPLA (2017).	37
Fig. 3. Mapa topo-batimétrico de los territorios emergidos y sumergidos de Argentina indicando la extensión del Margen Continental Argentino Pasivo Volcánico (MCAPV) y el Margen Continental Patagónico (MCP). En el recuadro negro se indica el área de estudio de esta tesis doctoral. También se indican con círculos blancos la ubicación de los puertos argentinos más cercanos a la zona de estudio. En líneas azules se muestra la posición de las 7 zonas de fracturas de transferencia que afectan el basamento del MCAPV según Hinz et al., (1999), Franke et al., (2007) y COPLA (2017); ZFT M: zona de fractura de transferencia Malvinas, ZFT C: zona de fractura de transferencia Colorado, ZFT BB: zona de fractura de transferencia Bahía Blanca, ZFT V: zona de fractura de transferencia Ventana, ZFT CL: zona de fractura de transferencia Colorado, ZFT S: zona de fractura de transferencia Salado. Los números indican los 4 segmentos definidos por Hinz et al., (1999) y Franke et al., (2007). Con una línea discontinua se indica el límite aproximado de la Margen Continental Patagónico (MCP) tomado de Cavalloto et al., (2011) En polígonos grises se indica la posición de las cuencas sedimentarias del off-shore argentino según Ramos et al., (1996)	43
Fig. 4. Mapa de los principales dominios magnetométricos del Margen Continental Argentino Pasivo Volcánico; PPD: dominio de la plataforma patagónica; CO_M1: dominio sobre corteza oceánica donde las alineaciones magnéticas correspondientes a la serie M no están bien definidas; G1: dominios de la anomalía G1; ZP: zona de alta frecuencia cercana al costa (subdominio de PPD); LPD: dominio del cratón del Río de La Plata; G: subdominio G; CO_M: dominio sobre corteza continental donde están bien definidas las alineaciones M. ZQ: dominio sobre corteza oceánica denominado zona quieta del Cretácico. A la izquierda se muestran los dominios sobre el mapa magnetométrico y la derecha sobre le mapa batimétrico. Tomado de COPLA (2017).	45

Fig. 5. A. Distribución de masas de agua cercanas al fondo marino; Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW), Corriente de Brasil (BC), Agua Antártica Intermedia recirculada (AIW-rec), Agua Intermedia Antártica (AAIW), Agua Circumpolar Profunda Superior (UCDW), Agua circumpolar Profunda Inferior (LCDW), y Agua de Fondo Antártica (AABW). Localización de las masas de agua tomadas de Preu et al., (2013). También se indican isobatas cada 500 m y la zona de estudio en el recuadro negro. B. Transecta oceanográfica simplificada del Margen Continental Patagónico a la latitud de 45°. Modificado de Hernández-Molina et al., (2010). Se indica además la posición aproximada de las terrazas contorníticas que caracterizan el lecho marino de este sector del talud argentino; Terraza Nágera (TN), Terraza Perito Moreno (TPM), Terraza Piedra Buena (TPB), y Terraza Valentin Feilberg (TVF).	48
Fig. 6. A. Mapa morfosedimentario de los segmentos 1 y 2 del Margen Continental Argentino Pasivo Volcánico (Tomado de COPLA 2017, a su vez allí adaptado de Hernández-Molina et al., 2010). En el recuadro negro se indica el sector relevado con batimetría de alta resolución por el buque oceanográfico español Miguel Óliver, y en el recuadro rojo se indica la zona de estudio de esta tesis doctoral. B. Detalle de la morfología de las terrazas Nágera y Perito Moreno (tomado de Muñoz et al., 2013).	49
Fig. 7. A. Perfil sísmico multicanal que atraviesa la plataforma externa, talud superior, terraza Nágera y Terraza Perito Moreno del Margen Continental Patagónico correspondiente la latitud de aproximadamente -45°. B. Sección sísmica integrada con el perfil de salinidad compilado de World Ocean Data View (Schlitzer, 2010). Se indican las principales discordancias (líneas de colores), configuración interna de cada unidad (líneas negras delgadas) y el límite (línea discontinua blanca) entre la masa de Agua Intermedia Antártica (AAIW) y el Agua Circumpolar Profunda Superior (UCDW). Tomado de Isola et al., (2017).....	52
Fig. 8. Perfiles sísmicos multicanal mostrando las principales unidades sísmicas cenozoicas de la Terraza Piedra Buena, Terraza Valentin Feilberg y la planicie abisal. Los perfiles corresponden aproximadamente a las latitudes de -45° (A) y -46° (B). Modificado de Hernández-Molina et al., (2010).	54
Fig. 9. Resumen de los distintos esquemas sismoestratigráficos del Mesozoico Superior y Cenozoico propuestos para el Margen Continental Argentino Pasivo Volcánico. Modificado de Isola et al., (2020).	54
Fig. 10. Esquema representando la trayectoria de un haz según lo postulado por la ley de Snell.....	57

Fig. 11. Ilustración esquemática de la huella acústica generada por un haz emitido ortogonalmente al lecho marino. El círculo rojo representa el área del lecho marino afectada por el haz, H corresponde a la profundidad del lecho marino, α al ángulo de apertura y D_f al diámetro de la zona de Fresnel.....	62
Fig. 12. Ilustración esquemática detallando los principales controles en el diámetro de la primera zona de Fresnel. H corresponde a la profundidad del lecho marino, $\lambda/4$ corresponde a $1/4$ de la longitud de onda emitida, y R_f indica el diámetro de la zona de Fresnel.	64
Fig. 13: Arreglo de haces emitidos durante la adquisición de batimetría multihaz. L representa el ancho de barrido, ϑ representa la apertura en dirección de movimiento de la embarcación, ϑ_T indica el ángulo de apertura en dirección ortogonal al movimiento del barco y ϑ_M representa el ángulo de apertura del abanico de haces. Modificado de Lurton (2010).	66
Fig. 14. Esquema simplificado sobre el cálculo de profundidad y posición de reflexión de un sondeaje puntual. Modificado de Lurton (2010).....	67
Fig. 15. Ilustración esquemática de un sistema batimétrico multihaz con un diseño de transductores del tipo Mills T. También se indican los movimientos causados por el oleaje que deben ser tenidos en cuenta para la correcta adquisición de datos batimétricos multihaz. Modificado de Jakobsson et al., (2016).	70
Fig. 16. Procesos acústicos producidos al momento de la reflexión de la onda con el lecho marino. La mayor parte de la energía se refleja con ángulo igual al de incidencia, de acuerdo con lo postulado por la ley de Snell. Otra parte de la energía es transmitida y la parte restante es dispersada en todas las direcciones. La parte de la energía que se dispersa en la dirección opuesta al haz incidente se conoce como retrodispersión y va a ser recibida por el sonar.	71
Fig. 17. Principales factores del lecho marino que controlan la cantidad de energía retrodispersada. De arriba abajo: geometría local de la huella acústica, rugosidad del lecho marino de escala comparable a la longitud de onda, propiedades intrínsecas del lecho (e.g. rocas vs sedimentos). Tomado de Blondel (2010).	72
Fig. 18. Modelo de energía retrodispersada de acuerdo con el material y el ángulo de incidencia para una onda acústica de 30 kHz. Modificado de University of Washington - Applied Physics Laboratory, (1994).	73
Fig. 19. Firma acústica de un pulso sísmico asociado a los ciclos de expansión y colapso de una burbuja generada por un cañón de aire de 40 m ³ . A. Firma de campo cercano donde se observa la generación de un	

<i>pico de alta presión a aproximadamente 50 ms TWT de registro seguido de una serie de oscilaciones de menor magnitud asociados a los ciclos de expansión y colapso de la burbuja. B. Firma de campo lejano donde se observa la “onda fantasma” generada por el segundo ciclo de colapso y expansión de la burbuja. Ese segundo pulso genera un artefacto significativo en el registro sísmico (modificado de Langhammer 1994).</i>	77
<i>Fig. 20. diagrama esquemático mostrando un arreglo simplificado de adquisición de sísmica multicanal.</i>	79
<i>Fig. 21. Esquema ilustrativo de sacatestigo de gravedad con sus principales componentes</i>	81
<i>Fig. 22. Buque Oceanográfico Austral (https://es.wikipedia.org/wiki/ARA_Austral_(Q-21)).</i>	82
<i>Fig. 23. Derrota realizada por el Buque Oceanográfico Austral durante la campaña YTEC-GTGM 2. En el recuadro blanco se indica la zona estudiada en esta TD.</i>	83
<i>Fig. 24. Perfilador de sonido AML 600.</i>	85
<i>Fig. 25. A la izquierda se muestra la superficie batimétrica elaborada a partir de datos relevados durante la campaña YTEC-GTGM 2, y por sobre estas, en línea azules, se indican las piernas batimétricas realizadas por el buque oceanográfico Austral. A la derecha también sobre la superficie batimétrica se indica la posición los 12 registros de velocidad de sonido en el agua durante la adquisición de datos acústicos para la calibración de los sonares acústicos.</i>	85
<i>Fig. 26. Perfiles de velocidad del sonido (castings) realizados para corregir la superficie batimétrica presentada en esta TD.</i>	86
<i>Fig. 27. Mapa con la ubicación de los perfiles sísmicos subsuperficiales utilizados en esta tesis doctoral sobre la superficie batimétrica. Las líneas rojas y azules se utilizan sólo para indicar de forma clara donde terminan y comienzan los distintos perfiles.</i>	88
<i>Fig. 28. Maniobra de corte de portatestigo en la cubierta del BOA.</i>	90
<i>Fig. 29. A. Marcas cada 5 cm sobre el portatestigo. B. Medición de susceptibilidad magnética.</i>	90
<i>Fig. 30. Mapa de ubicación de los testigos de fondo sobre superficie batimétrica</i>	91
<i>Fig. 31. Mapa de la zona estudio con la ubicación de los perfiles sísmicos multicanal utilizados en este trabajo indicados con un línea roja.</i>	93

Fig. 32. Ejemplo de corrección manual de artefactos utilizando CARIS HIPS AND SIPS v11.2.3. En la parte superior de la imagen se presenta una porción de una faja batimétrica donde se pueden apreciar los artefactos. En la parte inferior se muestra el aspecto del mismo sector con los artefactos removidos.....	96
Fig. 33. En la parte superior se muestra en blanco y amarillo a las intensidades medias observadas para la banda de haces seleccionadas, en azul el modelo de patrón de haz realizado, y en amarillo la señal ajustada. En la parte inferior se le añade un offset de -25 dB al patrón modelado para que se ajuste mejor a las medias observadas.	98
Fig. 34. Flujo de procesamiento por el algoritmo SIPS de Caris. Tomado del Manual de Entrenamiento CARIS HIPS and SIPS v11.2.3.	101
Fig. 35. Comparación de los resultados obtenidos a partir de los distintos algoritmos de procesamiento de mosaicos de reflectividad.....	102
Fig. 36. A. Resultados arrojados por el Criterio de información Bayesiano (BIC) para 10 modelados GMM de 1 a 10 clusters sobre el mosaico de reflectividades calculado con el algoritmo SIPS WMA con AVG basado en área. B. Primera derivada de resultados arrojados por el BIC.	104
Fig. 37. A. Mapa Batimétrico de la zona de estudio con curvas de nivel con equiespaciado de 100 m en líneas negras discontinuas. B. Mapa de pendientes de la zona de estudio con curvas de nivel indicadas cada 50 m en líneas azules discontinuas. Se indican con etiquetas los principales rasgos geomorfológicos de la zona de estudio: campo de depresiones; valles ciegos (VC); cañones submarinos; fosas contorníticas (FC); cárcavas (C); escarpas de deslizamientos (ED); depósitos de remoción en masa (DRM); y campo de ondas de sedimentos (COS). También se indican en líneas rojas los tres perfiles topobatimétricos exhibidos a la derecha de la imagen.....	109
Fig. 38. Mapa de pendientes de la zona de estudio. Líneas rojas indican la posición de los 12 perfiles topobatimétricos trazados en dirección perpendicular a las dos fosas contorníticas que atraviesan la zona de estudio.	112
Fig. 39. Detalle del cañón submarino 1 en el mapa de pendientes. Las líneas rojas indican los perfiles topobatimétricos graficados en la parte inferior de la imagen.	115

<i>Fig. 40. Detalle del cañón submarino 2 en el mapa de pendientes. Las líneas rojas indican los perfiles topobatimétricos graficados en la parte inferior de la imagen. También se indican los nombres de las terrazas contorníticas: TPM: Terraza Perito Moreno, y TPB: Terraza Piedra Buena.</i>	<i>116</i>
<i>Fig. 41. Detalle del cañón submarino 3 en el mapa de pendientes. Las líneas rojas indican los perfiles topobatimétricos graficados en la parte inferior de la imagen.</i>	<i>118</i>
<i>Fig. 42. Detalle del cañón submarino 4 en el mapa pendientes. Las líneas rojas indican los perfiles topobatimétricos graficados en la parte inferior de la imagen.</i>	<i>119</i>
<i>Fig. 43. A. Mapa de pendientes mostrando detalle del campo de depresiones ubicado en el sector sur de la TPB. Recuadros azules con etiqueta 1-4 indican la localización de las depresiones individuales exhibidas los detalles 1, 2, 3, y 4. B. Mapa batimétrico de la zona de estudio superpuesto a polígonos de colores indicando la clasificación de las depresiones según su índice de elipticidad. C. En los perfiles las líneas rojas indican perfil batimétrico y las líneas azul discontinuas indican valores de pendiente. En el sector inferior se muestra el diagrama de roseta en el que se expresa la dirección de los ejes de elongación de las depresiones sub-circulares.....</i>	<i>121</i>
<i>Fig. 44. En la parte izquierda de la figura se muestra el detalle de una depresión elongada en la grilla de pendientes; en rojo se indican la posición de los perfiles topobatimétrico de la figura Fig. 43. En la parte inferior izquierda de la imagen se muestra un diagrama de roseta construido a partir de la dirección del eje de elongación de las depresiones elongadas. En la parte derecha de la figura se muestra el detalle de una compleja en la grilla de pendientes; en rojo se indican la posición de los perfiles topobatimétrico gráficos por debajo. En la parte inferior derecha de la imagen se muestra un diagrama de roseta construido a partir de la dirección del eje de elongación de las depresiones complejas.</i>	<i>123</i>
<i>Fig. 45. Mapa de pendientes del sector NE de la zona de estudio. En líneas azules se indican las escarpas de deslizamientos producidos en ambas terrazas. En líneas rojas se indican la posición de los perfiles topobatimétricos exhibidos en el sector derecho de la imagen. En los perfiles las líneas rojas indican perfil batimétrico y las líneas azul discontinuas indican valores de pendiente.</i>	<i>125</i>
<i>Fig. 46. Mapa de pendientes del sector norte de la TPB. En color azul se indica la presencia de escarpas de deslizamientos. En líneas rojas se indican la posición de los perfiles topobatimétricos exhibidos en el sector</i>	

derecho de la imagen. En los perfiles las líneas rojas indican perfil batimétrico y las líneas azules discontinuas indican valores de pendiente.....	126
Fig. 47. Mapa de pendientes del sector noreste de la TPB donde se pueden apreciar el desarrollo de ondas de sedimento en el flanco Este de la fosa contornítica 2.	127
Fig. 48. Mapa del sector sureste de la zona de estudio donde se pueden apreciar el desarrollo de ondas de sedimento en el flanco Este de la fosa contornítica 2.	128
Fig. 49. Detalle de valles ciegos en el mapa de pendientes reconocidas en la parte norte de la TPB. Las líneas rojas indican los perfiles topobatimétricos graficados en la parte derecha de la imagen. En los perfiles las líneas rojas indican perfil batimétrico y las líneas azules discontinuas indican valores de pendiente.	129
Fig. 50. Detalle de rasgos erosivos menores y cárcavas reconocidos en la TPM y en la zona de alta pendiente 1. Las líneas rojas indican los perfiles topobatimétricos graficados en la parte derecha de la imagen.	130
Fig. 51. Mapa geomorfológico de la zona de estudio.	131
Fig. 52. Mapa de reflectividad del fondo marino del área de estudio. Zonas con alta reflectividad se representan con tonalidades claras mientras que zonas con baja reflectividad se representan con tonalidades oscuras. En líneas rojas y recuadros rectangulares se indican perfiles y zonas detalladas en figuras posteriores. En la parte superior derecha de la imagen se puede apreciar un histograma construido a partir de los valores de retrodispersión de la zona de estudio.....	133
Fig. 53. Mapa de reflectividad de fondo marino del sector correspondiente al campo de depresiones. Ver localización en Fig. 52. Zonas con alta reflectividad se representan con tonalidades claras mientras que zonas con baja reflectividad se representan con tonalidades oscuras. A la derecha se presenta un histograma construido a partir de los valores de reflectividad del sector. La línea vertical roja discontinua indica la moda de reflectividad de 23,75 para la TPB y la TPM.	134
Fig. 54. A. Perfil de dirección S-N representando datos batimétricos y de reflectividad de fondo a través del campo de depresiones. B. Perfil de dirección SSE-NNW representando datos batimétricos y de reflectividad de fondo a través del cañón 4. Ver ubicación en Fig. 52.....	135
Fig. 55. Mapa de reflectividad de fondo marino del cañón submarino 1 y sectores aledaños en la TPB. Ver localización en Fig. 52. Zonas con alta reflectividad se representan con tonalidades claras mientras que zonas	

con baja reflectividad se representan con tonalidades oscuras. A la derecha se presenta un histograma construido a partir de los valores de reflectividad del sector. La línea vertical roja discontinua indica la moda de reflectividad de 23,75 para la TPB y la TPM.	137
Fig. 56. Perfil de dirección S-N representando datos batimétricos y de reflectividad de fondo a través del cañón submarino 1. Ver ubicación en Fig. 52.	138
Fig. 57. Mapa de reflectividad de fondo marino del cañón submarino 3 y sectores aledaños en la TPB. Ver localización en Fig. 52. Zonas con alta reflectividad se representan con tonalidades claras mientras que zonas con baja reflectividad se representan con tonalidades oscuras. A la derecha se presenta un histograma construido a partir de los valores de reflectividad del sector. La línea vertical roja discontinua indica la moda de reflectividad de 23,75 para la TPB y la TPM.	139
Fig. 58. A. Perfil de dirección S-N datos batimétrico y de reflectividad de fondo a través del cañón 3. B. Perfil de dirección S-N de datos batimétrico y de reflectividad de fondo a través del cañón 4. Ver ubicación en Fig. 52.	140
Fig. 59. A. Perfil de dirección O-E de datos batimétrico y de reflectividad de fondo a través del sector norte de la fosa contornítica 2. B. Perfil de dirección W-E de datos batimétrico y de reflectividad de fondo a través del sector sur de la fosa contornítica 2. Ver ubicación en Fig. 52.	142
Fig. 60. Clasificación de reflectividades realizada a partir del GMM.	144
Fig. 61. Gráfico con las 4 clases determinados por el GMM para el mapa de reflectividades.	145
Fig. 62. Mapa de pendientes de la zona de estudio. En polígonos rojos se indican las distintas subzonas delimitadas para la descripción de los perfiles sísmicos de subfondo. TPM: Terraza Perito Moreno; TPB: Terraza Piedra Buena; TVF: Terraza Valentín Feilberg.	147
Fig. 63. Perfil sísmico multicanal as1800 sin interpretar (A) e interpretado (B). En la esquina derecha superior de la imagen se indica la posición del perfil sísmico. En la parte inferior derecha de la figura se indican los horizontes reflectores y unidades sísmicas cenozoicas descritas en contribuciones previas para el área de estudio (Hernández-Molina et al., 2010 y COPLA 2017.	148
Fig. 64. Perfil sísmico multicanal as2000 sin interpretar (A) e interpretado (B). La línea vertical roja indica la intersección con el perfil de subfondo Geo2_SZB_6A. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_6A sin interpretar	

(C) e interpretado (D); la línea vertical azul indica la intersección con el perfil sísmico multicanal as2000. En el sector inferior derecho de la imagen se indica la posición de los perfiles sísmicos sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio..... 150

Fig. 65. Perfil sísmico multicanal as1800 sin interpretar (A) e interpretado (B). La línea vertical roja indica la intersección con el perfil de subfondo Geo2_SZB_5B. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_5B sin interpretar (C) e interpretado (D); la línea vertical azul indica la intersección con el perfil sísmico multicanal as1800. En el sector inferior derecho de la imagen se indica la posición de los perfiles sísmicos sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio. 151

Fig. 66. Perfil sísmico multicanal as1800 sin interpretar (A) e interpretado (B). La línea vertical azul indica la intersección con el perfil de subfondo Geo2_SZB_12H-I. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_12H-I sin interpretar (C) e interpretado (D); la línea vertical roja indica la intersección con el perfil sísmico multicanal as1800. En el sector inferior derecho de la imagen se indica la posición de los perfiles sísmicos sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio..... 154

Fig. 67. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_9A-B sin interpretar (A), detalle de la unidad sísmica 3 (B) e interpretado (C). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio. 157

Fig. 68. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_12E-H sin interpretar (A), detalle de la unidad sísmica 3 (B) e interpretado (E). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio. 158

Fig. 69. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_Tbis_C26_B sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio..... 160

Fig. 70. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_16C sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio. 160

<i>Fig. 71. Vista 3D en perspectiva de los perfiles sísmicos de subfondo Geo2_SZB_C26 sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.</i>	<i>161</i>
<i>Fig. 72. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_12J sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.</i>	<i>163</i>
<i>Fig. 73. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_12M sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.</i>	<i>163</i>
<i>Fig. 74. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_12N sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.</i>	<i>164</i>
<i>Fig. 75. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_T03A sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.</i>	<i>164</i>
<i>Fig. 76. Perfil sísmico multicanal as2000 sin interpretar (A) e interpretado (B). Las líneas verticales azul y verde indican las intersecciones con los perfiles de subfondo Geo2_SZB_10C y Geo2_SZB_11G respectivamente. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_10C sin interpretar (C) e interpretado (D); la línea vertical roja indica la intersección con el perfil sísmico multicanal as2000. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_11G sin interpretar (E) e interpretado (F); la línea vertical roja indica la intersección con el perfil sísmico multicanal as2000. En el sector superior derecho de la imagen se indica la posición de los perfiles sísmicos.</i>	<i>166</i>
<i>Fig. 77. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_11H sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen una línea roja se indica la posición del perfil sísmico.</i>	<i>168</i>
<i>Fig. 78. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_11I sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen una línea roja se indica la posición del perfil sísmico.</i>	<i>168</i>

Fig. 79. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_12A sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen una línea roja se indica la posición del perfil sísmico.	169
Fig. 80. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_12B sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen una línea roja se indica la posición del perfil sísmico.	169
Fig. 81. Perfil sísmico multicanal as9700 sin interpretar (A) e interpretado (B). La línea vertical azul indica la intersección con el perfil de subfondo Geo2_SZB_14F-H. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_14F-H sin interpretar (C) e interpretado (D); la línea vertical roja indica la intersección con el perfil sísmico multicanal as1800. En el sector superior derecho de la imagen se indica la posición de los perfiles sísmicos sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.....	172
Fig. 82. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_11D-F sin interpretar (A), detalles de la parte superior de la unidad sísmica 3 (B-D), y perfil sísmico interpretado (E). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.....	173
Fig. 83. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_11_v2 sin interpretar (A), detalles de la parte superior de la unidad sísmica 3 (B-D), y perfil sísmico interpretado (E). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.....	173
Fig. 84. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_10A-B sin interpretar (A), detalles de la parte superior de la unidad sísmica 3 (B-D) e interpretado (E). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.	174
Fig. 85. Perfil sísmico multicanal as2000 sin interpretar (A) e interpretado (B). Las líneas verticales azul y verde indican las intersecciones con los perfiles de subfondo Geo2_SZB_15H y Geo2_SZB_18A respectivamente. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_15H sin interpretar (C) e interpretado (D); la línea vertical roja indica la intersección con el perfil sísmico multicanal as2000. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_18A sin interpretar (E) e interpretado (F); la línea vertical roja indica la intersección con el perfil sísmico multicanal as2000. En el sector superior derecho de la imagen se indica la posición de los perfiles sísmicos.....	176

Fig. 86. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_20C sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.	177
Fig. 87. Perfil sísmico multicanal as1800 sin interpretar (A) e interpretado (B). Las líneas verticales azul y verde indican las intersecciones con los perfiles de subfondo Geo2_SZB_17B y Geo2_SZB_20J respectivamente. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_17B sin interpretar (C) e interpretado (D); la línea vertical roja indica la intersección con el perfil sísmico multicanal as2000. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_20J sin interpretar (E) e interpretado (F); la línea vertical roja indica la intersección con el perfil sísmico multicanal as1800. En el sector superior derecho de la imagen se indica la posición de los perfiles sísmicos.....	179
Fig. 88. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_16T sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.	180
Fig. 89. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_20M sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.	180
Fig. 90. Síntesis de las principales características de las unidades sísmicas 0,1 y 2.....	182
Fig. 91. Distribución de las unidades sísmicas a lo largo del área de estudio.....	183
Fig. 92. Principales características de la unidad sísmica 3 a lo largo de la zona de estudio.....	184
Fig. 93. Espesor de la US 3 a lo largo de la zona de estudio.	185
Fig. 94. Espesor de la US 3 a lo largo de la zona de depresiones.	186
Fig. 95. Espesor de la US 3 a lo largo de los cañones submarinos 1(A) y 3(B).	186
Fig. 96. Mapa de pendientes de la zona de estudio con la localización de los tres testigos sedimentarios utilizados en esta tesis doctoral indicados con un círculo azul.	188
Fig. 97. Testigo sedimentario AU_GEO02_GC26. De izquierda a derecha se indican: largo del testigo, fotos, litología, curvas granulométricas, intervalos sedimentarios. Ver localización en Fig. 96.	191

Fig. 98. Testigo sedimentario AU_GEO02_GC21. De izquierda a derecha se indican: largo del testigo, fotos, litología, curvas granulométricas, intervalos sedimentarios. Ver localización en Fig. 96.	194
Fig. 99. Testigo sedimentario AU_GEO02_GC20. De izquierda a derecha se indican: largo del testigo, fotos, litología, granulometría, intervalos sedimentarios. Ver localización en Fig. 96.	197
Fig. 100. Correlación entre testigos sedimentarios presentados en esta tesis y el testigo sedimentario AI-7723 (Murdmaa et al., 2019). A la derecha se indica la posición de los testigos en la zona de estudio.	202
Fig. 101. A. Perfil sísmico de alta resolución con dirección S-N registrado al sur del cañón submarino 1. B. Correlación entre el perfil sísmico de alta resolución y el testigo sedimentario AU_GEO02_GC26. C. Interpretación sísmica del perfil. D. Localización del perfil sísmico y el testigo sedimentario.	205
Fig. 102. A. Perfil sísmico de alta resolución con dirección sur-norte registrado a través del brazo subsidiario del cañón submarino 1. B. Detalle de la estructura acústica de los depósitos ubicados en el flanco norte del brazo subsidiario. C. Interpretación sísmica del perfil. D. Correlación entre el perfil sísmico de alta resolución y el testigo sedimentario AU_GEO02_GC21. E. Localización del perfil sísmico y el testigo sedimentario.	207
Fig. 103. A. Perfil sísmico de alta resolución con dirección S-N registrado al sur del cañón submarino 3. B. Correlación entre el perfil sísmico de alta resolución y el testigo sedimentario AU_GEO02_GC20. C. Interpretación sísmica del perfil. D. Localización del testigo sedimentario.	209
Fig. 104. Mapa con la distribución de las clases de reflectividad calculadas a partir del modelo de mezclas gaussianas a lo largo del área de estudio. Las líneas negras, rojas, verdes y azules indican los afloramientos de las distintas unidades identificadas en los perfiles sísmicos. Las áreas delineadas por curvas negras indican los contornos de las depresiones morfológicas y los cañones submarinos.	213
Fig. 105. Mapa con la distribución de las clases de reflectividad calculadas a partir del modelo de mezclas gaussianas en un sector del campo de depresiones. Las líneas rojas y azules indican los afloramientos de las unidades sísmicas 2 y 3. Los polígonos negros indican los contornos de las depresiones morfológicas. B. Bloque 3D con la distribución de reflectividades en la zona de depresiones. Ubicación en Fig. 104.	214
Fig. 106. A. Mapa con la distribución de las clases de reflectividad calculadas a partir del modelo de mezclas gaussianas a través del cañón submarino 1. Las rojas y azules indican los afloramientos de las unidades	

sísmicas 2 y 3. Las líneas negras indican el contorno del cañón submarino 1. B. Bloque 3D indicando la distribución de reflectividades a través del cañón submarino 1. Ubicación en Fig. 104.	215
Fig. 107. Mapa con la distribución de las clases de reflectividad calculadas a partir del modelo de mezclas gaussianas a través del cañón submarino 1. Las líneas negras, rojas y azules indican los afloramientos de las unidades sísmicas 0, 2 y 3. Las líneas negras indican el contorno de los cañones submarinos 2 y 3. B. Bloque 3D con la distribución de reflectividades a lo largo del cañón submarino 3. Ubicación en Fig. 104.	217
Fig. 108. Representación esquemática de la relación entre la distribución de reflectividades y unidades sísmicas en las distintas terrazas de la zona de estudio.	221
Fig. 109. Mapa en perspectiva de los principales rasgos morfosedimentarios y unidades sísmicas de la zona de estudio	222
Fig. 110. Resultados experimentales mostrando los patrones de vorticidad desarrollados a 17.5 cms^{-1} (a) y 36 cms^{-1} (b) durante la interacción entre una corriente de fondo y una depresión morfológica. Modificado de Pau et al., (2014).	225
Fig. 111. Detalle del sector donde el cañón submarino 1 es intersectado por la fosa contornítica 1. Abajo se indica el lugar donde el valle del cañón es interrumpido.	228
Fig. 112. Modelo esquemático sobre la evolución morfosedimentario Plio-Cuaternaria de la parte meridional de la Terraza Piedra Buena.	229
Fig. 113. Modelo esquemático sobre la evolución morfosedimentario plio-cuaternaria de la parte septentrional de la Terraza Piedra Buena.	232
Fig. 114. Bloque 3D ejemplificando la relación entre las ondas de sedimento y la circulación de fondo en la Terraza Valentín Feilberg.	234
Fig. 115. Bloque 3D ejemplificando la relación entre las ondas de sedimento en la circulación de fondo en la Terraza Valentín Feilberg.	234
Fig. 116. Bloque 3D ejemplificando la relación entre las ondas de sedimento en la circulación de fondo en la Terraza Valentín Feilberg.	234
Fig. 117. Detalle del perfil sísmica Geo2_SZB_9A-B exhibiendo la alternancia cíclica entre las facies sísmicas A y B.....	238

Fig. 118. Modelo evolutivo para el Pleistoceno de la zona de estudio. 241

CAPITULO 1 INTRODUCCIÓN

1.1 Introducción

El conocimiento del relieve del fondo marino y los procesos sedimentarios que allí operan es limitado, sobre todo en lo referente a los ambientes de talud continental y planicie abisal, donde obtener información constituye un enorme desafío debido a las grandes profundidades. A partir de la década de los 80, los buques científicos comenzaron a ser comúnmente equipados con sonares batimétricos multihaz y perfiladores sísmicos de alta resolución, lo cual trajo aparejado un crecimiento exponencial en el conocimiento del relieve en general y la dinámica sedimentaria de los fondos marinos (Micallef et al., 2018).

En paralelo al progreso tecnológico en materia de equipamiento sismo-acústico, entre las décadas de los 60 y los 80 comienza a establecerse un buen consenso en la comunidad geocientista sobre la importancia de las corrientes oceánicas de fondo (o corrientes contorníticas) como un agente sedimentario dominante en el ambiente marino profundo (Heezen y Hollister, 1964; Heezen, et al., 1966; Hollister y McCave, 1984; Hollister, 1993). En las últimas dos décadas, el estudio de los *drift* contorníticos creció notablemente en interés debido a que se considera estos depósitos claves en tres disciplinas: paleoclimatología y paleoceanografía, riesgo geológico y exploración hidrocarburífera (Rebesco et al., 2014).

Actualmente se define a los *drift* contorníticos como “sedimentos depositados y sustancialmente re TRABAJADOS por la acción persistente de corrientes fondo” (Stow y Mayall 2000; Rebesco et al., 2005; Faugères y Stow 2008; Rebesco, et al., 2014). Los *drift*

contorníticos constituyen uno de los tres miembros extremos en un continuo de depósitos que, junto con las turbiditas y las pelagitas, componen la mayor parte del registro sedimentario del ambiente marino profundo (Fig. 1) (Rebesco et al., 2014). Cada uno de estos depósitos se asocia a uno de los tres procesos principales del océano profundo: corrientes contorníticas (*drift* contorníticos), flujos densos (turbiditas) y decantación de material pelágico (pelagita) (Fig. 1).

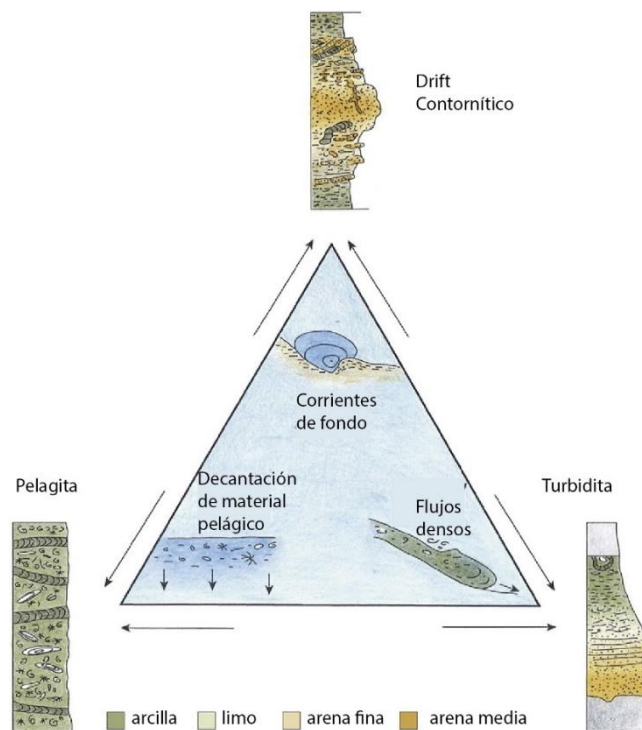


Fig. 1. Diagrama conceptual con los tres tipos de procesos sedimentarios que operan en el ambiente marino profundo (dentro del triángulo) y los depósitos asociados con sus respectivos modelos de facies. Modificado de Rebesco et al. (2014)

Cuando corrientes contorníticas interactúan con cañones submarinos se desarrollan sistemas depositacionales mixtos (Mulder et al., 2008; Hernández-Molina et al., 2009). En estos sistemas el registro sedimentario está representado principalmente por el espectro de depósitos comprendido entre los miembros extremos *drift* contorníticos y turbiditas (Fig.

1). Estos depósitos juegan un rol clave en la edificación de los márgenes pasivos en los sitios donde corrientes turbidíticas y contorníticos actúan de manera simultánea o alternada (Mutti et al., 1980; Viana et al., 1998, Mulder et al., 2008, (Fonnesu *et al.*, 2020; Fuhrmann *et al.*, 2020; Miramontes *et al.*, 2020).

El Margen Continental Argentino Pasivo Volcánico (MCAPV) se encuentra influenciado por masas de agua profundas de origen tanto antártico como boreal, que al interactuar con el lecho marino del talud continental forman un Sistema Depositacional Contornítico (SDC) que cubre buena parte de su extensión (Hernández-Molina et al., 2009), y está además incidido por numerosos sistemas de cañones submarinos que interrumpen la continuidad del SDC (Lonardi & Ewing, 1971; Hernández Molina et al., 2009; Bozzano et al., 2017). En lo referente al margen continental patagónico (MCP), estudios sísmicos de alta y mediana resolución han demostrado que la columna sedimentaria cenozoica de este sector se compone de espesos depósitos contorníticos (>2 km) asociados a la activa dinámica de masas de agua profundas generadas en el sector antártico luego de la apertura del pasaje de Drake (Gruetzner et al., 2011; Hernández-Molina et al., 2010). El hallazgo de estos *drift* contorníticos convirtió al MCP en un sitio clave para el estudio de la paleodinámica de masas de agua debido a su alta tasa de sedimentación y su cercanía al sector antártico. Sin embargo, más allá de la importancia pionera de estos trabajos, las interpretaciones geológicas que se desprenden de estos *drift* contorníticos aún tienen un cierto grado de especulación ya que éstos no cuentan con ninguna datación absoluta. Del mismo modo, estos depósitos sólo fueron estudiados a través de unos pocos perfiles

sísmicos y a la fecha no existen estudios que integren datos batimétricos y sedimentológicos de alta resolución, ni analicen su relación con el Sistema de Cañones Patagonia.

Desde el 2017, el estudio de los rasgos morfosedimentarios del territorio argentino sumergido está siendo abordado en forma intensiva por el Grupo de Trabajo de Geología Marina de Pampa Azul (GTGM). Este proyecto está siendo ejecutado a través de una serie de campañas oceanográficas llevadas a cabo a bordo del Buque Oceanográfico Austral (BOA) enmarcadas en un convenio de colaboración entre YPF Tecnología S.A. (Y-TEC) y CONICET. Los *drift* contorníticos plio-cuaternarios del MCP, en particular, fueron el objeto de estudio de la campaña YTEC-GTGM 2. Como resultado de esta campaña se obtuvieron datos de batimetría multihaz, perfiles sísmicos subsuperficiales (SBPs) y testigos sedimentarios sobre el talud patagónico, los cuales constituyen la mayor parte de los datos utilizados en esta tesis doctoral (TD). Con este nuevo set de datos, en conjunción con perfiles sísmicos multicanal ya existentes, esta investigación se propone aportar nuevos conocimientos sobre la geomorfología y la dinámica sedimentaria de un sector muy poco conocido del Mar Argentino.

1.2 Antecedentes generales del Margen Continental Argentino Pasivo Volcánico

Resulta imprescindible la mención del Dr. Juan José Nágera al reseñar los esfuerzos que han llevado el conocimiento del Mar Argentino a su estado actual. En 1927 el Dr. Nágera crea la “Doctrina de Mar Libre” a partir de la cual se plantea por primera vez la soberanía argentina sobre el mar adyacente hasta las 200 millas náuticas desde la línea de costa. A raíz de esta doctrina en los años 1944 y 1946 se adoptan una serie de políticas de estado que permiten al país extender su potestad mar adentro, las cuales trajeron aparejadas

consecuencias significativas para el desarrollo nacional, como fue la extensión de las reservas mineras al Mar Epicontinental Argentino.

Las primeras expediciones científicas de carácter regional y multidisciplinario que tuvieron como objeto de estudio al talud continental del mar argentino datan del año 1957. Sendas expediciones fueron lideradas por el Observatorio Lamont de la Universidad de Columbia y contaron además con la colaboración del Servicio Hidrográfico Argentino y la Armada Argentina. La adquisición de datos se llevó a cabo mediante diversas embarcaciones de bandera tanto estadounidense (RV Vema, RV Conrad y USNS Eltanin) como argentina (ARA Capitán Cánepa y ARA General Zapiola). Como producto de estas campañas se presentaron los primeros datos geológicos concretos del MCAPV, los cuales consistieron en muestras de sedimento de fondo marino, datos batimétricos y perfiles sísmicos monocanal de refracción y reflexión. El análisis de estos datos permitió elaborar el primer esquema sismoestratigráfico del talud argentino, mediante las primeras edades obtenidas a partir de indicadores bioestratigráficos, y también la confección del primer mapa geomorfológico del talud del MCAPV. Los aportes más relevantes de estas expediciones son presentados durante las décadas de los 60 y 70 en una serie de contribuciones entre las que se destacan: Ewing et al., (1963, 1971), Ewing y Lonardi (1971), Lonardi y Ewing (1971) y Ludwig et al., (1965, 1968, 1978 a y b, 1979).

En la década de los 70, Rabinowtiz (1977), Rabinowitz et al., (1976) y Rabinowtiz y LaBrecque (1979) realizan estudios pioneros sobre la naturaleza del basamento del océano Atlántico sur a través métodos potenciales. También en esa década y la de los 80, Zambrano y Urien (1970, 1974), Mainardi et al., (1980), y Bianchi (1984, 1986), presentan los primeros

estudios exploratorios sobre las cuencas sedimentarias costa afuera de Argentina. Todos estos esfuerzos por comprender la génesis y evolución de las distintas cuencas sedimentarias y la evolución tectónica del Atlántico sur son resumidos y complementados con información novedosa en el Relatorio de Offshore Argentino del año 1996 (Ramos y Turic 1996).

Hacia fines de la década de los 90, a partir del análisis de perfiles sísmicos multicanal y datos gravimétricos y magnetométricos, Ghidella et al., (1995), Hinz et al., (1999), y Max et al., (1999) determinan la presencia de depósitos volcánicos-sedimentarios en forma de cuña (*Seaward Dipping Reflectors*, SDRs) y grandes zonas de fractura que cortan transversalmente y segmentan al talud en dominios morfoestructónicos. Además, Hinz et al., (1999) describen a través perfiles sísmicos multicanal abundantes y espesos depósitos contorníticos cenozoicos, divididos en 5 unidades sísmicas regionales vinculadas a distintos episodios tectono-oceanográficos de escala global.

Desde el año 2000 a la actualidad, se desarrollan sobre el MCAPV una extensa cantidad de trabajos que ajustan y refinan los fundamentos geológicos arriba mencionados desde diversas disciplinas que incluyen: basamento y estructura, edificación cenozoica, sedimentología y paleoceanografía.

Franke et al., (2007), Schnabel et al., (2009) y Becker et al., (2012) presentan perfiles sísmicos multicanal recabados a lo largo del MCAPV, a partir de los cuales describen y caracterizan con mayor detalle la distribución de los SDRs y los principales rasgos morfoestructurales del basamento del MCAPV. Pángaro y Ramos (2012) y Pángaro et al.,

(2016) estudian las cuencas paleozoicas episuturales del margen atlántico bonaerense a través del análisis de datos gravimétricos y perfiles sísmicos multicanal amarrados a pozos exploratorios. En los años 2018 y 2020 Loveccio et al., publican resultados novedosos sobre los distintos episodios de rifting previos a la apertura del océano Atlántico, con particular énfasis en la Cuenca del Colorado. En el año 2009 Hernández-Molina et al., estudian la influencia de la circulación termohialina en la sedimentación cenozoica del MCAPV y elaboran el primer mapa morfosedimentario regional del MCAPV. Durante la década del 2010, un serie de trabajos ajustan el esquema sismoestratigráfico originalmente propuesto por Hinz et al., (1999) y elaboran mapas morfosedimentarios de mayor resolución en áreas específicas del MCAPV (Violante et al., 2010; Hernández-Molina et al., 2010; Cavalloto et al., 2011; Gruetzner et al., 2011, 2012, 2014, 2016; Lastras et al., 2011; López-Martínez et al., 2011; Muñoz et al., 2012 y 2013; Preu et al., 2012 y 2013; Isola et al., 2017 y 2020; Ercilla et al., 2019; Rodriguez et al., 2021).

En 2017 la Comisión de Límites de la Plataforma Continental (COPLA) finalizó el análisis de todos los puntos de límite exterior de la plataforma continental argentina. En ese mismo año COPLA publica un libro (COPLA, 2017) donde pone a disposición de la comunidad científica y los distintos organismos gubernamentales los datos utilizados durante la petición de extensión del límite exterior. En ese volumen, además de sintetizar el estado del arte del margen continental argentino también se aporta una gran cantidad de mapas y perfiles sísmicos inéditos, lo que representó un salto sustancial en la comprensión de la génesis, evolución y estado actual del MCAPV.

La sedimentología y evolución paleoceanográfica más reciente del MCAPV fueron también abordadas durante la década del 2010. Bozzano et al., (2011) publican el primer estudio sedimentológico sobre los depósitos contorníticos del MCAPV. Entre los años 2017 y 2020 una serie de trabajos se enfocan en estudiar la dinámica sedimentaria de los últimos 45 Ky (miles de año) y su relación con los cambios eustáticos y variaciones en la energía de la circulación termohalina en el cañón Mar del Plata y sus inmediaciones (Voigt et al., 2013, Warratz et al., 2017, 2019). Recientemente, en el año 2020, Steinman et al., describen un campo de corales de agua fría de magnitudes considerables en el talud medio del sector norte del MCAPV.

A la fecha, luego de casi 60 años de un progreso ininterrumpido en el conocimiento del MCPAV, el talud medio-inferior del MCP sigue siendo uno de sus sectores más enigmáticos. Por debajo de la isobata de 1500 m la mayor parte de la batimetría disponible es de origen satelital, y sólo han sido publicados en este sector perfiles sísmicos de mediana resolución y gran penetración, por lo que su relieve, estratigrafía somera y dinámica morfosedimentaria son prácticamente desconocidos.

1.3 Localización del área de estudio

El sector estudiado en esta Tesis Doctoral se encuentra ubicado en la parte más profunda y austral del MCAPV, y está comprendida entre las latitudes $-45^{\circ} 05'$ y $-47^{\circ} 45'$ y las longitudes $-57^{\circ} 30'$ y $-59^{\circ} 10'$ (Fig. 2). Este sector del MCAPV corresponde al talud medio-inferior del MCP y abarca profundidades que van desde 1550 hasta 4100 metros bajo el nivel del mar (mbnm).

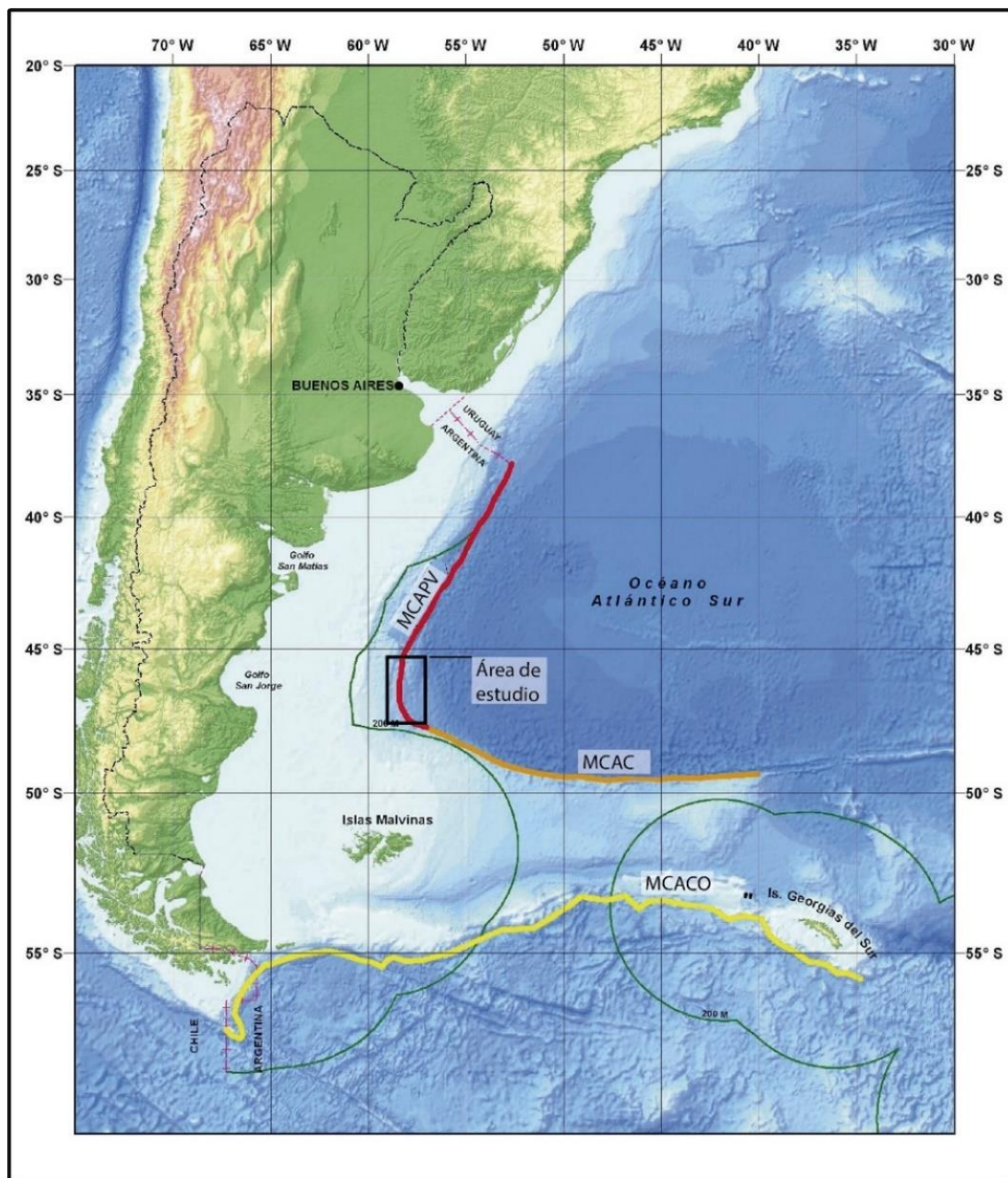


Fig. 2. Mapa del margen continental argentino donde se exhiben los distintos tipos de márgenes continentales. Línea roja indica la extensión del Margen Continental Pasivo Volcánico Argentino (MCAPV), la línea naranja indica la posición del Margen Continental Argentino Cizallado (MCAC) y la línea amarilla indica la ubicación del Margen Continental Argentino Combinado (MCACO). Modificado de COPLA (2017).

1.4 Objetivos

El objetivo general de esta Tesis Doctoral es aportar nuevos conocimientos sobre la geomorfología y la evolución plio-cuaternaria del talud medio-inferior del MCP, haciendo particular énfasis en los procesos sedimentarios asociados a la circulación de corrientes contorníticas. Para esto, el trabajo se desarrollará en 4 bloques principales:

1) Caracterización geológica-morfosedimentaria. Este sector del Mar Argentino, hasta el momento, no cuenta con relevamientos sismo-acústicos de alta resolución, y tanto su relieve como sus características subsuperficiales son prácticamente desconocidos. Por ese motivo, el primer objetivo que se plantea esta tesis es realizar una caracterización geológica y morfosedimentaria a partir del siguiente flujo de trabajo:

- Mapear las distintas geoformas a partir de la batimetría y *rasters* derivados.
- Caracterizar la reflectividad del lecho marino a partir de algoritmos de clasificación no-supervisados.
- Definir las unidades sísmicas subsuperficiales a partir del análisis de sísmica multicanal y SBPs, y refinar el esquema simoestratigráfico plio-cuaternario actualmente conocido.
- Determinar las características sedimentológicas someras de los sectores donde se cuente con testigos sedimentarios.

2) Integración entre métodos.

- Esta tesis se plantea analizar la aplicabilidad de la integración de métodos sismo-acústicos con frecuencias que varían ~4 órdenes de magnitud (sísmica multicanal: decenas de Hz; SBP: 4.000 Hz; y datos de retrodispersión: 12.000

Hz) para un estudio morfosedimentario. Para esto se intentará determinar en una primera instancia si los distintos métodos resuelven los mismos objetos geológicos, y de ser así, si la información que se obtiene de cada método aporta a una caracterización más completa o es de alguna forma redundante.

- Esta tesis se propone proyectar los testigos sedimentarios disponibles sobre los SBPs con el fin de establecer una correlación entre facies sísmicas y facies sedimentarias. También, mediante edades absolutas ^{14}C se intentará determinar reflexiones y unidades sísmicas guías que permitan establecer un marco cronoestratigráfico de alta resolución para los primeros metros del registro.

3) Procesos Sedimentarios. El margen continental patagónico se encuentra influenciado por una de las circulaciones profundas más dinámicas del mundo y es, además, intersectado por un sistema de cañones submarinos de dimensiones considerables, el Sistema de Cañones Patagonia. Esta configuración hace del MCP un laboratorio ideal para el estudio de la dinámica de los procesos sedimentarios de un ambiente influenciado por procesos gravitacionales y contorníticos. En ese sentido esta tesis se propone contestar las siguientes preguntas:

- ¿Qué influencia tiene el Sistema de Cañones Patagonia en el desarrollo de *drift* contorníticos generados por la circulación de corrientes contorníticas?
- ¿Son los rasgos geomorfológicos de menor escala (depresiones, cárcavas, valles ciegos) capaces de ejercer algún control en la deposición de *drift*

contorníticos?

4) Historia depositacional e implicancias paleoceanográficas. A lo largo del Plioceno y el Cuaternario los movimientos verticales de masas de agua y las oscilaciones del nivel mar han sido factores determinantes en la dinámica de los procesos sedimentarios que operaron en el MCAPV. Bajo esta premisa esta tesis plantea:

- Evaluar el impacto de las oscilaciones del nivel del mar y las distintas configuraciones oceanográficas plio-cuaternarias en la edificación del talud medio-inferior patagónico.
- Discutir los principales controles oceanográficos-geológicos en la dinámica sedimentaria de la zona de estudio a partir de la integración de facies sedimentarias, facies acústicas, y edades absolutas.
- Estudiar la historia depositacional de la zona de estudio en relación con la posición vertical de las masas de agua y las variaciones del nivel del mar asociadas a los últimos ciclos glaciares-interglaciares.

CAPITULO 2 MARCO GEOLÓGICO – OCEANOGRÁFICO

El margen continental argentino se compone de tres tipos de márgenes continentales: el MCAPV, el margen continental argentino cizallado, y el margen continental argentino combinado (convergente acrecional y cizallado) (Fig. 2). El MCAPV corresponde al margen atlántico argentino ubicado entre la desembocadura del Río de la Plata y el escarpe de Malvinas (COPLA 2017; Ramos, 1996; Hinz et al., 1999; Franke et al., 2007). En esta parte de la Tesis Doctoral se describirán los principales rasgos tectónicos, estructurales, estratigráficos, morfológicos, y oceanográficos del MCAPV, con particular énfasis en su sector más austral: el MCP.

2.1 Dominios tectono-estructurales del Margen Continental Argentino Pasivo Volcánico

El MCAPV se encuentra segmentado en 4 dominios tectono-estructurales (dominios 1-4), delimitados por cuatro zonas de fractura de transferencia principales (Ghidella et al., 1995; Max et al., 1999; Franke et al., 2007; Fig. 3); de norte a sur estas zonas de fractura son: Zona de Fractura Salado, Zona de Fractura Bahía Blanca, Zona de Fractura Colorado y Zona de Fractura Malvinas. Estos dominios a su vez pueden ser agrupados en dos conjuntos en función de su configuración estructural (COPLA, 2017): margen continental pasivo volcánico patagónico, constituido por el dominio 1 y ubicado al sur de la fractura de transferencia Colorado, y el margen continental pasivo volcánico del Río de la Plata, constituido por los dominios 2, 3 y 4, y ubicado hacia el norte de la fractura de transferencia Colorado (Fig. 3).

La extensión hacia el sur del MCP está limitada por la zona de fractura Malvinas, la cual es fácilmente reconocible en el relieve del fondo oceánico ya que se manifiesta sobre el mismo como una escarpa de alta pendiente que limita la plataforma de Malvinas con el basamento del Atlántico sur (Fig. 3). La continuación hacia continente de esta zona de fractura se encuentra aún en debate, existiendo actualmente dos propuestas: Franke et al., (2007) proponen a partir de datos sísmicos una prolongación hacia continente manifiesta en dirección NO; Max et al., (1999) proponen a partir de datos obtenidos con métodos potenciales una prolongación E-O, en dirección hacia la cuenca del Golfo San Jorge. La plataforma del MCP se caracteriza por una serie de cuencas mesozoicas interrumpidas por altos de basamento entre las que se destacan las cuencas de Rawson, Valdés, San Julián, San Jorge y Malvinas Norte (Ramos et al., 1996).

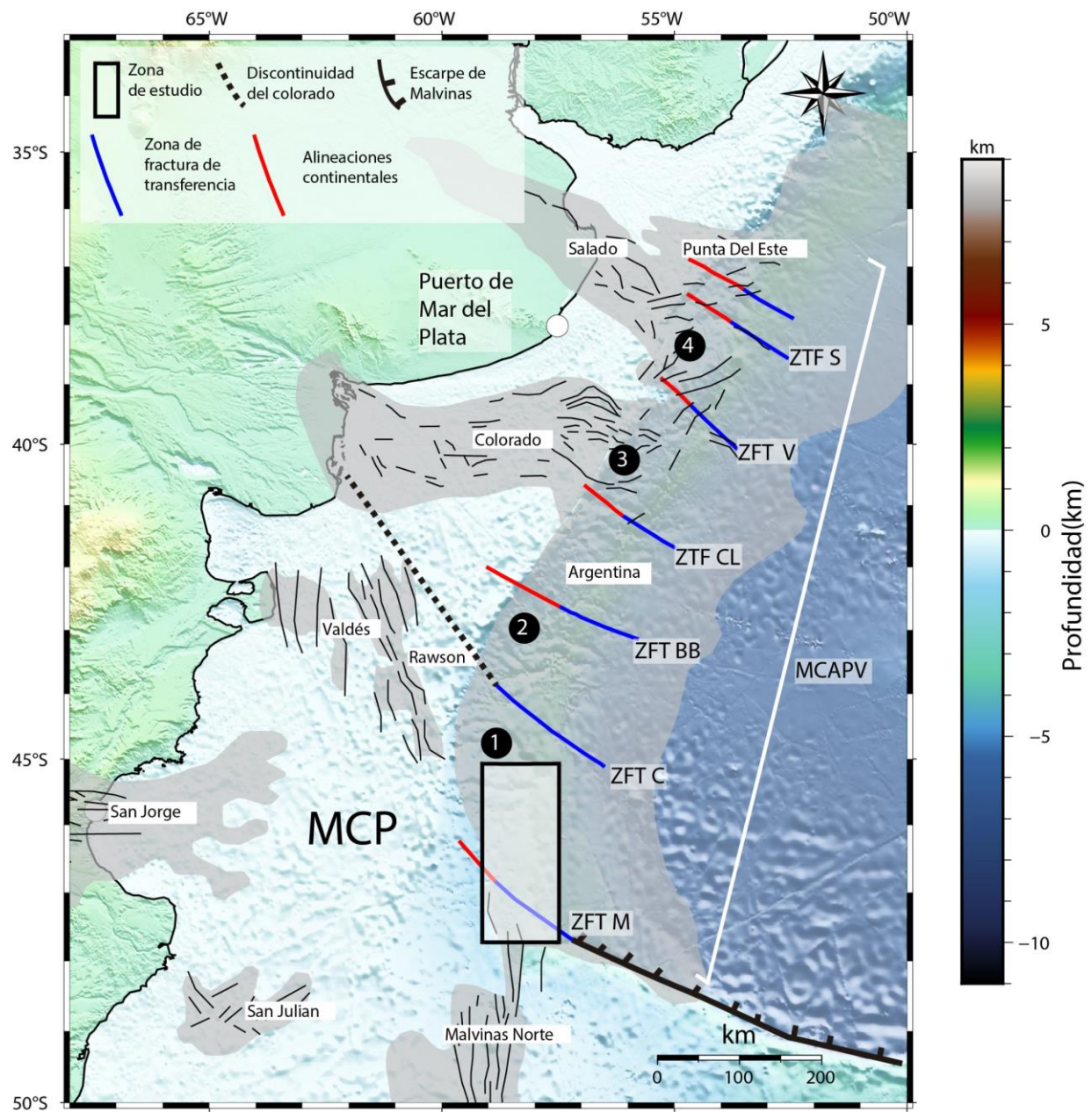


Fig. 3. Mapa topo-batimétrico de los territorios emergidos y sumergidos de Argentina indicando la extensión del Margen Continental Argentino Pasivo Volcánico (MCAPV) y el Margen Continental Patagónico (MCP). En el recuadro negro se indica el área de estudio de esta tesis doctoral. También se indican con círculos blancos la ubicación de los puertos argentinos más cercanos a la zona de estudio. En líneas azules se muestra la posición de las 7 zonas de fracturas de transferencia que afectan el basamento del MCAPV según Hinz et al., (1999), Franke et al., (2007) y COPLA (2017); ZFT M: zona de fractura de transferencia Malvinas, ZFT C: zona de fractura de transferencia Colorado, ZFT BB: zona de fractura de transferencia Bahía Blanca, ZFT V: zona de fractura de transferencia Ventana, ZFT CL: zona de fractura de transferencia Colorado, ZFT S: zona de fractura de transferencia Salado. Los números indican los 4 segmentos definidos por Hinz et al., (1999) y Franke et al., (2007). Con una línea discontinua se indica el límite aproximado de la Margen Continental Patagónico (MCP) tomado de Cavalloto et al., (2011) En polígonos grises se indica la posición de las cuencas sedimentarias del off-shore argentino según Ramos et al., (1996) .

Si bien la presencia de SDRs fue documentada a lo largo de todo el MCAPV (Hinz et al., 1999; Franke et al., 2007, Schnabel et al., 2011), en el sector patagónico (segmento 1) exhiben un menor desarrollo en relación con los segmentos 2, 3 y 4 (Fig. 3). En este sector los SDRs además presentan un desplazamiento siniestral de ~100 km a través de la zona de fractura de transferencia Colorado con respecto a los SDRs del segmento 2 (Hinz et al., 1999; Franke et al., 2007).

El basamento del MCP a su vez puede ser dividido a partir de sus características magnetométricas en distintos sectores: el Dominio de la Pataforma Patagónica (PPD) que incluye el subdominio de afloramientos y subafloramientos de Pórfidos (ZP) y el subdominio G1 (Max et al., 1999; Guidella et al., COPLA 2017) (Fig. 4). El dominio PPD se caracteriza principalmente por anomalías magnéticas de baja amplitud y gran longitud de onda. Este dominio está limitado hacia el oeste y el este por la línea de costa y el margen pasivo volcánico respectivamente, hacia el norte por la continuidad de la zona de fractura Colorado y se extiende hacia el sur hasta aproximadamente los 47° (Fig. 4). Dentro del dominio PPD fueron además definidos dos subdominios, ZP y G1. El subdominio ZP corresponde al sector de valores de alta amplitud 280 nanoteslas (nT) que se extiende contiguo a la costa formando una faja de 100 km caracterizada por afloramientos y subafloramientos de pórfidos pertenecientes a la provincia magmática Chon Aike (Fig. 4). Hacia el este, el dominio PPD, corresponde al subdominio G1 el cual se caracteriza por amplitudes cercanas a los 200 nT (COPLA 2017).

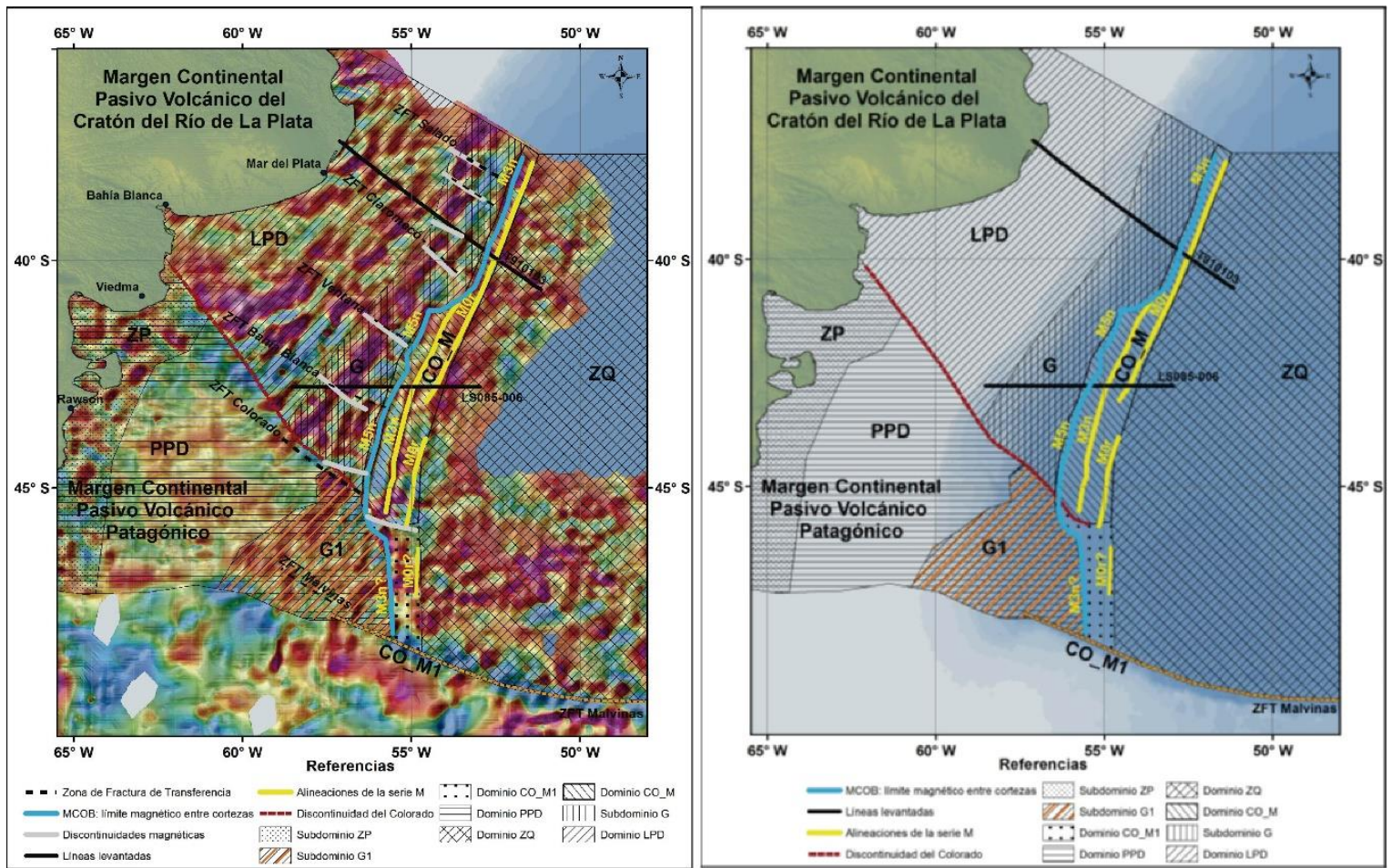


Fig. 4. Mapa de los principales dominios magnetométricos del Margen Continental Argentino Pasivo Volcánico; PPD: dominio de la plataforma patagónica; CO_M1: dominio sobre corteza oceánica donde las alineaciones magnéticas correspondientes a la serie M no están bien definidas; G1: dominios de la anomalía G1; ZP: zona de alta frecuencia cercana a la costa (subdominio de PPD); LPD: dominio del cratón del Río de La Plata; G: subdominio G; CO_M: dominio sobre corteza continental donde están bien definidas las alineaciones M. ZQ: dominio sobre corteza oceánica denominada zona quieta del Cretácico. A la izquierda se muestran los dominios sobre el mapa magnetométrico y la derecha sobre el mapa batimétrico. Tomado de COPLA (2017).

2.2 Características Morfosedimentarias y Oceanográficas

El MCAPV se encuentra influenciado por una de las circulaciones de masas de agua profundas más intensa y dinámica del mundo (Hernández-Molina et al., 2010; Piola y Matano, 2011), la cual está constituida por corrientes tanto de origen boreal (Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW), Corriente de Brasil (BC), Agua Intermedia Antártica recirculada (AAIW-rec)) como austral (Agua Intermedia Antártica (AAIW), Agua Circumpolar

Profunda Superior (UCDW), Agua circumpolar Profunda Inferior (LCDW), y Agua de Fondo Antártica (AABW)) (Fig. 5).

El MCP, en particular, se encuentra influenciado en la actualidad por cuatro masas de agua de origen antártico que fluyen hacia el norte: AAIW (~500-1000 mbnm), UCDW (~1000-2000 mbnm), LCDW (~2000-3500 mbnm) y AABW (>3500 mbnm). El AIW es una masa de agua de baja salinidad relativa (<34,3 PSU) generada en el frente polar (Talley, 1996; Piola y Matano, 2001). La UCDW por su parte también fluye hacia el norte, se origina en el sector antártico y se caracteriza por valores de oxígeno bajos y ser más salobre que el AAIW (Arhan, 2002, Arhan et al, 1999, Tsuchiya *et al.*, 1994). La LCDW también se caracteriza por altos valores de salinidad y ocupa las capas más profundas de la Corriente Circumpolar Antártica (Orsi et al., 1995, 1999). LA AABW, es una masa de agua fría y de baja salinidad (Orsi et al., 1999) que se considera como el producto de la mezcla de agua de hielo de plataforma y agua circumpolar profunda.

Las interfaces entre las distintas masas de agua generan zonas de alta energía y patrones hidrodinámicos turbulentos que están involucrados en la formación de grandes terrazas contorníticas y depósitos de *drift* (Preu et al., 2013, Hernández-Molina et al., 2009 y 2010). La fisiografía general del MCP se compone de 4 terrazas contorníticas (Hernández-Molina et al., 2009); de oeste a este éstas terrazas son: Terraza Nágera (TN; 500-1000 mbnm), Terraza Perito Moreno (TPM; 1000 a 1500 mbnm), Terraza Piedra Buena (TPB; 2000 a 3500 mbnm) y Terraza Valentín Feilberg (TVF; 3500 a 4500 mbnm). La TN y la TPM se encuentran afectadas por las interfaces generadas entre la AAIW y la UCDW y la UCDW y LCDW respectivamente. La acción de las corrientes oceánicas sobre el MCP generó, además

de las terrazas contorníticas, una gran cantidad de rasgos erosivos de menor escala, como surcos, canales y marcas de rastrillaje de témpanos de hielo (López-Martínez *et al.*, 2011). Además, los procesos gravitacionales dieron origen a 7 cañones submarinos que conforman el Sistema de Cañones Patagonia (Bozzano *et al.*, 2017) y atraviesan con dirección O-E la totalidad de la TN y la TPM (Lastras *et al.*, 2011; Muñoz *et al.*, 2012, 2013). La TPB se encuentra a las profundidades de circulación de la LCDW y la interfaz de ésta y la AABW, mientras que la TVF está influenciada por la circulación de la AABW (Fig. 5). Si bien a la fecha no se cuenta con datos batimétricos de alta resolución por debajo de la isobata de 1500 m, los datos de batimetría satelital permiten inferir que el Sistema de Cañones Patagonia se extiende hacia el Este, donde confluye con un canal contornítico a una profundidad aproximada de 3500 mbnm (Hernández-Molina *et al.*, 2009).

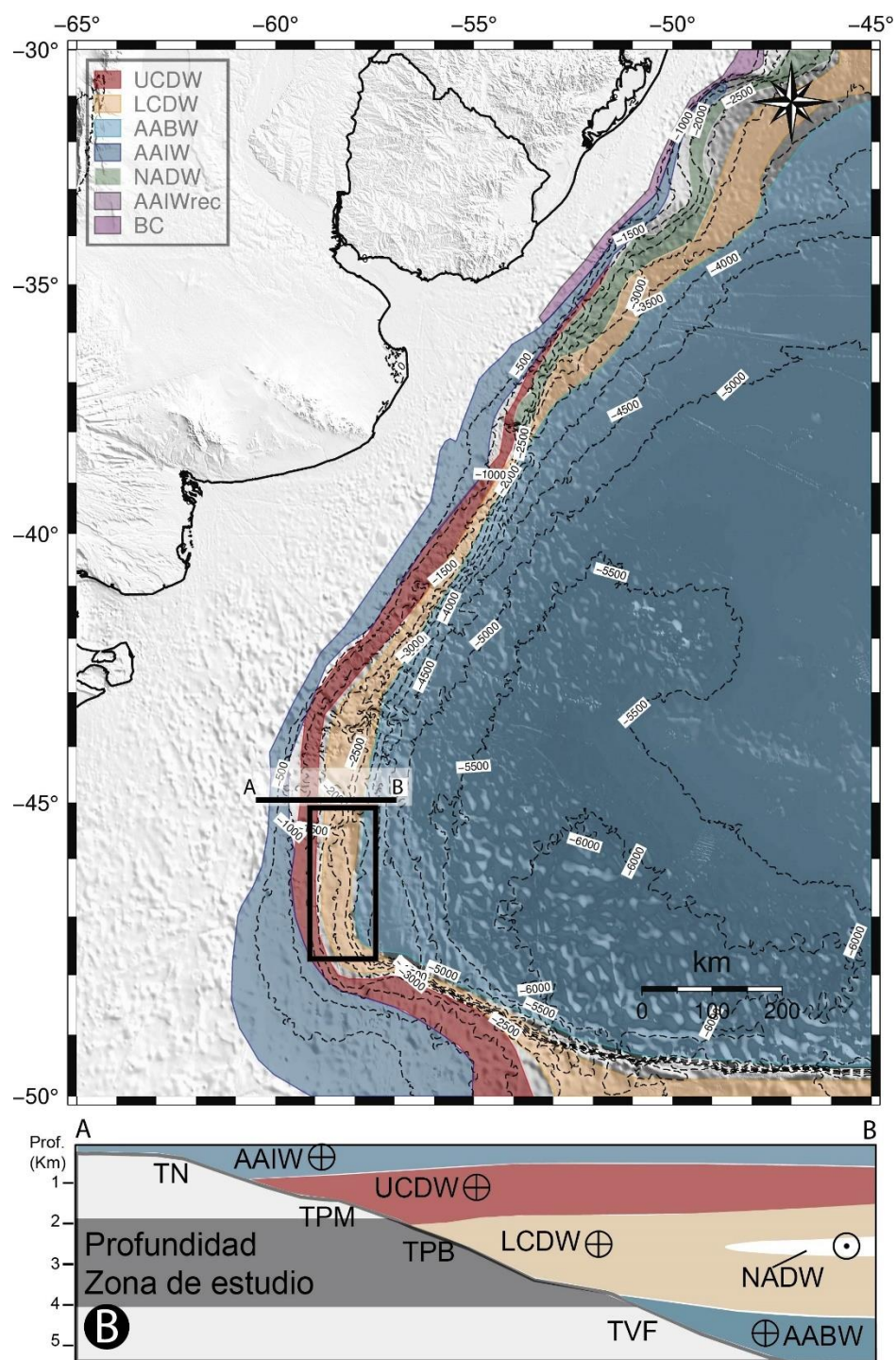


Fig. 5. A. Distribución de masas de agua cercanas al fondo marino; Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW), Corriente de Brasil (BC), Agua Antártica Intermedia recirculada (AIW-rec), Agua Intermedia Antártica (AAIW), Agua Circumpolar Profunda Superior (UCDW), Agua circumpolar Profunda Inferior (LCDW), y Agua de Fondo Antártica (AABW). Localización de las masas de agua tomadas de Preu et al., (2013). También se indican isobatas cada 500 m y la zona de estudio en el recuadro negro. B. Transecta oceanográfica simplificada del Margen Continental Patagónico a la latitud de 45°. Modificado de Hernández-Molina et al., (2010). Se indica además la posición aproximada de las terrazas contorníticas que caracterizan el lecho marino de este sector del talud argentino; Terraza Nágera (TN), Terraza Perito Moreno (TPM), Terraza Piedra Buena (TPB), y Terraza Valentin Feilberg (TVF).

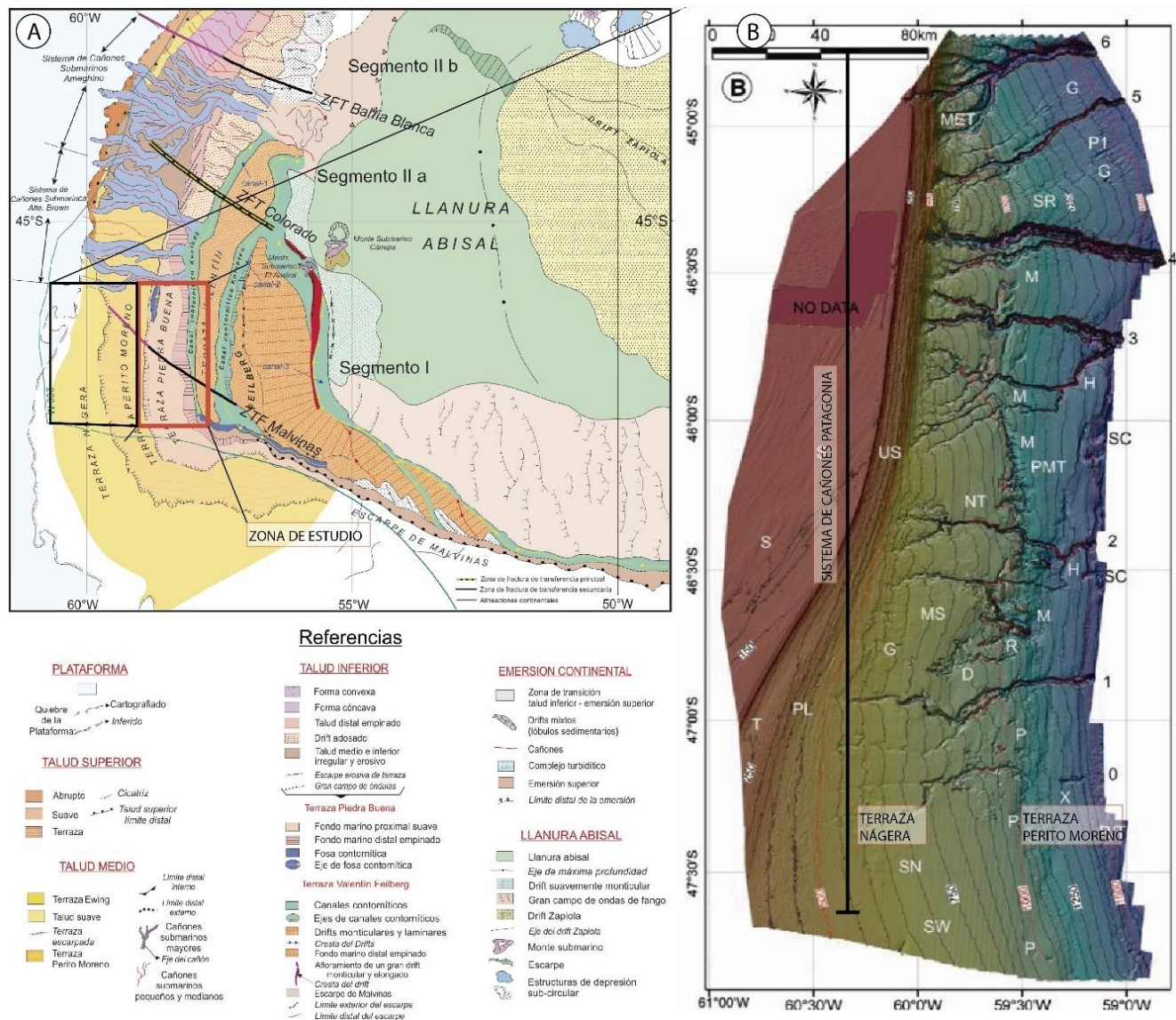


Fig. 6. A. Mapa morfosedimentario de los segmentos 1 y 2 del Margen Continental Argentino Pasivo Volcánico (Tomado de COPLA 2017, a su vez allí adaptado de Hernández-Molina et al., 2010). En el recuadro negro se indica el sector relevado con batimetría de alta resolución por el buque oceanográfico español Miguel Óliver, y en el recuadro rojo se indica la zona de estudio de esta tesis doctoral. B. Detalle de la morfología de las terrazas Nágera y Perito Moreno (tomado de Muñoz et al., 2013).

2.3 Sismoestratigrafía del Margen Continental Patagónico

Como se mencionó en la sección 2.1, el sustrato del MCAPV se caracteriza por SDRs que se desarrollaron durante la apertura del Océano Atlántico (Hinz et al., 1999; Franke et al., 2007). El techo de estos depósitos se encuentra truncado por una prominente superficie erosiva de edad Hauteriviana (AR1), la cual se extiende en todo el MCAPV (Hinz et al., 1999).

El emplazamiento de los SDRs fue seguido por una etapa temprana de depósitos de *drift*, la cual culmina con una superficie erosiva de edad Aptiana (AR2; Hinz et al., 1999, Franke et al., 2007). El techo de la siguiente etapa de sedimentación termina con una superficie erosiva ubicua en el MCAPV, denominada *Pedro Luro equivalent* (Franke et al., 2007) y AR3 (Hinz et al., 1999; Gruetzner et al., 2011, 2012, 2016). De acuerdo con información de pozos ubicados en las cuencas Rawson y Colorado, su edad sería correspondiente al límite Cretácico – Paleógeno (Bushnell et al., 2000; Continanzia et al., 2011).

Tres discordancias regionales asociadas a variaciones de factores climático-oceanográficos de escala global están presentes en el registro sísmico cenozoico. El horizonte reflector AR4 representa una reestructuración de la circulación global asociada a la apertura del pasaje de Drake (Hinz et al., 1999; Violante et al., 2010; Preu et al., 2012, 2013; Gruetzner et al., 2016). El horizonte AR5 (Hinz et al., 1999; Gruetzner et al., 2011, 2012) se vincula a un episodio de mejoramiento climático asociado al Mioceno medio. El horizonte H2 se vincula con la mayor influencia en el hemisferio sur del agua de fondo del Atlántico Norte (Ewing y Lonardi 1971; Violante et al., 2010; Cavallotto et al., 2011; Preu et al., 2012). Información bioestratigráfica proveniente de pozos en la cuenca del Colorado

indican que la edad de este horizonte sería correspondiente al límite Mioceno- Plioceno (Bushnell et al., 2000).

El registro cenozoico del MCP exhibe considerables variaciones en su edificación de oeste a este y puede ser dividido en un sector somero y un sector profundo. El sector somero incluye la plataforma externa, la TN y la TPM. En este sector, el registro cenozoico muestra un espesor máximo de 1 segundo en tiempo de ida y vuelta (TWT) y la acción de corrientes de fondo sólo es evidente a partir del Mioceno Tardío-Plioceno, por encima del horizonte AR5 (Fig. 7; Isola et al., 2017 y 2020). En este sector, la secuencia cenozoica se compone de 3 unidades principales. Desde el Paleoceno al Eoceno-Oligoceno, se caracteriza por una subsidencia principalmente térmica y una sedimentación hemipelágica y gravitacional con poca o nula actividad de corrientes oceánicas (Muñoz et al., 2013; Isola et al., 2017). Desde el Eoceno-Oligoceno al Mioceno Tardío, este sector se caracteriza por la presencia de un ambiente marino somero, con clinoformas que llegan desde la plataforma externa hasta el talud superior y es interpretada como una progradación deltaica asociada a un estadio de nivel de mar bajo. Desde el Mioceno Tardío al Plioceno, caracterizada por las primeras evidencias de acción de corrientes oceánicas, seguido de una superficie erosiva y formación de la TN y la TPM. Desde el Plioceno a la actualidad, se caracteriza por alta actividad de las corrientes oceánicas en el talud superior y medio, intensa interacción entre corrientes oceánicas y el lecho marino y desarrollo de depósitos contorníticos (Isola et al., 2017; Muñoz et al., 2013).

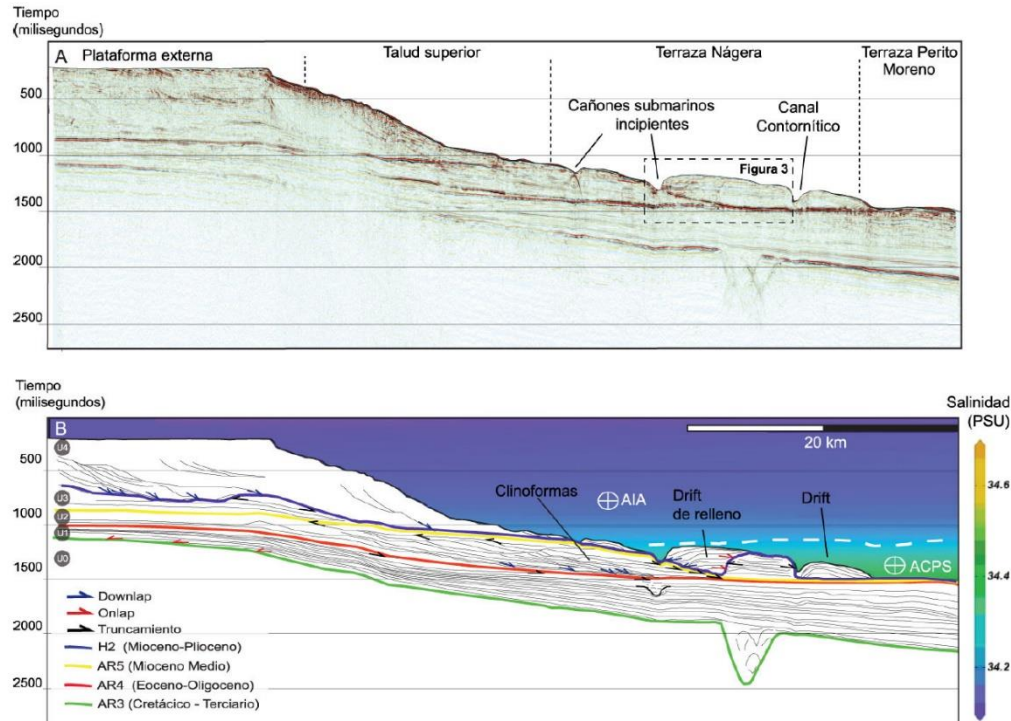


Fig. 7. A. Perfil sísmico multicanal que atraviesa la plataforma externa, talud superior, terraza Nágera y Terraza Perito Moreno del Margen Continental Patagónico correspondiente a la latitud de aproximadamente -45° . B. Sección sísmica integrada con el perfil de salinidad compilado de World Ocean Data View (Schlitzer, 2010). Se indican las principales discordancias (líneas de colores), configuración interna de cada unidad (líneas negras delgadas) y el límite (línea discontinua blanca) entre la masa de Agua Intermedia Antártica (AAIW) y el Agua Circumpolar Profunda Superior (UCDW). Tomado de Isola et al. (2017).

En el talud inferior, por otro lado, la columna sedimentaria cenozoica alcanza un espesor de casi 5 km (Fig. 8) y se compone mayormente de *drift* contorníticos asociados a la paleocirculación de masas de agua originadas luego de la apertura del pasaje de Drake (Hernández-Molina et al., 2008; Gruetzner et al., 2011) (Fig. 8).

El primer registro de *drift* contorníticos en este sector del MCP está dado por la unidad sísmica inferior (UI; Hernández-Molina et al., 2010; COPLA, 2017), la cual es interpretada como un *drift* adosado ubicado en la posición actual de la TPB. Esta unidad habría sido depositada entre el límite Eoceno-Oligoceno (representado por el horizonte AR4) y el Mioceno Medio (representado por el horizonte AR5) (Hernández-Molina et al.,

2010; COPLA 2017). Durante este mismo período también comienza la edificación de un *drift* contornítico gigante ubicado al pie de talud (Hernández-Molina et al., 2010). Por encima de esta secuencia se deposita una unidad de espesor uniforme a lo largo de todo el talud medio-inferior patagónico con una edad que va del Mioceno Medio al Mioceno Tardío. Esta unidad fue denominada unidad sísmica intermedia (UIT; Hernández-Molina et al., 2010; COPLA 2017). Luego de este evento, comienza la depositación de un nuevo ciclo de *drift* contorníticos, representado por la unidad sísmica superior (US; Hernández-Molina et al., 2010; COPLA, 2017) dentro de la cual fueron identificados 3 pulsos, denominados a, b y c.

El pulso c, depositado durante el Mioceno Tardío y el Plioceno Inferior se reconoce en todo el talud inferior, aunque su mayor desarrollo se observa por debajo de la TVF (Fig. 8). Durante la depositación de los pulsos b, y a, ocurridos en el Plioceno inferior y el Cuaternario respectivamente, el depocentro sedimentario se trasladó por completo a la posición actual de la TVF, donde forma cuerpos contorníticos de casi 1 km de espesor (Fig. 8).

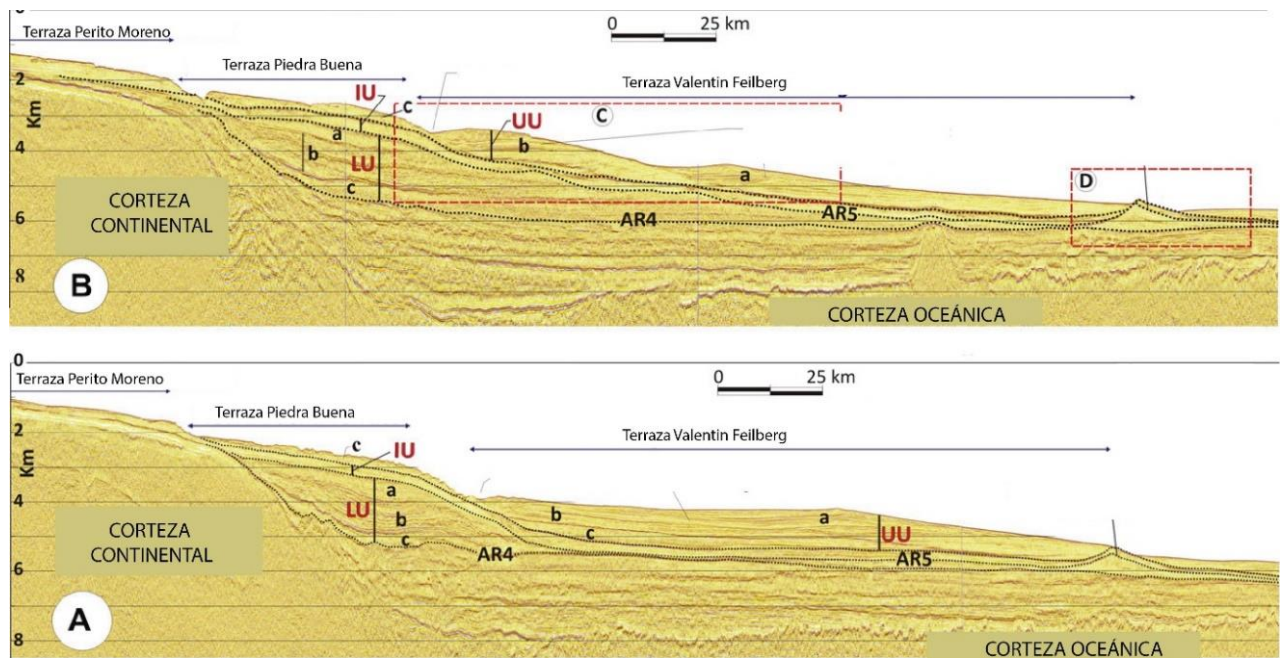


Fig. 8. Perfiles sísmicos multicanal mostrando las principales unidades sísmicas cenozoicas de la Terraza Piedra Buena, Terraza Valentin Feilberg y la planicie abisal. Los perfiles corresponden aproximadamente a las latitudes de -45° (A) y -46° (B). Modificado de Hernández-Molina et al. (2010).

Area de estudio		MCAPV	Rawson Basin	Terrazas Piedra Buena y Valentin Feilberg	Terrazas Piedra Buena y Valentin Feilberg	Terrazas Piedra Buena y Valentin Feilberg	Terrazas Nágera y Perito Moreno	Terrazas Nágera y Perito Moreno
Autor		Hinz et al. (1999)	Cotinanzia et al. (2010)	COPLA (2017)	Gruetzner et al. (2011)	Hernández-Molina et al. (2009)	Muñoz et al. (2013)	Isola et al. (2017 y 2018)
CENOZOICO	Qt.							
	Neogeno							
	Pli.							
	Mioceno							
CENOZOICO	Olig.							
	Eoceno							
	Paleoc.							
	Paleogeno							
MEZOSOICO	Superior							
	Cretácico							
	Superior							
		AR 5	Terciario 3	Unidad Superior	AR7	Upper Unit	Unit 5	U5
				a		a		b
				b		b		
				c		c		
		AR 5	Terciario 2	Unidad Intermedia	AR6	Middle Unit	Unit 4	H2
				AR5	AR5	AR5	Unit 3	AR5
		AR 4	Terciario 1	Unidad inferior		Lower Unit	Unit 2	U2
				AR4	AR4	AR4		AR4
		AR 3	HIATUS				Unit 1	U1
					AR3			AR3
			Sag (?)					U0
			Sin Rift 3					

Fig. 9. Resumen de los distintos esquemas sismoestratigráficos del Mesozoico Superior y Cenozoico propuestos para el Margen Continental Argentino Pasivo Volcánico. Modificado de Isola et al. (2020).

CAPITULO 3 MÉTODOS Y MATERIALES

3.1 Técnicas Aplicadas

La mayor parte de los resultados e interpretaciones realizadas en esta Tesis Doctoral se basan en datos de batimetría multihaz, mosaicos de reflectividad del lecho marino, SBPs y perfiles sísmicos multicanal de mediana resolución y gran penetración. Si bien existen diferencias considerables en el funcionamiento de estos métodos, todos comparten un mismo principio básico: la emisión y recepción de ondas presión (*i.e.* onda acústica u onda sísmica). En el primer apartado de esta sección (3.1.1) se describirá el marco teórico general del funcionamiento de estas técnicas y se detallarán las características específicas de cada uno de los métodos utilizados.

Con el fin de respaldar parte de las interpretaciones realizadas a partir de los datos acústicos, este trabajo cuenta además con el análisis de 3 testigos sedimentarios. En el segundo apartado de esta sección (3.1.2) se introducirán las características principales del muestreador utilizado para la obtención de las muestras de sedimento, el saca testigos por gravedad o *gravity-corer*.

3.1.1 Métodos sismo-acústicos

3.1.1.1 Sonares

La operación de un sonar se basa en la emisión de una onda de presión a partir de un componente llamado transductor y el posterior registro de esa onda, luego de que la misma se refleje, refracte y disperse en el lecho marino y las interfaces subsuperficiales, a través de otro componente llamado receptor.

Los transductores y receptores modernos están compuestos por cerámicas piezoeléctricas. La piezoelectricidad es un fenómeno presente en ciertos materiales que al ser sometidos a alguna tensión mecánica (e.g. una onda acústica), desarrollan cargas eléctricas en su superficie. De igual manera, la circulación de electricidad sobre estos materiales produce sobre ellos una deformación elástica. La emisión de una onda acústica a partir de una cerámica piezoeléctrica se produce luego de la inyección de una corriente eléctrica sobre la cerámica, provocando en ésta una deformación elástica proporcional a la intensidad de la corriente utilizada; como el material se encuentra sumergido la variación de volumen asociada al ciclo de deformación y contracción se transmite al agua donde la perturbación se propaga en forma de onda de presión (u onda acústica) con una amplitud proporcional a la intensidad de la corriente administrada. Los receptores por su parte experimentan el fenómeno inverso; al recibir una onda de presión experimentan una sutil variación de volumen generando como consecuencia una pequeña descarga eléctrica proporcional a la magnitud de deformación, que es a su vez proporcional a la amplitud de la onda recibida. La recepción de ese pulso eléctrico por la estación registradora es computada como el arribo de la onda.

El tiempo de arribo registrado por el receptor corresponde al tiempo que le tomó a la onda llegar al lecho marino y retornar a la embarcación. Este tiempo se denomina TWT por sus siglas en inglés *Two Way Travel Time*. Si se conoce la velocidad a la cual la onda viaja por el/los medios que atraviesa, el TWT puede convertirse en profundidad (ecuación 1).

$$Profundidad = \frac{V \times TWT}{2} \quad (1)$$

Los fenómenos de reflexión y refracción que experimentan las ondas sísmicas conforme viajan a través de los distintos medios están regidos por la Ley de Snell. Esta ley postula que cuando la propagación de un frente de ondas se encuentra con una interfaz entre dos medios con distintas propiedades acústicas, una parte de su energía es reflejada con un ángulo igual al de incidencia (ángulos medidos con respecto a la normal a la superficie; Fig. 10), mientras que la parte restante de la energía se refracta al nuevo medio con un ángulo que en la mayoría de los casos difiere del ángulo de incidencia, y está determinado por la relación entre y velocidades de propagación de la onda en los distintos medios (Fig. 10).

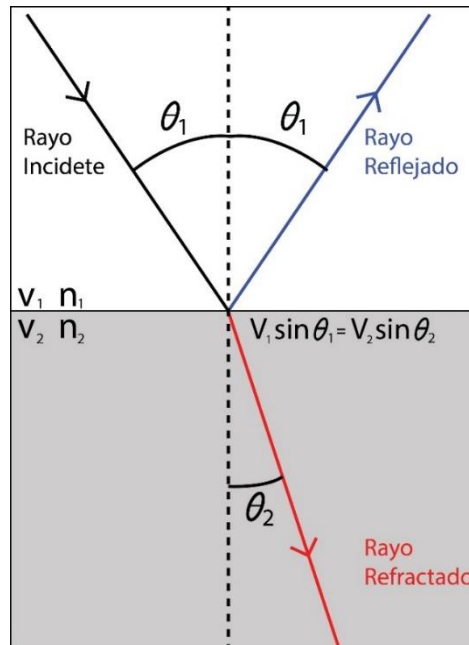


Fig. 10. Esquema representando la trayectoria de un haz según lo postulado por la ley de Snell.

Para la conversión de tiempos arribo TWT en profundidad es determinante conocer de manera precisa las velocidades a las que la onda se propaga a lo largo de la columna de

agua. La velocidad de una onda de sonido en un medio se calcula como la raíz cuadrada de la relación entre el módulo de compresibilidad (K) y la densidad (ecuación 2(2)).

$$v = \sqrt{\frac{K}{\rho}} \quad (2)$$

El módulo de compresibilidad (K) es un indicador de que tan compresible es un material y se calcula a partir de los cambios de volumen que un cierto material experimenta tras la aplicación de una determinada presión. Esta propiedad, al igual que la densidad, varía significativamente a lo largo de la columna de agua, por lo que para una correcta conversión de tiempos TWT a profundidades es necesario conocer la velocidad a varias profundidades en la columna de agua. Tener un perfil de velocidades preciso es de particular importancia para el caso de la batimetría multihaz, ya que los haces viajan a través de la columna de agua en forma oblicua y por lo tanto experimentan cambios en su trayectoria debido a la refracción generada al atravesar las capas de agua con distinta densidad. Si estos cambios en la trayectoria no son considerados al momento de convertir el TWT registrado por el receptor, la conversión a profundidad será imprecisa.

Para realizar perfiles de velocidad del sonido en el agua con una suficientemente cantidad de muestreos a lo largo de la columna de agua, se utiliza un equipamiento llamado perfilador de velocidad del sonido. Estos instrumentos son configurados para recolectar mediciones de la velocidad del sonido con una determinada equidistancia entre las sucesivas mediciones, obteniendo de esa forma un perfil de velocidades con datos desde la superficie del mar hasta el lecho marino.

3.1.1.2 Causa de las reflexiones y dispersión de ondas sísmicas: Impedancia acústica

La reflexión de una onda acústica en una interfaz de dos medios se produce debido a un contraste en sus impedancias acústicas. La impedancia acústica (I) se define como el producto de la velocidad de la onda acústica en ese medio y su densidad (ecuación 3).

$$I = v \times \rho \quad (3)$$

La magnitud del contraste de impedancias acústicas entre dos medios determina cuanta energía de la onda es reflejada y cuanta es transmitida. La magnitud de energía reflejada queda definida por el coeficiente de reflectividad (μ_0 ; ecuación 4).

$$\mu_0 = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1} \quad (4)$$

Mientras mayor sea la diferencia de impedancias mayor será el coeficiente de reflectividad y mayor la cantidad de energía reflejada. Si la onda viaja de un medio de menor impedancia a uno de mayor impedancia el coeficiente de reflectividad será positivo, mientras que si se pasa de un medio de mayor I a uno de menor I el coeficiente de reflectividad será negativo.

Además del tiempo de arribo, algunos receptores también son capaces de registrar la amplitud de retorno de la onda. En el intervalo de tiempo transcurrido entre la emisión y recepción de la onda, la amplitud queda sujeta a una serie de procesos que disminuyen su magnitud. Esta disminución de energía es la diferencia de amplitud entre la onda emitida y la onda recibida luego de reflejarse (RT; ecuación 5). Estos procesos pueden ser resumidos

en una expresión genérica básica (Lurton, 2010), que sirve para todo tipo de sonares (ecuación 5).

$$RT = SL - 2TL - NL + DI + PG + TS \quad (5)$$

La cantidad de energía presente al momento de la emisión de la onda medida a 1 m del transductor está representada en la ecuación por el término SL. El término TL hace referencia a la cantidad de energía que la onda pierde por expansión geométrica y por conversión de energía mecánica en calor. Esta pérdida de energía está multiplicada por dos, dado que la energía es perdida en el camino de ida y de vuelta. El término NL indica el ruido externo del ambiente y el ruido interno asociado al sonar. La propagación de la onda emitida por los sonares no corresponde a un frente esférico perfecto, sino que el haz se encuentra direccionado; el valor del término DI depende de la forma del haz, y corresponde a la relación entre la intensidad direccional y la no-direccional. El término PG representa la amplificación generada en el receptor. Por último, el término TS hace referencia a la relación entre energía reflejada y transmitida y depende del contraste de impedancias acústicas de los medios en cuya interfaz se refleja. Este último parámetro es el que aporta la mayor información con respecto a la composición del lecho marino, y es proporcional a la reflectividad de este.

3.1.1.3 Ángulo de apertura

A diferencia de las fuentes utilizadas en la adquisición de sísmica de reflexión, donde el frente de ondas no tiene ninguna restricción y se propaga de forma esférica, en los sistemas de sonares el haz se propaga en forma de cono, similar al que emite una linterna.

Este tipo de propagación es causada por fenómenos de interferencias constructivas y destructivas generados de manera deliberada durante la emisión, con el objetivo de que la onda se propague en una dirección específica como un haz estrecho. El ángulo del vértice del cono emitido es conocido como ángulo de apertura. La dimensión del ángulo de apertura es inversamente proporcional a la frecuencia de la onda generada y a las dimensiones de los transductores. Es decir, mientras más grande los transductores y mayor la frecuencia de la onda generada, más chico el ángulo de apertura.

El área del lecho marino afectada por un frente de propagación con forma de cono se conoce como huella acústica (Fig. 11). Para un frente de ondas que se propaga en forma de cono, el diámetro de la huella acústica (D_H) puede ser calculado con la ecuación 6:

$$D_H = 2H \times \tan \frac{\alpha}{2} \quad (6)$$

Donde H representa la profundidad debajo del transductor, y α el ángulo de apertura del haz. El diámetro de la huella acústica es uno de los factores determinantes en la resolución de los métodos acústicos.

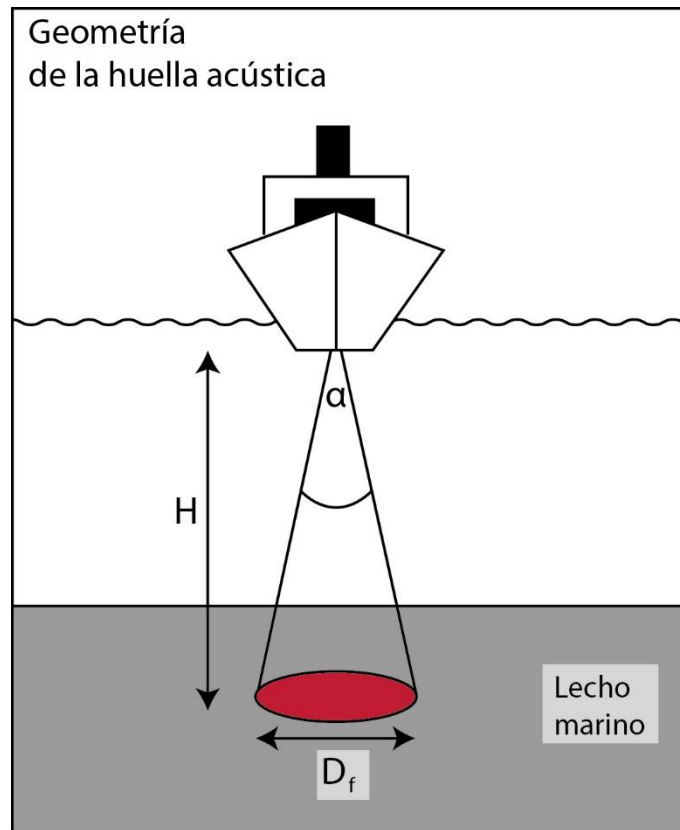


Fig. 11. Ilustración esquemática de la huella acústica generada por un haz emitido ortogonalmente al lecho marino. El círculo rojo representa el área del lecho marino afectada por el haz, H corresponde a la profundidad del lecho marino, α al ángulo de apertura y D_f al diámetro de la huella acústica.

3.1.1.4 Resolución métodos sismo-acústicos

El término resolución en métodos sismo-acústicos hace referencia a la distancia mínima a la cual dos objetos deben estar separados para poder ser registrados como entidades distintas.

La resolución horizontal de los métodos acústicos está definida principalmente por: la profundidad, la densidad de muestreo, la huella acústica, y el modo de detección del retorno. Mientras mayor sea la profundidad menor sea resolución de cualquier método sismo-acústico. La densidad de muestreo está determinada a su vez por la frecuencia de disparo de la sonda y la velocidad del barco. Mientras más velozmente se desplace la embarcación, y más tiempo exista entre un disparo y el siguiente, mayor distancia habrá

entre un sondeo y el subsiguiente, disminuyendo de esa manera la capacidad del sonar de resolver objetos en el fondo marino.

Además de la densidad de muestro, la huella acústica de la onda es otro factor determinante en la resolución final de un relevamiento. La huella acústica, como se mencionó arriba, depende principalmente del ángulo de apertura del cono de haz generado en el transductor, y sus dimensiones dependen del tamaño del arreglo de transductores y la frecuencia utilizada. Mientras más chico sea el ángulo de apertura mayor será la resolución de cada sondeo. Esto quiere decir que, al aumentar la densidad de muestreo disminuyendo la velocidad del buque, y aumentar la frecuencia de disparos, la resolución no podrá ser disminuida por debajo del tamaño de la huella acústica.

Para el caso de los métodos sísmicos, donde el frente de ondas se propaga con geometría esférica, la resolución horizontal está definida por la zona de Fresnel y no por la huella acústica (Fig. 12; ecuación 7). De acuerdo con el principio de Huygens, cada parte de un frente ondas funcionará como fuente de una nueva onda en una reflexión, y esa nueva onda comenzará con la misma fase que la onda original. La zona de Fresnel describe el área donde la interferencia de estas nuevas ondas generadas en la reflexión es constructiva. La interferencia constructiva es generada cuando el desfase entre las ondas es menor que $\frac{1}{4}$ de la longitud de onda. Esa relación permite calcular la zona de Fresnel con el teorema de Pitágoras (Fig. 12; ecuación 7). Fuera de la zona de Fresnel, la alternancia de interferencias constructivas y destructivas imposibilita la proliferación de una reflexión consistente. En síntesis, la onda sísmica reflejada se compone de las reflexiones constructivas generadas en la zona de Fresnel. Por lo que cualquier objeto cuyo tamaño sea menor que la zona de

Fresnel no podrá ser resuelto como una reflexión individual, sino que las reflexiones que se generen sobre él quedarán enmascaradas por el resto de las reflexiones producidas dentro de la zona de Fresnel que interfieren de forma constructiva.

$$R_f \approx \sqrt{\frac{H\lambda}{2}} \quad (7)$$

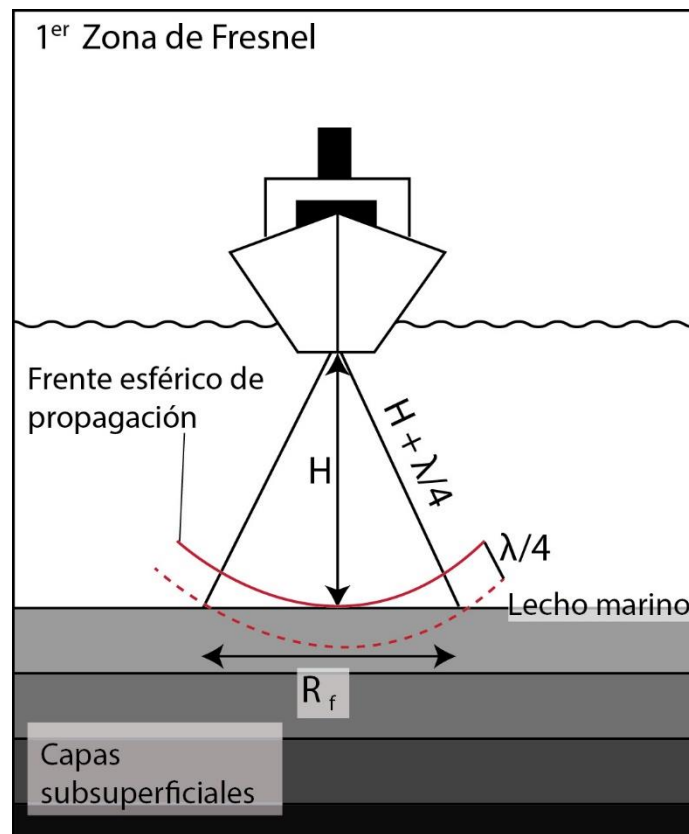


Fig. 12. Ilustración esquemática detallando los principales controles en el diámetro de la primera zona de Fresnel. H corresponde a la profundidad del lecho marino, $\lambda/4$ corresponde a $1/4$ de la longitud de onda emitida, y R_f indica el diámetro de la zona de Fresnel.

La resolución vertical de los métodos sismo-acústicos está principalmente determinada por dos factores: la duración de emisión del pulso y la frecuencia/longitud de onda empleada durante el relevamiento. Dos superficies deben estar separadas en la vertical por al menos la mitad del tiempo de duración del pulso para poder ser reconocidas por el sistema acústico empleado. La duración del pulso está determinada por la resonancia

interna del transductor, y disminuye conforme aumenta la frecuencia. La duración del pulso debe ser mayor que $\frac{1}{2}$ del período de la onda utilizada.

La resolución vertical también está limitada por la longitud de onda del pulso acústico generado y corresponde a aproximadamente un cuarto de la longitud de onda (8).

$$R_V \cong \frac{\lambda}{4} \quad (8)$$

Esto quiere decir que dos capas en el subsuelo deben estar separadas por al menos $\frac{1}{4}$ de la longitud de onda empleada para poder ser diferenciadas en el registro.

Tanto la resolución horizontal como la vertical aumentan con la frecuencia. Sin embargo, las alta frecuencias pierden la energía más rápidamente que las frecuencias bajas. Por este motivo, para el estudio de las grandes profundidades se vuelve indispensable el uso de frecuencias relativamente bajas (<30KHz), aunque esto sea en detrimento de la resolución.

3.1.1.5 Batimetría multihaz

Las ecosondas batimétricas multihaz funcionan con el principio básico de los sonares detallado en los apartados anteriores. Estos sistemas poseen además la particularidad de emitir varios haces simultáneamente en forma de abanico, y no sólo un haz como lo hacen las ecosondas monohaz convencionales. Esta capacidad le permite al sistema registrar múltiples sondeos en forma simultánea, obteniendo información de una faja del lecho marino, y no sólo una línea como lo hacen los sonares monohaz (Fig. 13). El ángulo de apertura de cada haz individual en general varía entre 1° - 2° . El ancho de la faja, o barrido,

depende del ángulo del abanico formado, el cual suele rondar los 150° y proporciona un barrido del lecho marino de varias veces la profundidad de agua (Fig. 13).

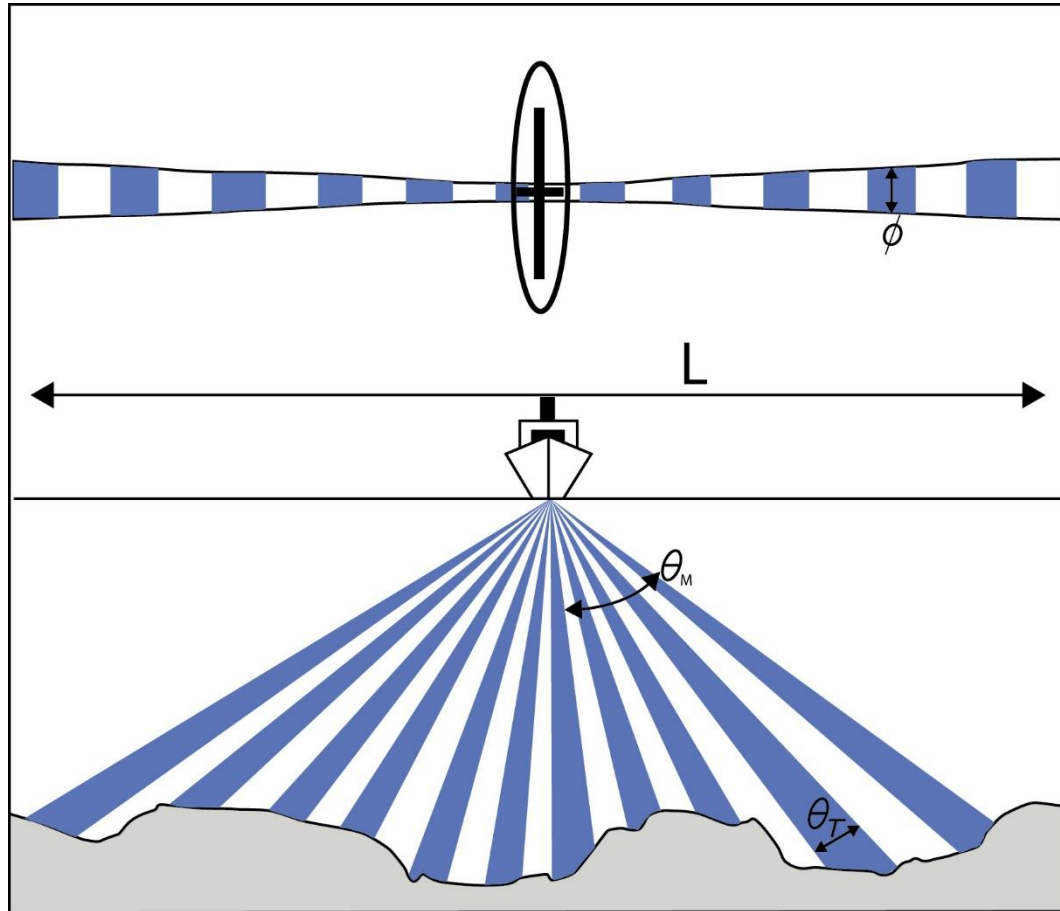


Fig. 13: Arreglo de haces emitidos durante la adquisición de batimetría multihaz. L representa el ancho de barrido, ϑ representa la apertura en dirección de movimiento de la embarcación, ϑ_T indica el ángulo de apertura en dirección ortogonal al movimiento del barco y ϑ_M representa el ángulo de apertura del abanico de haces. Modificado de Lurton (2010).

Para relevamientos de cuerpos de agua someros ($<200\text{m}$) las ecosondas multihaz típicamente operan con frecuencias del orden de cientos de KHz, lo que les permite alcanzar una resolución centimétrica. Para el estudio de taludes continentales y planicies abisales se utilizan frecuencias más bajas debido a la rápida atenuación de las energías de las ondas de alta frecuencia; en general el rango de frecuencias utilizados ronda entre los 30 KHz y los 100 KHz. Los sonares multihaz de mayor alcance tienen una frecuencia 12 KHz, y son

denominadas *full ocean* debido a que puede generar mapas batimétricos a cualquier profundidad de los océanos.

Al recibir la reflexión de la señal, el sonar calcula el tiempo transcurrido entre la emisión y la recepción de cada haz. A partir del tiempo registrado, la velocidad del sonido en el agua, y el ángulo de incidencia, la profundidad del lecho marino (z) a una cierta distancia del sistema de referencia del barco (y) puede ser calculada a partir de las siguientes formulas (Fig. 14; ecuaciones 9 y 10):

$$y = R \cdot \sin(\theta) = \frac{ct}{2} \sin(\theta) \quad (9)$$

$$z = R \cdot \cos(\theta) = \frac{ct}{2} \cos(\theta) \quad (10)$$

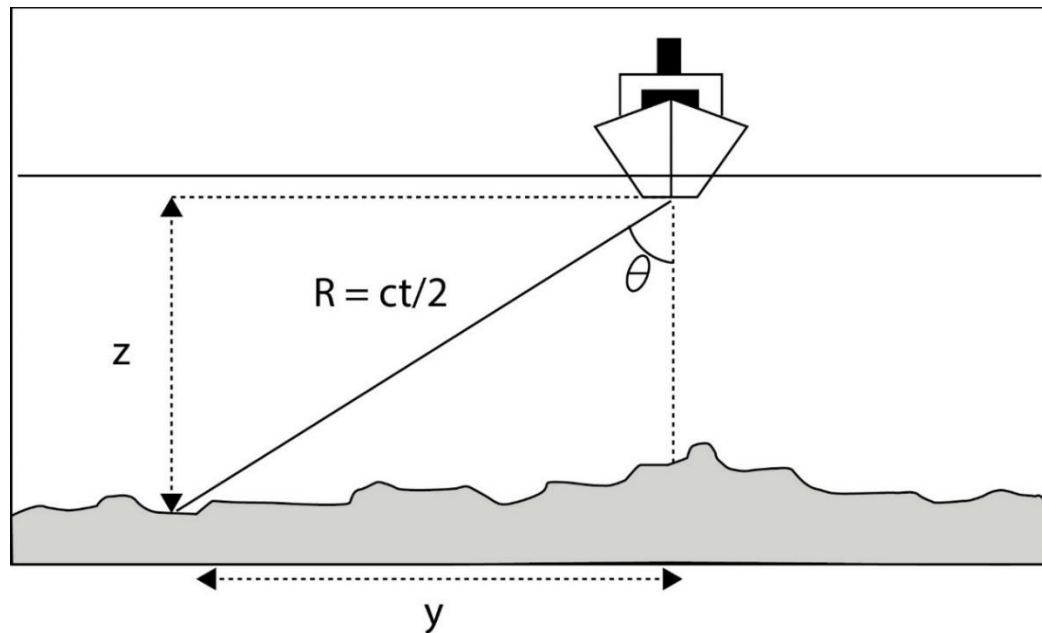


Fig. 14. Esquema simplificado sobre el cálculo de profundidad y posición de reflexión de un sondaje puntual. Modificado de Lurton (2010).

Las fórmulas mencionadas anteriormente son expresiones simplificadas ya que asumen una velocidad del sonido en el agua constante y, como se mencionó previamente,

la velocidad del sonido comúnmente varía a lo largo de la columna de agua. Debido a estas variaciones la trayectoria del haz no es recta y el cálculo preciso de la posición y profundidad a la que se produjo el sondeo requiere expresiones algebraicas mucho más complejas (Lurton 2010). Los sistemas de adquisición utilizan mediciones de velocidad de sonido en columna de agua para asignarle un valor de profundidad y posición en referencia al barco precisos para cada sondeo.

Para la elaboración de mapas batimétricos la determinación precisa de la posición geográfica de cada sondeo es también de crítica importancia. Los sistemas de adquisición multihaz se valen para la geolocalización de los sondeos de sistemas de posicionamiento Sistema de Posicionamiento Global (GPS) o Sistema de posición Global Diferencial (DGPS). De esta manera, a partir de una precisa geolocalización, los sistemas de adquisición de datos batimétricos multihaz pueden transformar la posición de los sondeos de coordenadas locales a coordenadas globales.

Como se mencionó en la sección 3.1.4, uno de los factores determinantes en la resolución horizontal de los sonares es el diámetro de la huella acústica; el mismo depende en principal medida del ángulo de apertura del haz emitido. En el caso de los sonares multihaz este ángulo rara vez excede los 2° , por lo que su capacidad de resolver objetos en el lecho marino es considerablemente mejor que la de los sonares monohaz, los cuales suelen tener ángulos de apertura que van de 5° a 25° . El diámetro de la huella acústica también está influenciado por el ángulo en el que es emitido el haz; mientras mayor sea el ángulo, mayor será el diámetro de la huella acústica. Por este motivo la resolución de los sonares multihaz es menor conforme los haces se alejan del centro, y es máxima en el nadir.

En las ecosondas multihaz modernas el arreglo de transductores de recepción se instala de manera ortogonal con respecto al arreglo de transductores de emisión; esta configuración se conoce como *Mills T* (Fig. 15) (Jakobsson et al., 2016). En esta configuración el haz emitido se hace ancho en la dirección de la manga del barco y estrecho en la dirección paralela a la eslora. El arreglo de recepción, por su parte, está diseñado para generar haces de recepción lo más estrechos posible en la dirección de la manga de la embarcación. Este diseño logra una huella acústica que resulta de la intersección de los dos arreglos y su forma queda definida por los dos ángulos de apertura mínimo de los arreglos de transductores de emisión (haz estrecho en la dirección de la manga) y recepción (haz estrecho en la dirección de la eslora). Cada una de las huellas acústicas resultantes del arreglo *Mills T* representa un sondeo individual del lecho marino (Fig. 15).

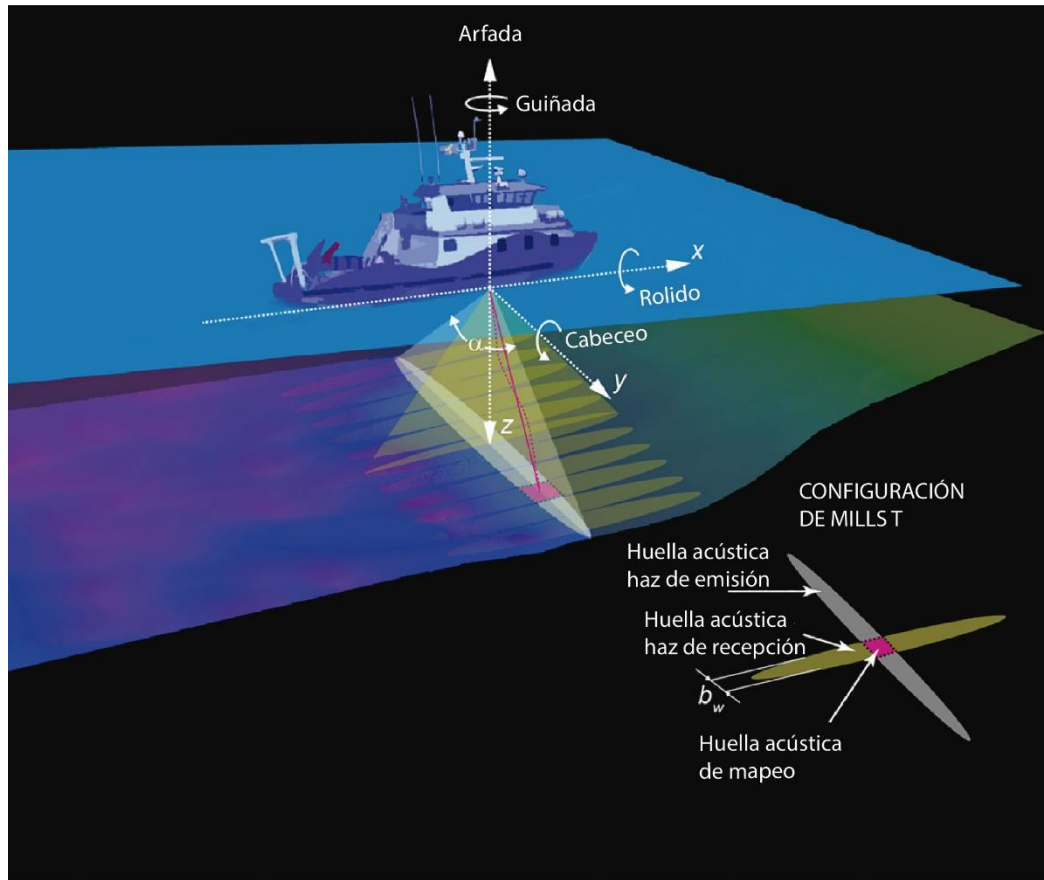


Fig. 15. Ilustración esquemática de un sistema batimétrico multihaz con un diseño de transductores del tipo Mills T. También se indican los movimientos causados por el oleaje que deben ser tenidos en cuenta para la correcta adquisición de datos batimétricos multihaz. Modificado de Jakobsson et al., (2016).

3.1.1.6 Dispersión y retrodispersión de ondas acústicas

Además del tiempo de arribo, las ecosondas batimétricas multihaz también son capaces de registrar la energía o amplitud del pulso recibido. Este valor, de manera similar a los sonares de barrido lateral, aporta valiosa información sobre la composición del lecho marino.

Dado que la mayor parte de los haces emitidos por las ecosondas multihaz (exceptuando los haces centrales) se proyectan en dirección oblicua, la reflexión directa no llega a ser detectada por los transductores ya que esta se refleja en dirección opuesta a la

embarcación. Por ese motivo las ecosondas multihaz están diseñadas para registrar la energía de la onda que es retrodispersada (Fig. 16).

La energía retrodispersada no sólo depende de propiedades de la onda emitida (frecuencia y ángulo de emisión), sino también de las propiedades físicas del lecho marino donde la onda se refleja (Blondel, 2010). Entre los principales factores del lecho marino que influyen en la cantidad de energía retrodispersada se encuentran: la pendiente general de la superficie donde se produce el contacto con el lecho marino, la microrugosidad y propiedades intrínsecas del lecho marino (Fig. 17).

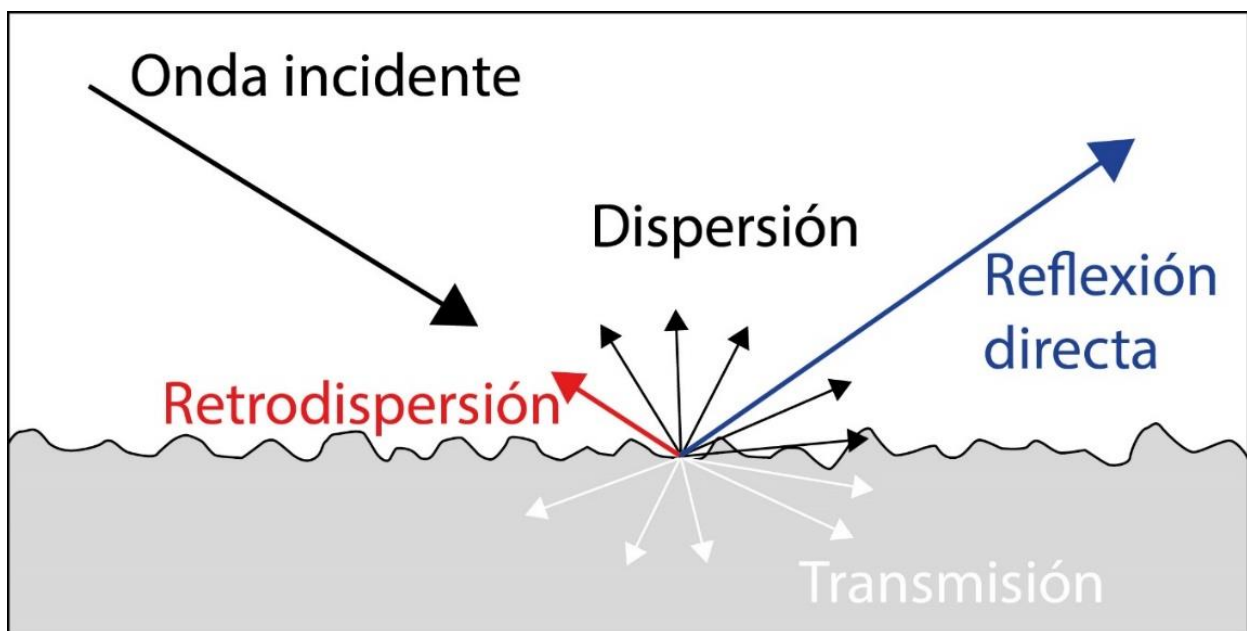


Fig. 16. Procesos acústicos producidos al momento de la reflexión de la onda con el lecho marino. La mayor parte de la energía se refleja con ángulo igual al de incidencia, de acuerdo con lo postulado por la ley de Snell. Otra parte de la energía es transmitida y la parte restante es dispersada en todas las direcciones. La parte de la energía que se dispersa en sentido opuesto al haz incidente se conoce como retrodispersión y va a ser recibida por el sonar.

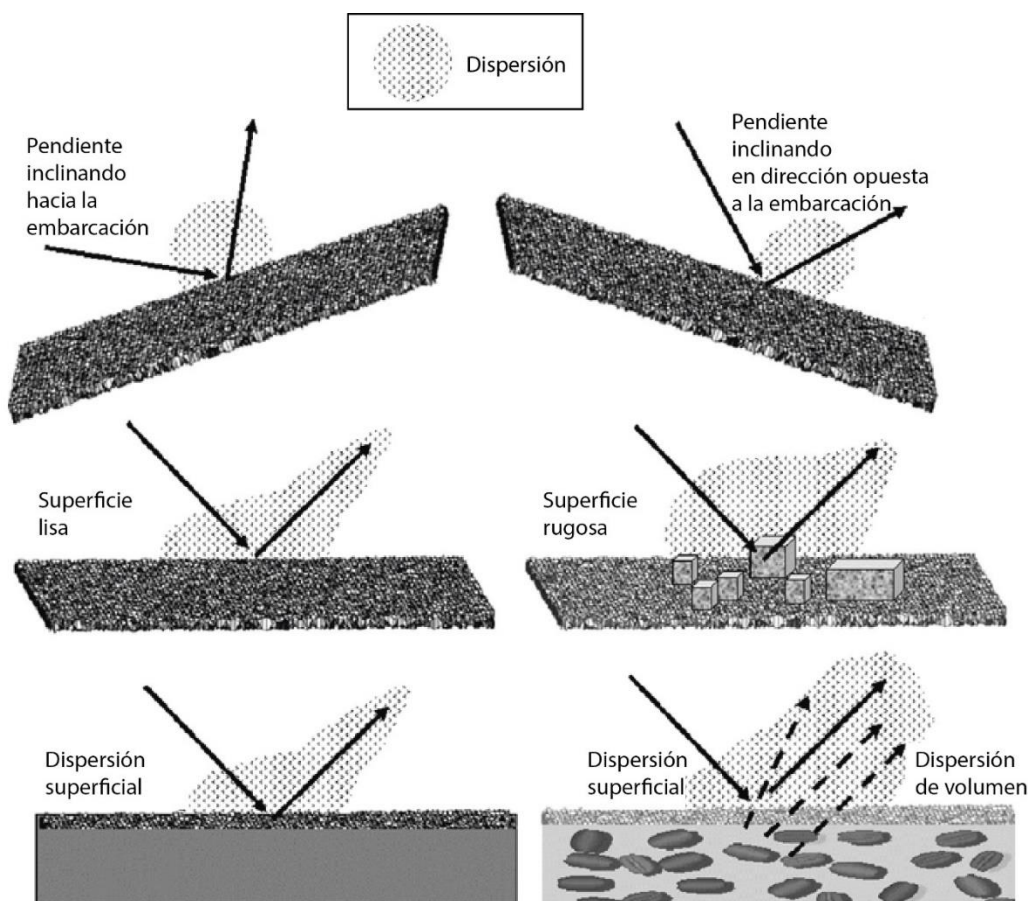


Fig. 17. Principales factores del lecho marino que controlan la cantidad de energía retrodispersada. De arriba abajo: geometría local de la huella acústica, rugosidad del lecho marino de escala comparable a la longitud de onda, propiedades intrínsecas del lecho (e.g. rocas vs sedimentos). Tomado de Blondel (2010).

Las fuentes de retrodispersión pueden tener dos orígenes: dispersión superficial, y dispersión de volumen (Ivankin, 1998). La retrodispersión superficial es el resultado de la microrugosidad del lecho marino. El término microrugosidad hace referencia a aquellas heterogeneidades del lecho marino con dimensiones similares a la longitud onda del método empleado. El efecto que esta microrugosidad tiene en la dispersión depende a su vez de la frecuencia, el ángulo de incidencia, y características propias del lecho marino.

La retodispersión por volumen depende de heterogeneidades en los sedimentos de las primeras decenas de cm del subsuelo (Fig. 17). Este efecto es común con ángulos de

incidencia bajos, y también con bajas frecuencias, ya que éstas logran una mayor penetración (Lurton, 2010).

En líneas generales, mientras mayor sean la microrugosidad y el contraste de impedancias acústicas entre el agua y el sedimento/roca presente en el lecho marino, menor energía se transmitirá por debajo del lecho marino y por ende mayor energía se reflejará y dispersará (Masetti et al., 2011). Tanto la microrugosidad como la impedancia acústica aumentan con el tamaño de grano y el grado de consolidación del material, siendo muy alta en rocas y menor en sedimentos blandos de grano fino (Fig. 18).

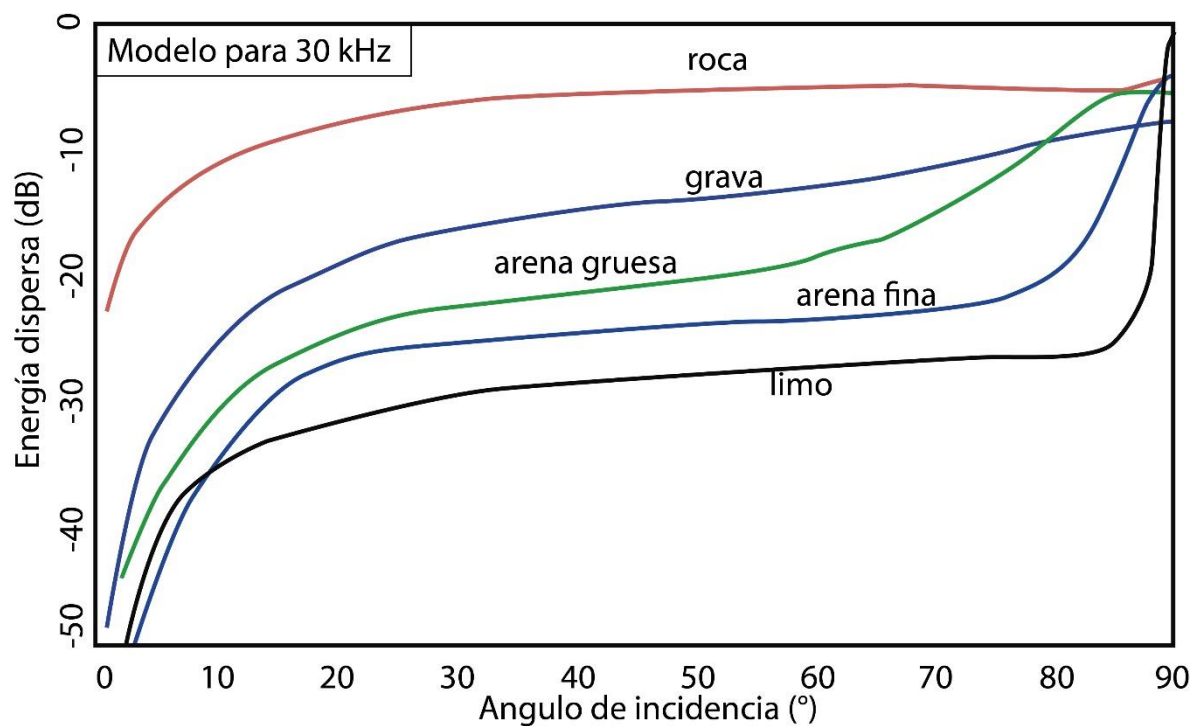


Fig. 18. Modelo de energía retrodispersada de acuerdo con el material y el ángulo de incidencia con respecto a la normal al lecho marino para una onda acústica de 30 kHz. Modificado de University of Washington - Applied Physics Laboratory, (1994).

3.1.1.7 Perfiladores sísmicos subsuperficiales

Los perfiladores sísmicos subsuperficiales, o *sub-bottom profilers*, son ecosondas diseñadas para emitir ondas capaces de penetrar por debajo del lecho marino y reflejarse en las interfaces de las capas sedimentarias que tengan un contraste de impedancias acústicas significativo. Utilizan el mismo principio de operación que los sonares monohaz, aunque las ondas generadas por los perfiladores se caracterizan por una mayor energía en los pulsos y una frecuencia menor, lo que les permite la penetración.

Comúnmente, estos sistemas funcionan con frecuencias de entre 1 y 20 kHz y pueden llegar a penetrar más de 100 m por debajo del lecho marino. Aunque los sistemas que operan con frecuencias cercanas a los 20 kHz no suelen superar los 20 m. Las resoluciones horizontal y vertical de estos equipos se calculan de la misma forma que para cualquier sonar.

A diferencia de los sonares multihaz, que están preparados para trabajar tanto con los haces reflejados como con la componente retrodispersada, los perfiladores sísmicos subsuperficiales están diseñados para operar sólo con la reflexión directa. Esto trae dos importantes implicancias (Lurton 2010):

- El ángulo de incidencia de la onda emitida tiene que ser lo más vertical posible para obtener un buen registro. Con ángulos de incidencia oblicuos la reflexión directa se desviaría del sensor y este sólo registraría la componente retrodispersada, la cual es demasiado débil para que el sensor la pueda captar con claridad y se registra como ruido.

- Si bien la resolución vertical de los perfiladores sísmicos subsuperficiales depende, en principio, exclusivamente de la longitud de onda utilizada, un ángulo de apertura pequeño es menos propenso a generar hipérbolas y es capaz de resolver objetos de menores dimensiones.

3.1.1.8 Sísmica marina multicanal

El principio general de funcionamiento del método sísmico consiste en la generación y emisión de ondas sísmicas compresionales (también denominada Onda P) que penetran por debajo de la superficie terrestre y se reflejan y refractan en las distintas interfaces geológicas. Luego de cada reflexión, la onda retorna hacia la superficie, donde el tiempo de arribo, la amplitud y la fase de cada reflexión son registrados.

De manera homóloga a los sonares, un equipo de registración sísmica se compone de 3 partes fundamentales: una fuente, encargada de generar la onda sísmica; uno o varios receptores; y una estación registradora.

La fuente es el componente del equipo sísmico encargado de generar y emitir la onda sísmica. Durante la adquisición sísmica marina diversos métodos pueden ser empleados para la emisión de la onda de sísmica. El método utilizado con mayor frecuencia, y único capaz de lograr una penetración de varios kilómetros, es el sistema de cañones de aire. Este equipamiento es capaz de generar una burbuja debajo de la superficie del mar a través de la inyección de aire presurizado. Al momento de la formación de la burbuja debajo del agua, la presión del aire albergado en su interior excede significativamente la presión hidrostática circundante. A raíz de esa diferencia de presión la burbuja comienza a

expandirse rápidamente. A medida que la burbuja se expande la presión del aire en su interior disminuye hasta volverse menor que la presión hidrostática externa, lo que genera el colapso de la burbuja, y un consecuente aumento de su presión interna, que al finalizar la contracción supera a la presión externa, provocando nuevamente la expansión de la burbuja. La repetición de este ciclo de contracciones y expansiones genera una vibración que oscila típicamente en el orden de decenas a cientos de milisegundos (dependiendo principalmente de la presión del aire inyectado). Este comportamiento oscilante de la burbuja es el generador de la onda sísmica en los registros sísmicos energizados con cañones de aire (Fig. 19).

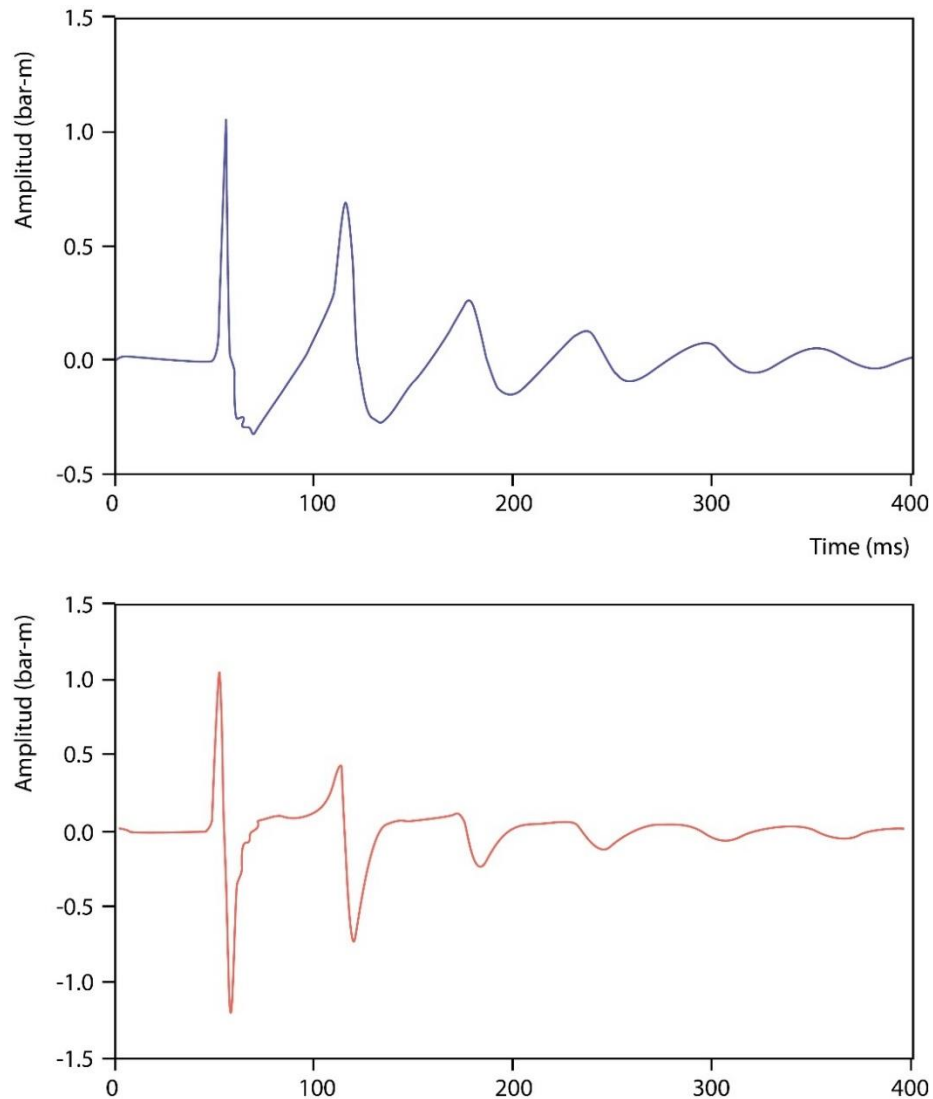


Fig. 19. Firma acústica de un pulso sísmico asociado a los ciclos de expansión y colapso de una burbuja generada por un cañón de aire de 40 m³. A. Firma de campo cercano donde se observa la generación de un pico de alta presión a aproximadamente 50 ms TWT de registro seguido de una serie de oscilaciones de menor magnitud asociados a los ciclos de expansión y colapso de la burbuja. B. Firma de campo lejano donde se observa la “onda fantasma” generada por el segundo ciclo de colapso y expansión de la burbuja. Ese segundo pulso genera un artefacto significativo en el registro sísmico (modificado de Langhammer 1994).

Además de los cañones de aire, como se mencionó previamente, también existen otros tipos de sistemas capaces de generar ondas sísmicas, aunque la amplitud de la onda generada por estos equipos es significativamente menor a la generada por los cañones de aire. Uno de estos equipos se denomina *Sparker*. Como su nombre en inglés lo indica (en español “chispazo”), su funcionamiento se basa en la aplicación de una descarga eléctrica

de alto voltaje debajo del agua, la cual volatiliza el agua y genera de esa forma una burbuja. Al igual que la burbuja generada por los cañones de aire, ésta genera ondas de choque a partir de ciclos de colapsos y expansiones generados por las diferencias de presión entre el aire interno de la burbuja y el agua circundante.

Independientemente de la fuente empleada durante la adquisición de sísmica marina, la recepción de la señal se realiza siempre a través de unos instrumentos llamados hidrófonos. La gran mayoría de los relevamientos sísmicos incluyen el uso de múltiples hidrófonos, por lo que son denominados relevamientos sísmicos multicanal, los relevamientos que sólo utilizan un hidrófono se denominan relevamientos sísmicos monocal. En el caso de relevamientos de sísmica multicanal los hidrófonos se encuentran incorporados a un cable que puede llegar a tener una longitud de hasta 12 kilómetros denominado *streamer*. Durante la adquisición, el *streamer* es arrastrado detrás del barco, sumergido ~4 m debajo de la superficie del mar, y conforme el barco se desplaza el *streamer* junto con los hidrófonos contenidos en él reciben las ondas reflejadas a distintas distancias del punto de reflexión, lo que implica recepciones a distintos ángulos de reflexión (Fig. 20). Los hidrófonos modernos, al igual que los transductores de los sonares, están compuestos de cerámicas piezoeléctricas. De esta manera, cada vez que una reflexión de las ondas de presión emitidas por la fuente vuelve a la superficie, éstas interactúan con el hidrófono, generando un pulso eléctrico que es inmediatamente registrado.

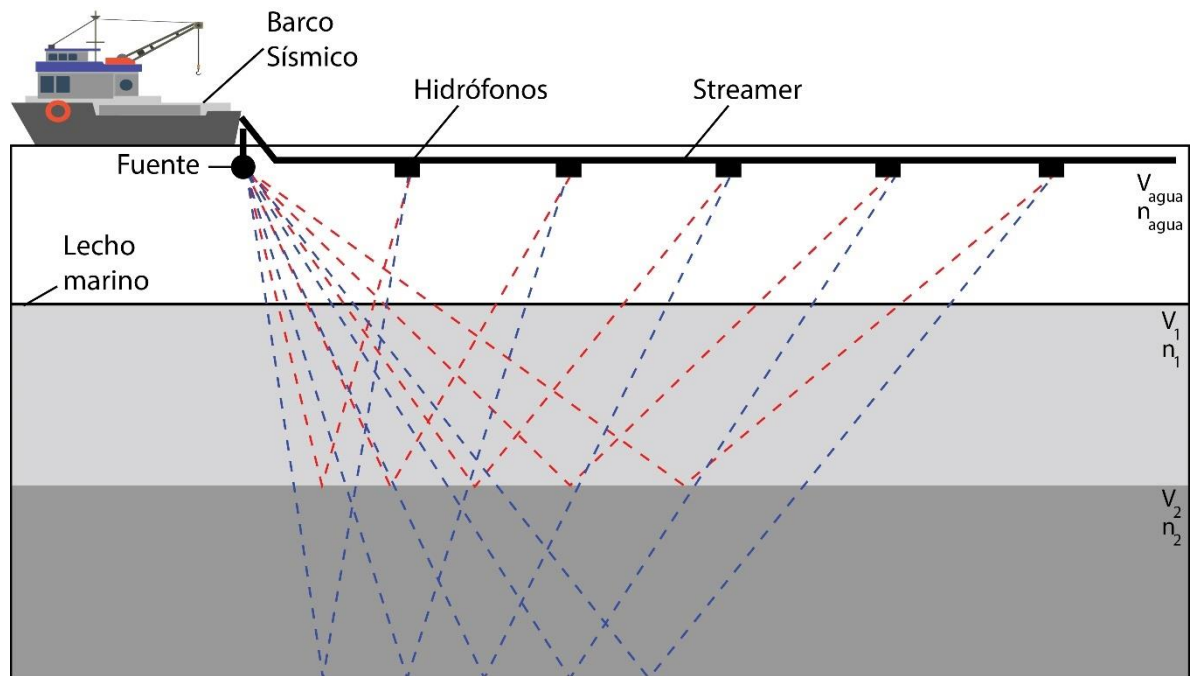


Fig. 20. diagrama esquemático mostrando un arreglo simplificado de adquisición de sísmica multicanal.

Una vez que la estación registradora recibe la señal analógica generada por el hidrófono la transforma en una señal digital.

3.1.2 Sacatestigo por gravedad (gravity corer)

El sacatestigo por gravedad, o *gravity corer*, es un muestreador utilizado con frecuencia para coleccionar muestras de sedimento del fondo marino, principalmente cuando este se compone de sedimentos blandos cohesivos. Debido a la alta fricción generada con los granos de tamaño arena o grava, la recuperación del sacatestigo por gravedad no suele ser muy buena sobre sedimentos gruesos, aunque es capaz de recuperar capas arenosas cuando se encuentran intercaladas con sedimentos fangosos.

El sistema se compone esencialmente de uno o más tubos de acero capaces de acoplarse y suelen tener un diámetro de entre 5 y 10 cm y un peso por encima usualmente compuesto por una serie de discos de plomo que suman un peso total que puede llegar

hasta a los 2000 kg (Fig. 21). La longitud de los tubos de acero en general ronda los 3 m y puede ensamblarse la cantidad de tubos deseada, aunque rara vez se utilizan más de 3 tubos en simultáneo, por lo que la recuperación de sedimento de los sacatestigos por gravedad no supera los 10 m.

Como su nombre lo indica, los sacatestigos por gravedad utilizan la fuerza gravitatoria para penetrar en el lecho marino, por lo que su penetración está principalmente determinada por la cantidad de peso con que se prepare equipo y la composición del fondo; sedimentos finos en general permiten una mayor penetración que sedimentos gruesos.

Dentro de los tubos metálicos se colocan tubos de PVC, los que cumplen la función de portatestigos (Fig. 21). Para evitar la pérdida de material una vez que el sedimento ya fue capturado y el sacatestigo asciende través de la columna de agua se añade a la base del instrumento un elemento denominado *core catcher* (Fig. 21), el cual se encarga de sostener el sedimento dentro de los portatestigos durante el ascenso. En la base del sacatestigo se coloca además una boquilla de corte, la cual se compone del mismo material que los tubos de acero, pero su base acuñada le permite penetrar en los sedimentos con mayor facilidad. Cuando el sacatestigo por gravedad es recibido en la cubierta, es desmontado y se retiran los portatestigos con la muestra dentro él.

Las principales ventajas de este sistema es que es relativamente fácil de utilizar, es económico y requiere poco mantenimiento.

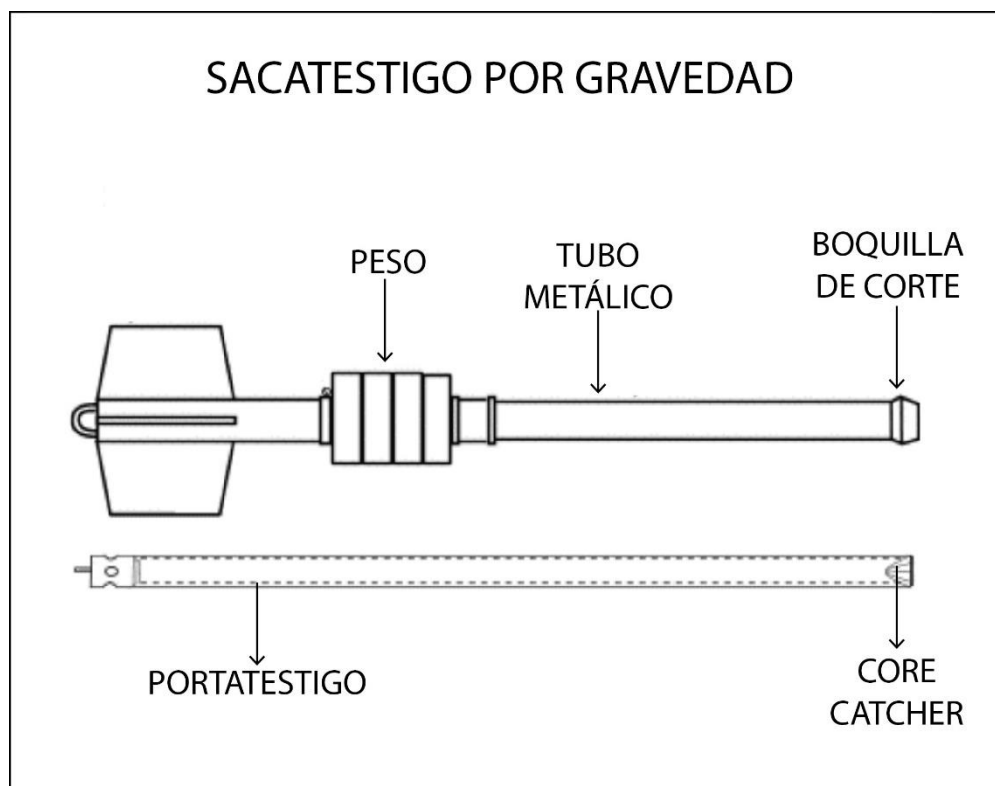


Fig. 21. Esquema ilustrativo de sacatestigo de gravedad con sus principales componentes

3.2 Base de datos

3.2.1 Adquisición de datos a bordo del Buque Oceanográfico Austral y campaña oceanográfica YTEC-GTGM 2

La mayor parte de los datos utilizados en esta Tesis Doctoral fueron recabados por el Buque Oceanográfico Austral (BOA; Fig. 22). El BOA es un buque de bandera argentina comprado a Alemania en el año 2014 por el Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación de la República Argentina para ser incorporado al CONICET dentro del marco de la Iniciativa Pampa Azul.

El BOA (en aquel entonces llamado *Sonne*) fue construido en el año 1969 en el astillero Rickmers ubicado en la ciudad Bremerhave, Alemania. Durante sus primeros 8 años

fue utilizado con fines pesqueros, hasta que en el año 1977 fue comprado por *RF Forschungsschiffahrt GmbH* y remodelado para operar como buque científico. Una segunda remodelación de gran escala fue efectuada en el 1991. Allí la cubierta principal fue extendida 10,8 m, se instaló una cubierta adicional y se modernizó la maquinaria. Actualmente el buque cuenta con una eslora de 97,61 m, una manga de 14.2 m, una capacidad para albergar 25 científicos y 25 miembros de tripulación, y tiene una autonomía de operación de 50 días.



Fig. 22. Buque Oceanográfico Austral ([https://es.wikipedia.org/wiki/ARA_Austral_\(Q-21\)](https://es.wikipedia.org/wiki/ARA_Austral_(Q-21))).

La campaña geológica-oceanográfica YTEC-GTGM 2 se desarrolló a bordo del BOA entre los meses de septiembre y octubre de 2017. La campaña comenzó el 19 de septiembre en Ushuaia y concluyó el 13 de octubre de 2017 en Mar del Plata. El área estudiada correspondió al MCP (Fig. 23). Allí, se obtuvieron datos de batimetría multihaz y reflectividad de fondo marino, perfiles sísmicos subsuperficiales y testigos sedimentarios mediante un sacatestigo por gravedad.

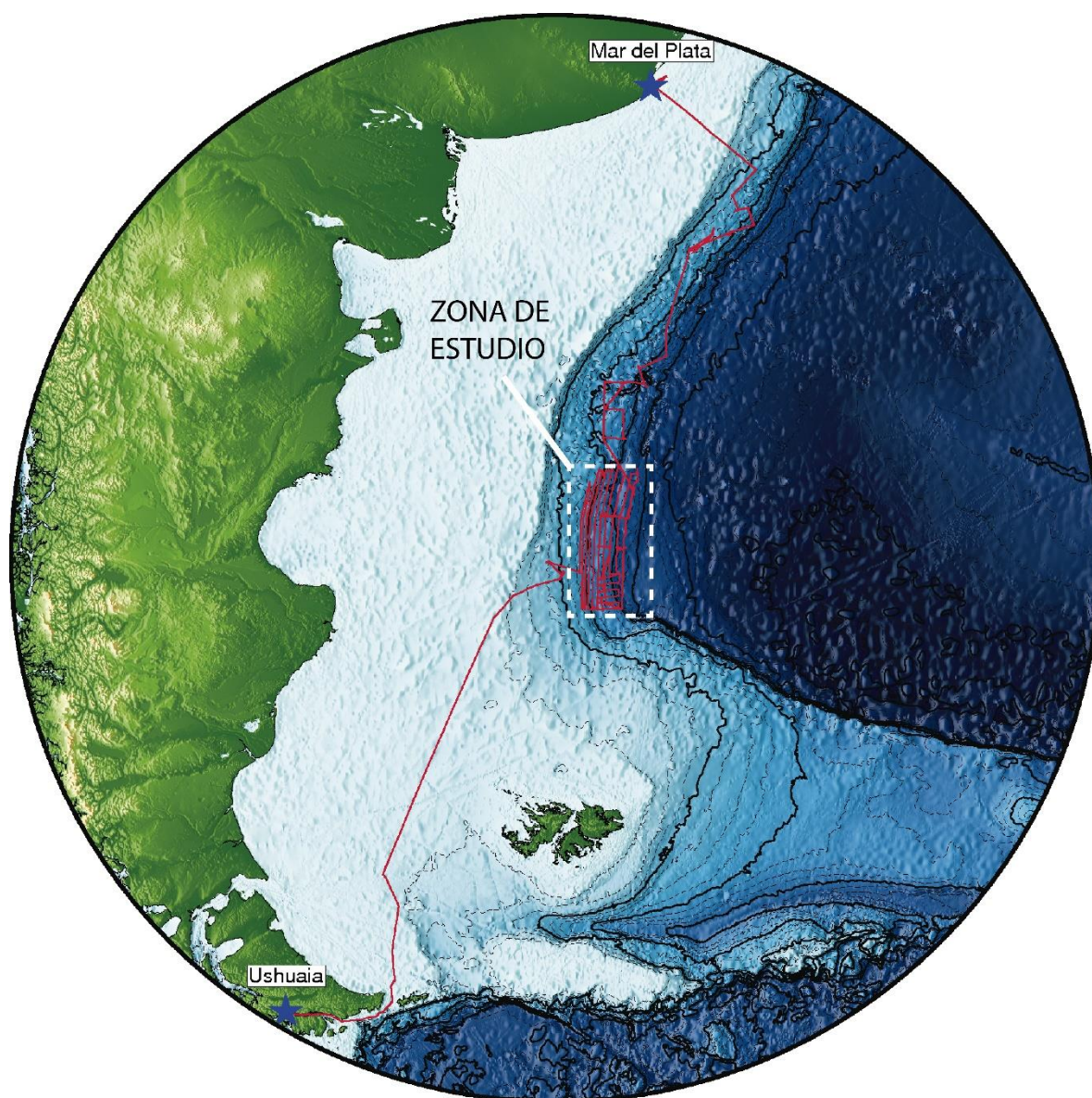


Fig. 23. Derrota realizada por el Buque Oceanográfico Austral durante la campaña YTEC-GTGM 2. En el recuadro blanco se indica la zona estudiada en esta TD.

3.2.1.1 Batimetría y Reflectividad de fondo

Los datos batimétricos y de reflectividad de fondo marino fueron adquiridos con la ecosonda batimétrica multihaz Kongsberg EM122. Esta sonda trabaja con una frecuencia de 12 KHz y está diseñada para realizar levantamientos batimétricos de fondos marinos a profundidades de entre 20 y 11000 metros.

La adquisición de datos fue controlada con el software propio de la marca Kongsberg *Seafloor Information System*, SIS por sus siglas en inglés. Cada una cierta cantidad de tiempo se cargaban dentro del SIS datos de velocidad del sonido obtenidos con el perfilador AML 600 bar (Fig. 24). Los datos obtenidos durante el relevamiento fueron pre-procesados a bordo del BOA utilizando el software CARIS HIPS and SIPS v11.3, a fin de eliminar datos incorrectos y obtener una mejor imagen del fondo. Los procedimientos efectuados en las oficinas del IGEBA son detallados en secciones subsiguientes.

El perfilador AML 600 bar (Fig. 24) es un instrumento capaz de medir la velocidad a la cual el sonido se propaga en el agua generando perfiles verticales de la profundidad deseada. El mismo fue utilizado en 12 ocasiones con el fin de calibrar las mediciones realizadas con la sonda multihaz (Figs. 25 y 26).

El BOA cuenta con la unidad de movimiento relativo MRU 5+ de la marca Kongsberg y el sensor inercial Seapath 330+. Estos sensores se encargaban de corregir los efectos causados por los movimientos de rolido, cabeceo, guiñada, y arfada en las mediciones de la sonda EM122. Estos dos sistemas de calibración se encontraban acoplados al SIS por lo que el software realizaba las correcciones de manera automática durante la adquisición de datos.

Los datos corregidos por los sensores inerciales y las variaciones de velocidad del sonido eran exportados cada media hora en un archivo de extensión *.all* conteniendo información batimétrica, datos de posicionamiento y datos de retrodispersión.



Fig. 24. Perfilador de sonido AML 600.

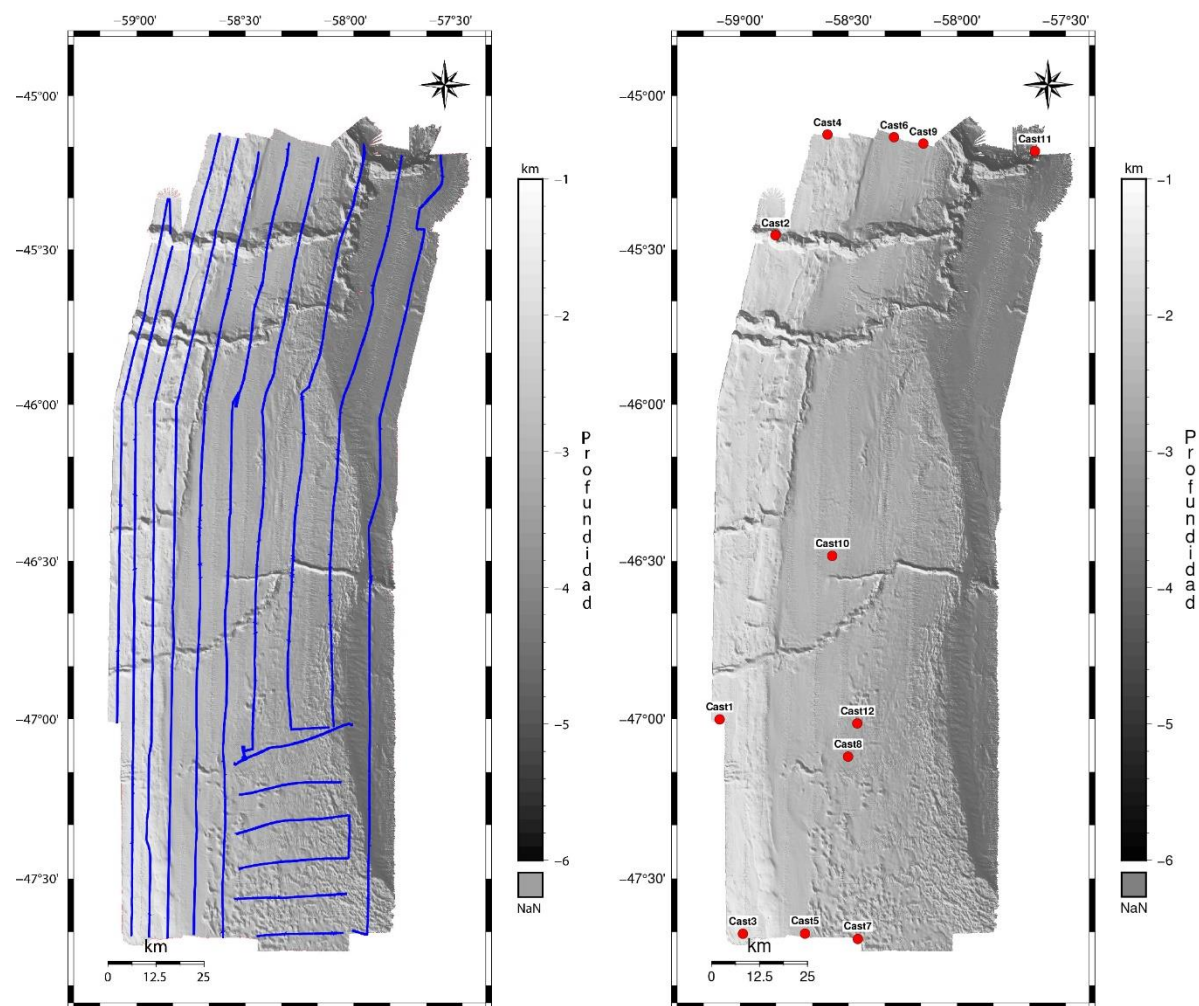


Fig. 25. A la izquierda se muestra la superficie batimétrica elaborada a partir de datos relevados durante la campaña YTEC-GTGM 2, y por sobre estas, en línea azules, se indican las piernas batimétricas realizadas por el buque oceanográfico Austral. A la derecha también sobre la superficie batimétrica se indica la posición los 12 registros de velocidad de sonido en el agua durante la adquisición de datos acústicos para la calibración de los sonares acústicos.

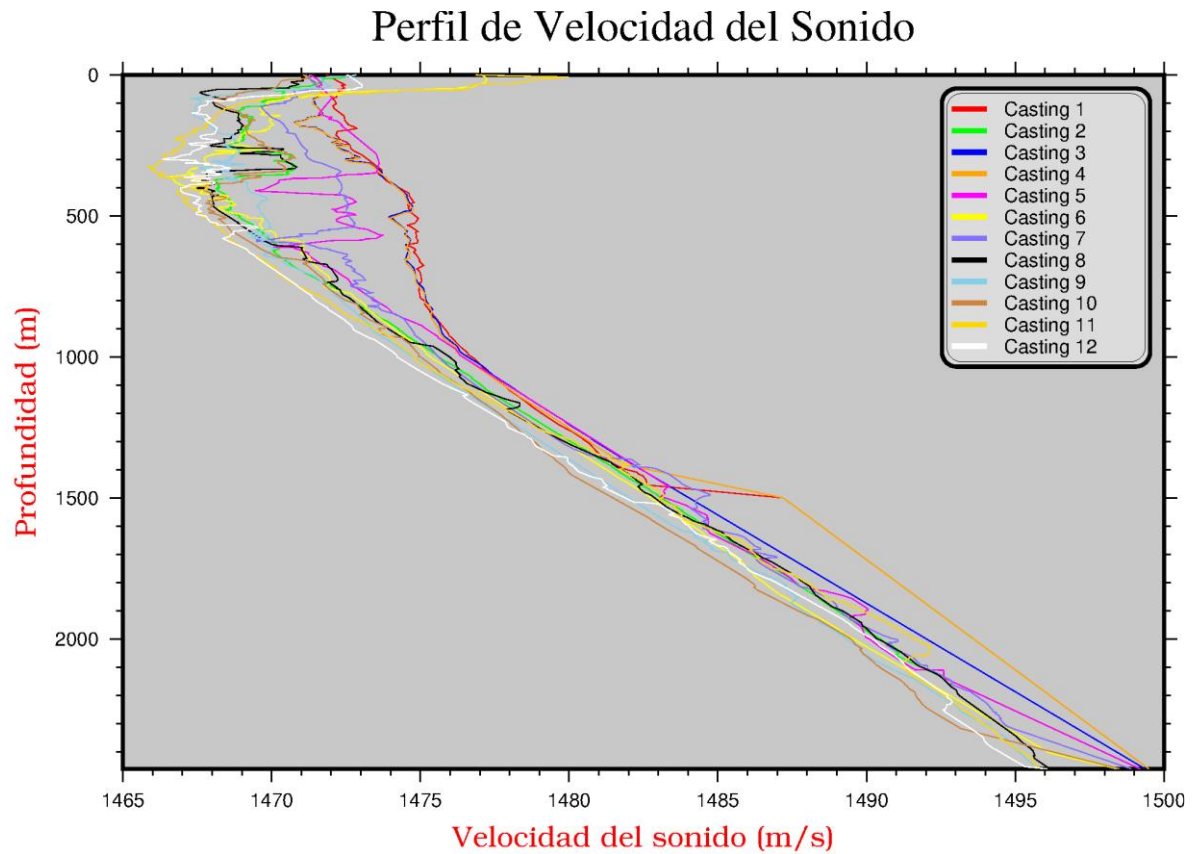


Fig. 26. Perfiles de velocidad del sonido (castings) realizados para corregir la superficie batimétrica presentada en esta TD.

3.2.1.2 Perfiles sísmicos subsuperficiales

La sonda Parasound P70 es un perfilador sísmico paramétrico de alta resolución y haz estrecho, que se encuentra instalado en el casco del BOA. La aplicación principal de este perfilador es la realización de perfiles sísmicos de alta resolución de las capas sedimentarias someras, así como la detección de elementos enterrados en el fondo marino. La penetración de subfondo del equipo durante la campaña YTEC-GTGM 2 promedió unos 80 metros, aunque excepcionalmente alcanzó valores en torno a los 150m.

El funcionamiento de este perfilador sísmico se basa en el efecto paramétrico. Este efecto es generado cuando dos señales de alta energía con frecuencias ligeramente

distintas son emitidas en simultáneo generando como producto de su interacción dos frecuencias secundarias: una frecuencia baja resultante de la diferencia de las dos frecuencias primarias; y una frecuencia alta resultante de la suma de las dos frecuencias primarias. En el sistema Parasound P70 el efecto paramétrico es alcanzado a partir de la emisión sincrónica de una frecuencia primaria fija de 18 KHz y una frecuencia variable que puede ser configurada para operar entre 18,5 y de 24 KHz. Luego de la emisión, los transductores del perfilador Parasound P70 están diseñados para registrar el arribo de tres señales diferentes: la frecuencia primaria fija (18 KHz), la frecuencia secundaria baja (diferencia entre las frecuencias primarias fijas y variables: 0,5 a 6 KHz), y la frecuencia secundaria alta (la suma de las entre las frecuencias primarias fijas y variables: 36,5 a 45 KHz). Durante la adquisición de los datos utilizados en esta Tesis la frecuencia primaria variable fue configurada para operar a 22 KHz dando como resultado una frecuencia secundaria baja de 4 KHz. La información correspondiente a esta frecuencia fue registrada con el software Parastore de la empresa TELEDYNE y almacenada en archivos de extensión .ps3 y .acf. En total se adquirieron 192 SBPs que en suma constituyen una distancia total de 1591 km (Fig. 27).

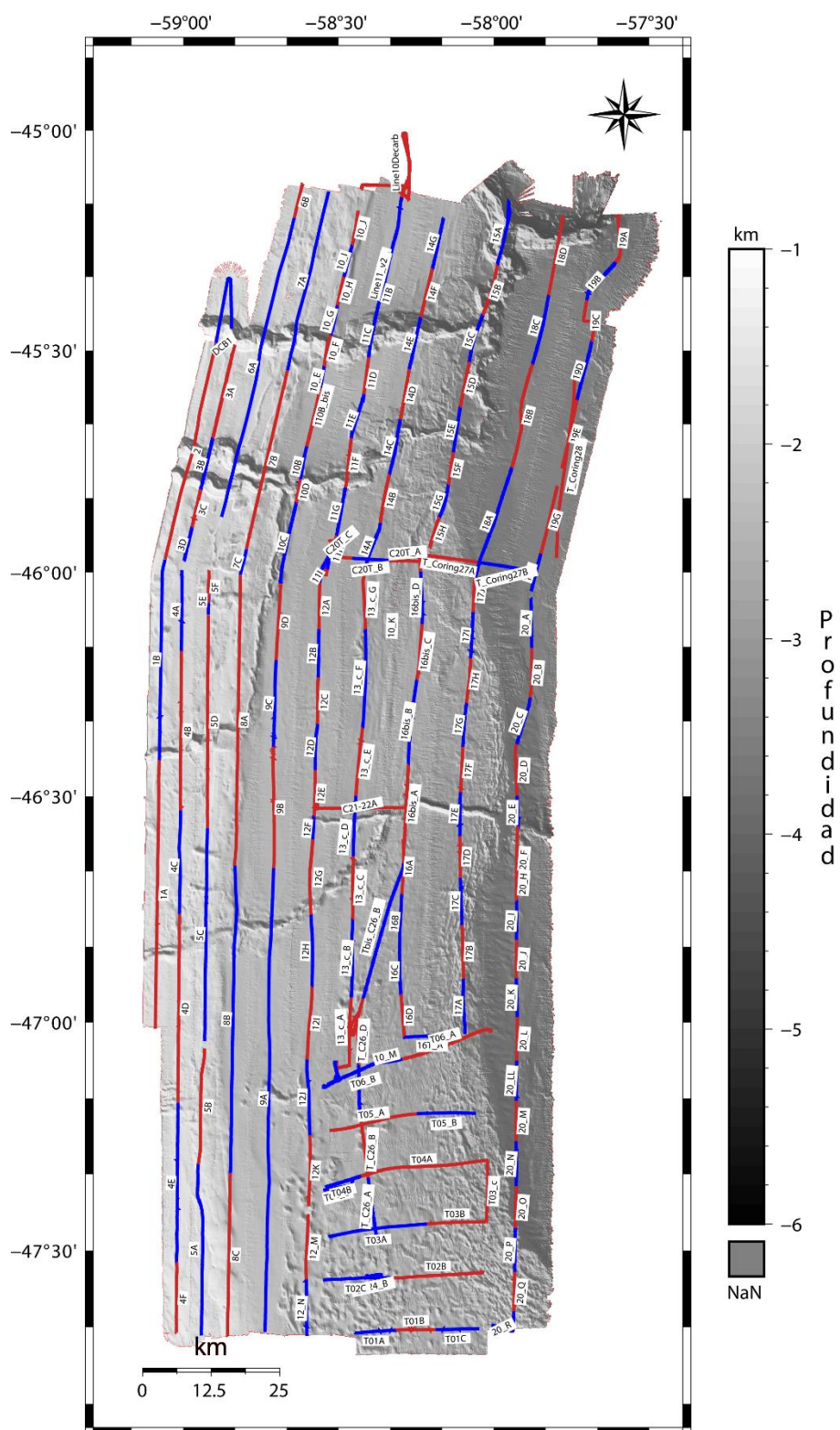


Fig. 27. Mapa con la ubicación de los perfiles sísmicos subsuperficiales utilizados en esta tesis doctoral sobre la superficie batimétrica. Las líneas rojas y azules se utilizan sólo para indicar de forma clara donde terminan y comienzan los distintos perfiles.

3.2.1.3 Testigos Sedimentarios

Para el muestreo sedimentológico del fondo marino se utilizó un sacatestigo por gravedad de un diámetro de 10 cm. En los 3 testigos utilizados en esta Tesis Doctoral (Tabla 1) el sacatestigo por gravedad fue acondicionado con un peso de 1000 kg y dos tubos metálicos de 3,5m, lo que le proporcionó una capacidad de recuperación máxima de 7m.

Nombre	Longitud	Latitud	Largo(cm)
AU_GEO02_GC20	-58,5021	-45,9319	321,1
AU_GEO02_GC21	-58,5758	-46,5215	640,7
AU_GEO02_GC26	-58,4647	-47,0004	375,8

Tabla 1. Localización y largo de los 3 testigos sedimentarios utilizados en este trabajo

En cada maniobra, el sacatestigo descendía a una velocidad de 1 m/s, hasta llegar a 50 m por encima del fondo del mar (lo cual se controlaba con los equipos de hidro-acústica), profundidad a partir de la cual la velocidad era aumentada a 1,2 m/s. Luego, ya con la muestra de sedimento dentro, el sacatestigo era ascendido a través de la columna de agua a una velocidad de 0,75 m/s. En cubierta era recibido por el grupo de científicos y parte de la tripulación, quienes desmontaban el equipo y retiraban los portatestigos. Estos últimos se cortaban en tramos de 1 m de largo y se transportaban al laboratorio húmedo del BOA (Fig. 28).



Fig. 28. Maniobra de corte de portatestigo en la cubierta del BOA.

En el laboratorio húmedo los testigos eran rotulados y luego se procedía a realizar mediciones de susceptibilidad magnética del testigo cada 5 cm con el susceptibilímetro SM 30 de ZH instrument, en modo scanning (Fig. 29).

La ubicación de los testigos se indica en la Fig. 30.

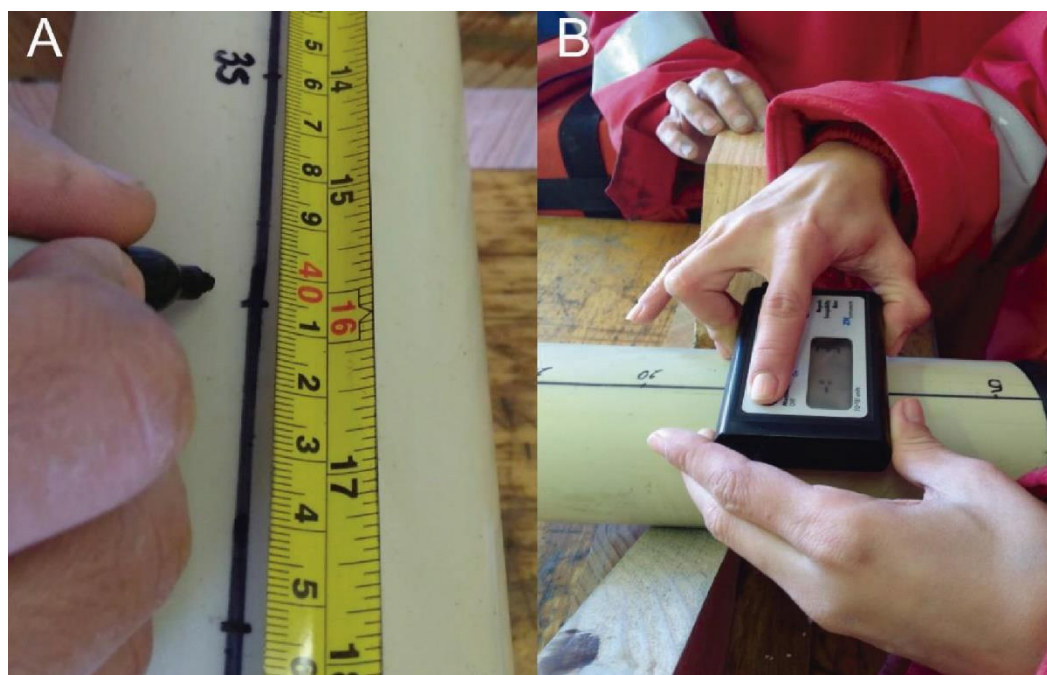


Fig. 29. A. Marcas cada 5 cm sobre el portatestigo. B. Medición de susceptibilidad magnética.

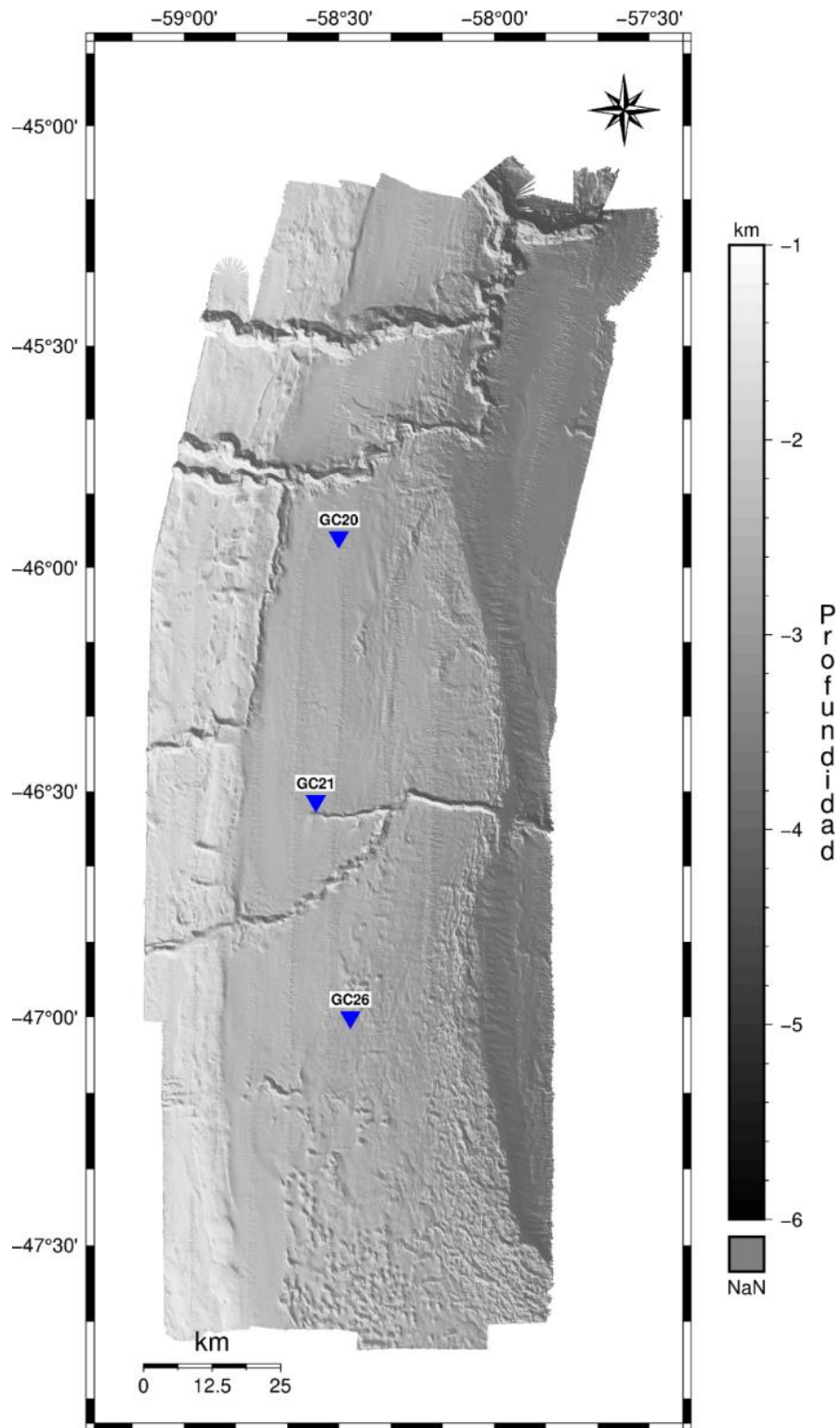


Fig. 30. Mapa de ubicación de los testigos de fondo sobre superficie batimétrica

3.2.2 Recopilación datos previos

3.2.2.1 Sísmica multicanal

Además de los perfiles sísmicos subsuperficiales (penetración < 200m), en esta Tesis también se presentan 3 perfiles sísmicos multicanal inéditos cedidos por la Secretaría de Energía de la Nación Argentina (Fig. 31; Tabla 2).

Los tres perfiles sísmicos fueron entregados en formato Segy (formato de archivo desarrollado por la *Society of Exploration Geophysicist* para el almacenamiento de datos sísmicos).

Nombre	Largo(km)
as1800	694,6754
as2000	762,9554
as9700	1334,011

Tabla 2. Nombre y largo de los tres perfiles sísmicos multicanal utilizados en esta TD.

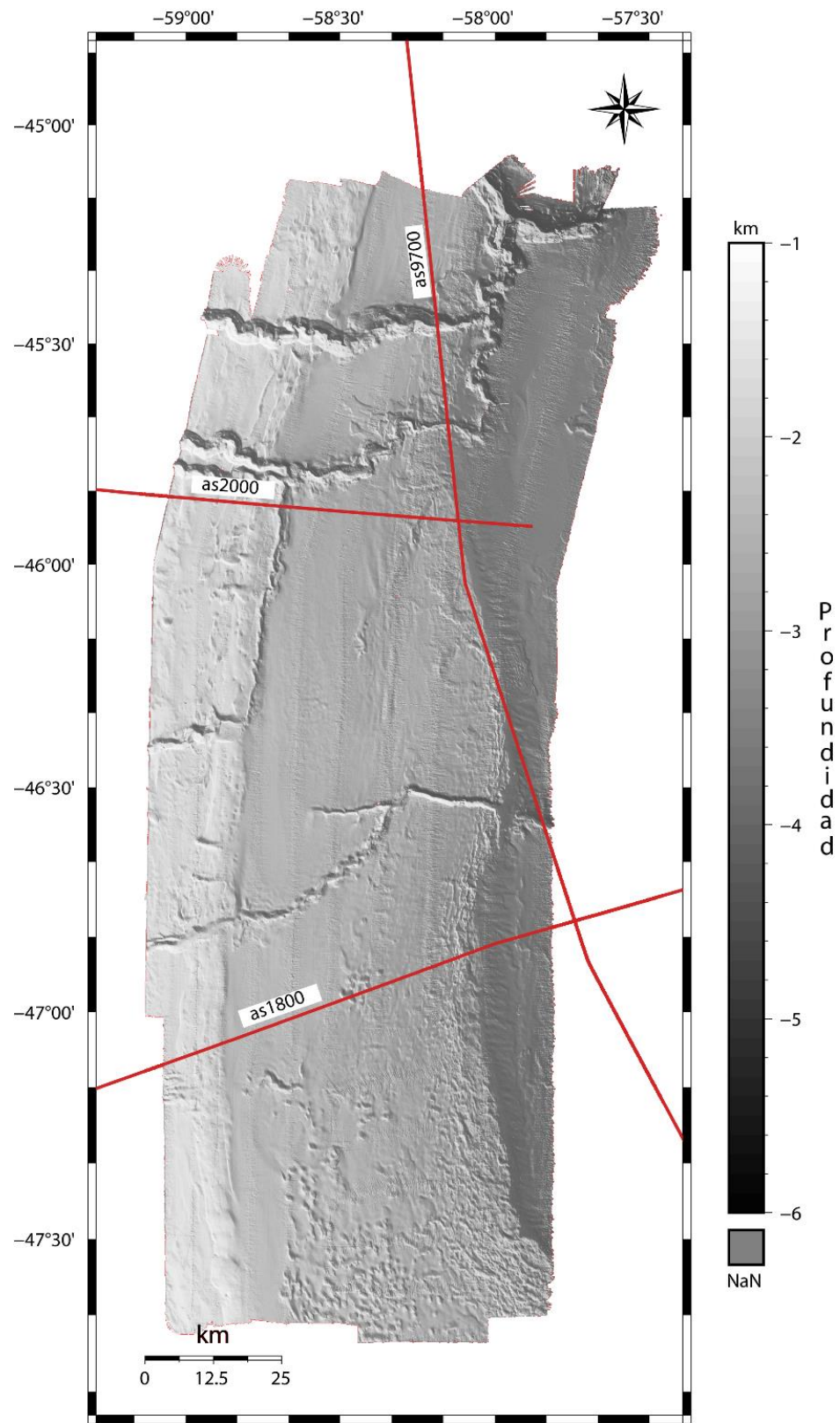


Fig. 31. Mapa de la zona estudio con la ubicación de los perfiles sísmicos multicanal utilizados en este trabajo indicados con un línea roja.

3.3 Trabajo de gabinete

3.3.1 Procesamiento de la batimetría Multihaz

Para el procesamiento de los datos batimétricos se utilizó el software CARIS HIPS and SIPS v11.2.3.

El primer paso para el procesamiento de la batimetría consistió en cargar los archivos generados por la sonda Kongsberg EM122 de extensión .all al Caris HIPS and SIPS. Luego, se procedió a calcular la incerteza total propagada para cada sondeaje utilizando un módulo propio de Caris. Posteriormente, se aplicó sobre los datos el proceso de mezcla, el cual se encarga de calcular la posición y profundidad final de cada sondeaje integrando la información contenida dentro de archivos .all: posición GPS, los datos recolectados por los sensores inerciales, los perfiles de velocidad del sonido y los coeficientes de refracción asociados, localización de los sonares con respecto al sistema de referencia del BOA, intensidad de retrodispersión y profundidades medidas.

Una vez efectuado el proceso mezcla se procedió a remover de forma manual los sondeajes asociados a artificios. Los dos artefactos presentes con mayor frecuencia en la base de datos fueron los *Erik's horns* y mediciones imprecisas en los haces externos.

El artefacto *Erik's horns* es un error común de las ecosondas multihaz y es explicado como un problema de detección de fondo. Las ecosondas multihaz poseen dos métodos para detectar el fondo: detección por fase y detección por amplitud. La detección por amplitud sólo es utilizada en los haces cercanos al nadir, mientras que la detección por fase es implementada en el resto de los haces (Lurton 2010). Los *Erik's horns* se generan en el

sector de la faja de relevamiento donde el modo de detección alterna entre amplitud y fase (Jakobsson et al., 2016).

El segundo artefacto presente en los datos batimétricos se encuentra en los haces más externos de la faja multihaz (Jakobsson et al., 2016). Este artefacto es usual en los relevamientos batimétricos multihaz y está asociado a la mayor incerteza que los haces externos suelen tener con respecto a los haces centrales (Jakobsson et al., 2016). Esta incerteza se debe principalmente a que su trayecto es más largo y por ende son más sensibles a cualquier imprecisión en la medición de la velocidad del sonido y son más afectados por los movimientos del barco a causa del oleaje (Jakobsson et al., 2016).

Los sondeos asociados a estos dos artefactos fueron removidos de la base de datos de manera manual utilizando el módulo *Swath Editor* de Caris (Fig. 32).

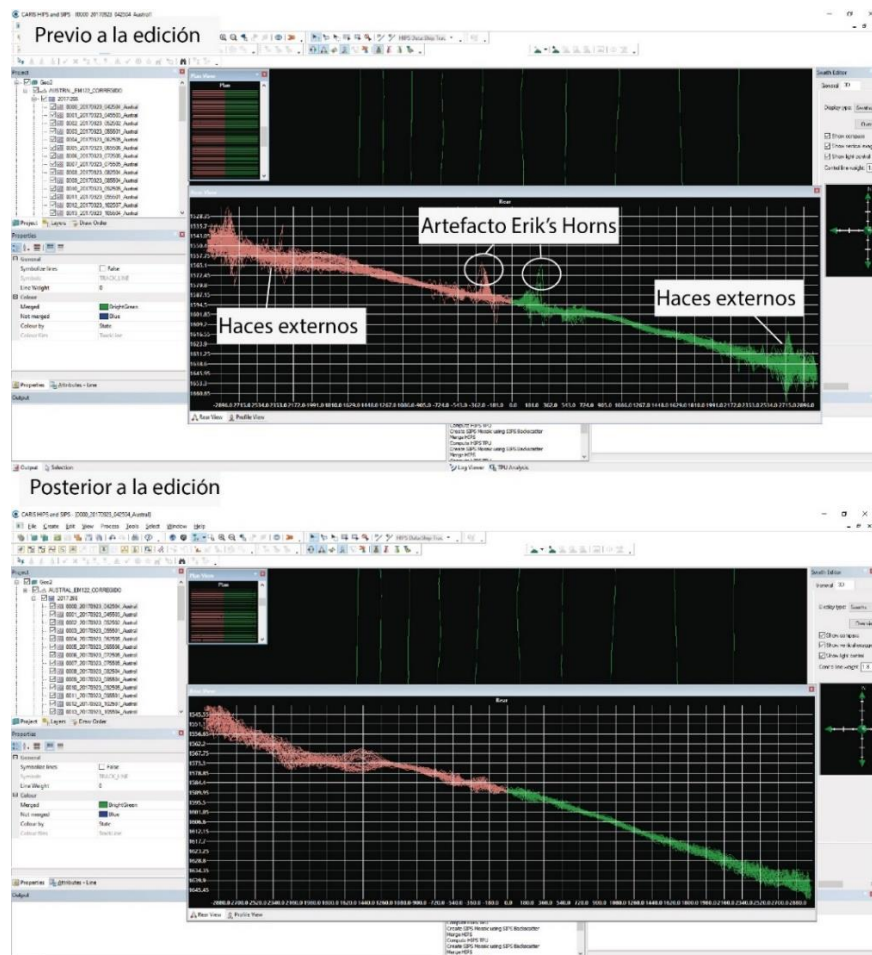


Fig. 32. Ejemplo de corrección manual de artefactos utilizando CARIS HIPS AND SIPS v11.2.3. En la parte superior de la imagen se presenta una porción de una faja batimétrica donde se pueden apreciar los artefactos. En la parte inferior se muestra el aspecto del mismo sector con los artefactos removidos.

Una vez removidos los sondajes erróneos de todo el relevamiento batimétrico se procedió a la elaboración de una superficie batimétrica utilizando el algoritmo CUBE (*Combined Uncertainty and Bathymetric Estimator*). Durante la creación de una superficie grillada utilizando el módulo CUBE, además de ponderarse cada sondaje con la distancia a su nodo más cercano también se tiene en cuenta la incerteza total propagada (TPU) de cada sondaje calculada al comienzo del proceso. De esta manera, los sondajes con menor valor de TPU aportan en mayor proporción a la superficie final que los sondajes con un mayor valor de TPU.

3.3.2 Procesamiento de datos de retrodispersión

Los datos de retrodispersión obtenidos con la sonda Kongsberg EM122 fueron analizados por separado con los tres algoritmos para procesar este tipo de datos que ofrece el software CARIS HIPS *and* SIPS v12.2.3: Geocoder, SIPS backscatter, y SIPS WMA con AVG basado en área.

Geocoder

El algoritmo Geocoder fue desarrollado por el Dr. Luciano Fonseca y patentado por la Universidad de New Hampshire. Se trata de un algoritmo capaz de procesar datos crudos de retrodispersión y elaborar mosaicos a partir de ellos.

El primer paso para el procesamiento de los datos de retrodispersión con Geocoder es calcular el patrón de haz (Fig. 33). Para esto se seleccionó un sector del relevamiento que presente una relieve llano y homogéneo con el fin de obtener una imagen del patrón lo más clara posible.

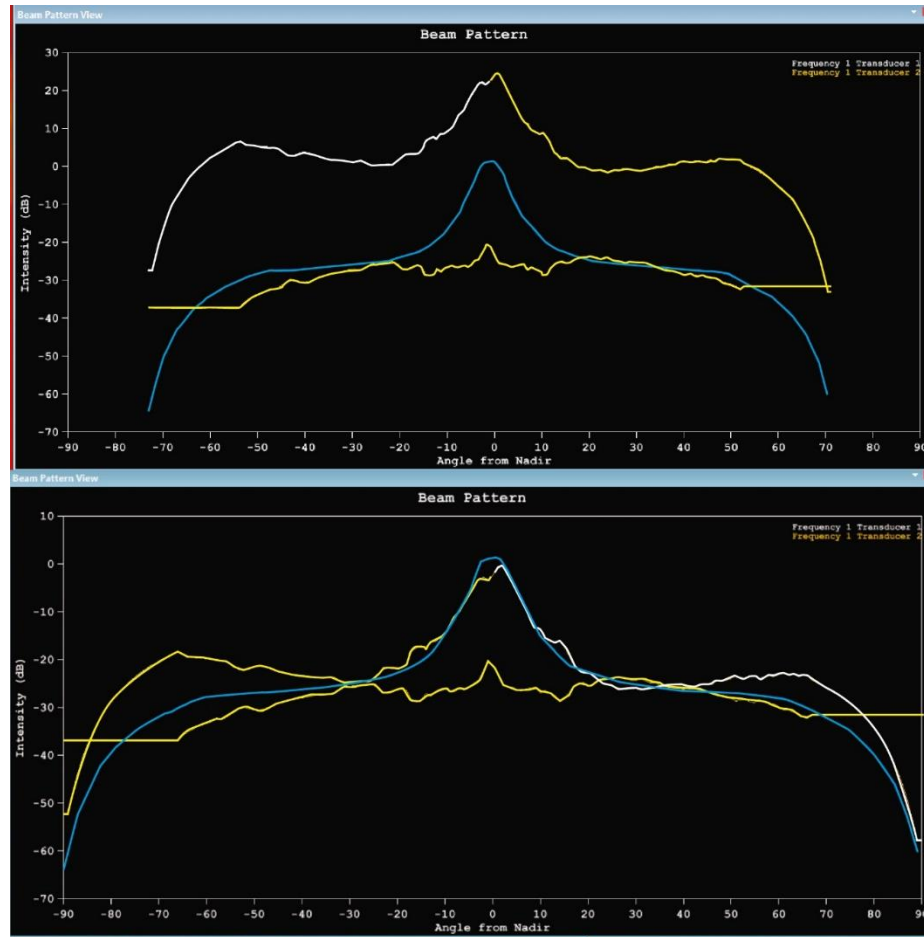


Fig. 33. En la parte superior se muestra en blanco y amarillo a las intensidades medias observadas para la banda de haces seleccionadas, en azul el modelo de patrón de haz realizado, y en amarillo la señal ajustada. En la parte inferior se le añade un offset de -25 dB al patrón modelado para que se ajuste mejor a las medias observadas.

Luego del cálculo del patrón de haz se procedió a elaborar el mosaico de retrodispersión con el algoritmo Geocoder configurando los parámetros como se resume en la Tabla 3.

Parámetro	Configuración
Processing engine	Geocoder
Source data type	Time Series
Auto gain correction	On

Auto TVG correction	On
Anti-aliasing	On
Beam-patter correction	On
AVG correction	none
Despeckale	2(moderate)
Resolution	200 m

Tabla 3. Configuraciones realizadas con el software CARIS HIPS and SIPS v11.2.3 para la elaboración del mosaico de retrodispersión con el algoritmo Geocoder.

SIPS backscatter

Para el procesamiento de los datos de retrodispersión con el algoritmo SIPS backscatter el procedimiento fue similar, aunque en este caso la configuración de patrón de haz es realizada de forma automática. Los parámetros utilizados y el flujo de trabajo son resumidos en la Tabla 4 y la Fig. 34 respectivamente.

Ganancia por TVG: es utilizada para optimizar el rango dinámico y compensar la pérdida de transmisión que aumenta con el rango transversal de la banda de haces. El algoritmo SIPS remueve el TVG específica de cada sonar y lo reemplaza por una corrección de pérdida de transmisión, tomando una absorción local real.

Corrección por Ganancias Tx/Rx: corrige pequeñas variaciones causadas por cambios manuales o automáticos de los ajustes realizados durante la adquisición.

Corrección por área: corrige el sondeaje teniendo en cuenta el área sondeada por haz en el momento de la detección de fondo. La geometría y tamaño del área ensonificada varía con el rango, el ángulo, ancho del haz de transmisión y recepción, longitud del pulso y

la pendiente local. La energía retrodispersada por cada sondaje es proporcional al área ensonificada. El objetivo de esta corrección es normalizar este efecto.

Normalizar intensidades: corrige variaciones de intensidades asociadas a variaciones en la potencia de transmisión y/o ganancias añadidas durante la recepción del haz de manera automática.

Corrección por patrón de haz: es similar a la corrección utilizada por Geocoder. En el caso de SIPS la corrección está basada en el supuesto de que la modulación introducida por los diferentes ángulos de incidencia y tipos de fondos fluctúa alrededor de un valor medio. De esta forma SIPS calcula un patrón promedio que luego remueve de las intensidades corregidas.

Despeckle: compara sondajes vecinos y si la diferencia entre ambos supera un cierto umbral lo considera un valor atípico y reemplaza su valor por un promedio de sus 8 sondajes vecinos.

El algoritmo AVG: corrige la dependencia angular de las intensidades medidas.

Parámetro	Configuración
Processing engine	SIPS Backscatter
Source data type	Time Series
Beam-patter correction	On
AVG correction	none

Resolution	200 m
------------	-------

Tabla 4. Configuraciones realizadas con el software CARIS HIPS and SIPS v11.2.3 para la elaboración del mosaico de retrodispersión con el algoritmo SIPS backscatter.

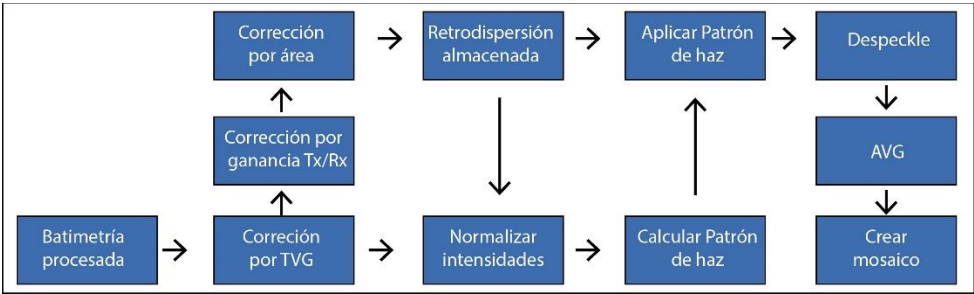


Fig. 34. Flujo de procesamiento por el algoritmo SIPS de Caris. Tomado del Manual de Entrenamiento CARIS HIPS and SIPS v11.2.3.

SIPS WMA con AVG basado en área

El algoritmo de procesamiento SIPS WMA con AVG basado en área utiliza un promedio móvil ponderado para grillar los datos de retrodispersión (ver parámetros en Tabla 5). Este método le permite al algoritmo prevenir la sobreinterpolación de datos y generar un mosaico de reflectividades más suavizado en comparación al algoritmo SIPS backscatter base. Esta versión del algoritmo también incluye una corrección por AVG que se encarga de computar valores de AVG contemplando el solapamiento entre líneas que proporciona correcciones más consistentes durante la generación del mosaico. Con este algoritmo se logró el mejor resultado (Fig. 35).

Parámetro	Configuración
Processing engine	SIPS Backscatter WMA with AVG based area
Source data type	Time Series

Beam-patter correction	On
AVG correction	300
Resolution	200 m

Tabla 5. Configuraciones realizadas con el software CARIS HIPS and SIPS v10.4 para la elaboración del mosaico de retrodispersión con el algoritmo SIPS backscatter WMA con AVG basado en área.

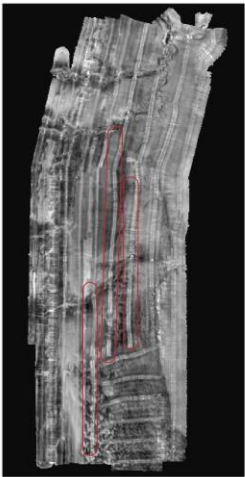
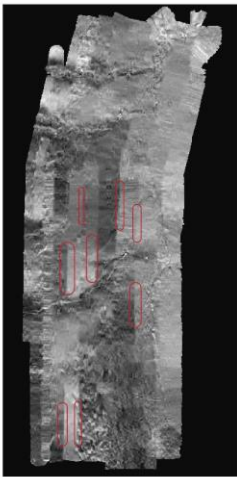

SIPS BACKSCATTER	SIPS GEOCODER	SIPS BACKSCATTER WMA con AVG basado en área
		
AMPLITUDES ANOMALAMENTE ALTAS EN LOS HACES CENTRALES	ELIMINA EL PROBLEMA DE LOS HACES CENTRALES, PERO GENERA CONTRASTES MUY ARTIFICIALES ENTRE FAJA Y FAJA	NO GENERA CONTRASTES ENTRE FAJAS CONTIGUAS Y ELIMINA CASI POR COMPLETO EL EFECTO DE LOS HACES CENTRALES

Fig. 35. Comparación de los resultados obtenidos a partir de los distintos algoritmos de procesamiento de mosaicos de reflectividad.

3.3.3 Clasificación no supervisada de los datos de reflectividad

Sobre el mosaico de reflectividad generado con el algoritmo SIPS WMA con AVG basado en área, se realizó una clasificación no supervisada a partir del Modelo de Mezcla Gaussiana (GMM) con Python utilizando las bibliotecas de Python:

- Numpy

- Pandas
- Pygmt
- Scipy
 - stats
- Sklearn
 - Mixture

Para la determinación de la cantidad óptima de *clusters* con la cual clasificar el mosaico de reflectividades se utilizó el Criterio de información Bayesiano (BIC). Este criterio proporciona una estimación sobre la calidad de ajuste realizado por el GMM. Mientras menor sea el BIC, mejor es el ajuste del GMM, y mientras mayor sea el BIC, peor es el ajuste. Por otro lado, mientras mayor sea el número de *clusters* utilizado durante el GMM, mejor será el ajuste del modelo, y menor será el valor BIC resultante; por este motivo, para la determinación del número óptimo de clusters para realizar el GMM se estudia la variación del valor BIC para muchos clusters, se grafica el valor BIC vs el n° de clusters y se determinan puntos de inflexión en la gráfica.

En este caso de estudio se realizaron GMMs de 1 a 10 *clusters* de datos y se calculó el BIC para cada caso. Como se mencionó en el párrafo anterior el valor BIC no es independiente del número de *clusters* por lo que el criterio para determinar el mejor ajuste fue a partir de encontrar el punto de inflexión en la recta a partir del cual a pesar de seguir aumentando el número de *clusters* el ajuste no mejora tanto (Fig. 36). A partir de este

método y su derivada se determinó que la cantidad de *clusters* con los que el GMM ajusta mejor es 2 y 4 clusters.

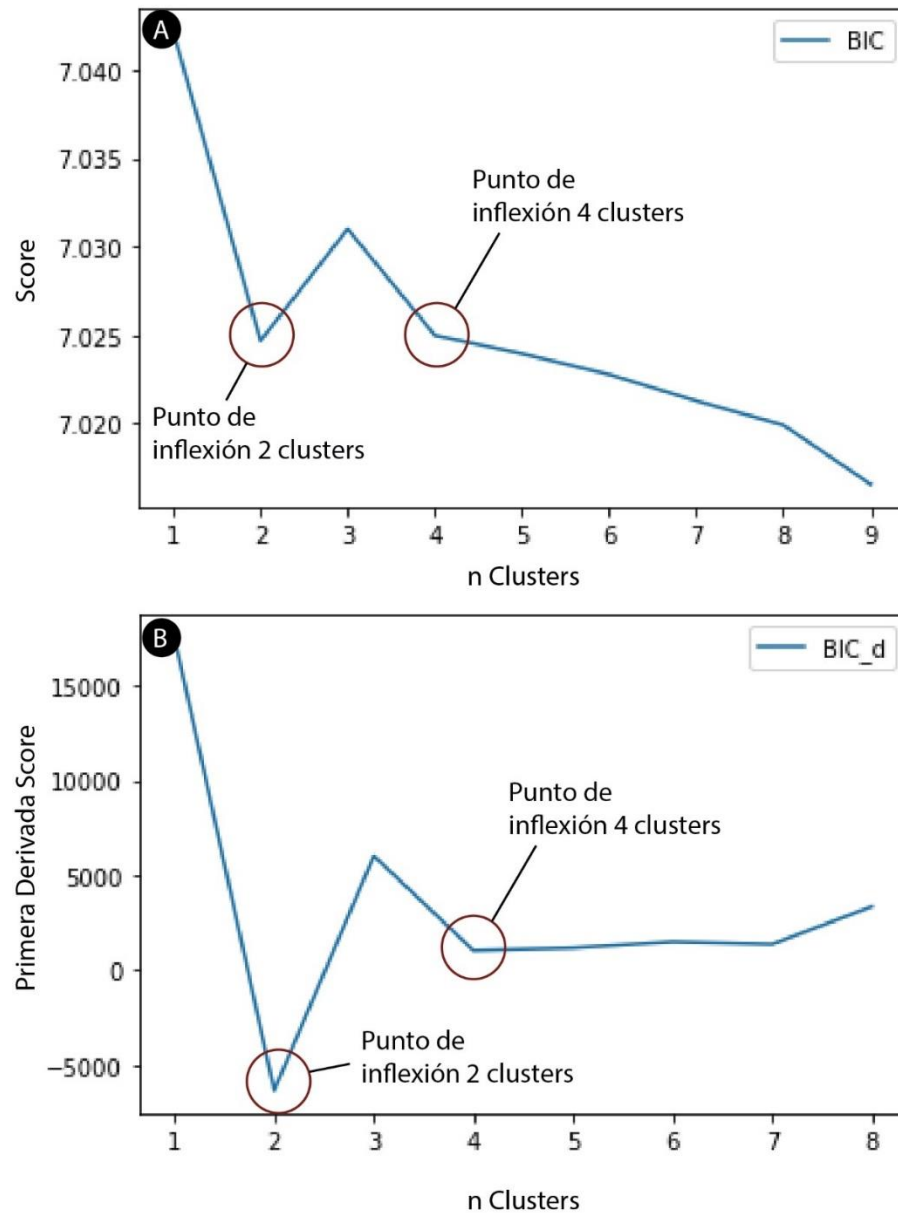


Fig. 36. A. Resultados arrojados por el Criterio de información Bayesiano (BIC) para 10 modelados GMM de 1 a 10 clusters sobre el mosaico de reflectividades calculado con el algoritmo SIPS WMA con AVG basado en área. B. Primera derivada de resultados arrojados por el BIC.

3.3.4 Interpretación de perfiles sísmicos

Los archivos de extensión .ps3 obtenidos por el equipo PARASOUND P70 fueron convertidos a archivos formato .sgy de 100 MB con el software PARASTORE de la empresa TELEDYNE. Una vez en formato .sgy, los perfiles sísmicos fueron cargados a un proyecto dentro del software Kingdom (versión 2015).

La interpretación de los perfiles sísmicos multicanal y SBPs se basó en la metodología propuesta por Nielsen et al., (2008) para el estudio sísmico de depósitos contorníticos. A lo largo de la descripción los espesores se expresan en milisegundos en tiempo de ida y vuelta (ms TWT).

Los horizontes de las distintas unidades fueron en una primera instancia exportados del Kingdom en formato de texto plano y posteriormente en Python se realizaron operaciones de suma y resta entre los distintos reflectores para el cálculo de espesores haciendo uso de las bibliotecas pandas y numpy. Para la conversión de espesores de ms TWT a metros se utilizó una velocidad de onda p de 1550 m/s, la cual es una velocidad esperable para sedimentos no consolidados.

Las imágenes finales de los perfiles sísmicos fueron elaboradas en Adobe Illustrator (versión 2015) a partir de archivos PDF exportados del Kingdom.

3.3.5 Mapeo geomorfológico y elaboración de mapas

El mapeo morfológico realizado sobre las grillas batimétricas fue llevado a cabo con el software Q-gis (versión 2.14.21). Los polígonos correspondientes a cada geoforma fueron exportados en formato de .shp y luego integrados al resto de los datos en Python a través

de la biblioteca geopandas. Así mismo, las distintas grillas fueron incorporadas al entorno Python a partir de las bibliotecas pandas y xarray.

A partir de la integración de grillas, polígonos, horizontes reflectores y otros datos georeferenciados utilizados se elaboraron mapas temáticos en Python con la biblioteca pygmt. Los detalles finales de los mapas fueron realizados con el software de diseño gráfico Adobe Illustrator (versión 2015).

3.3.6 Análisis sedimentológicos, granulométricos y dataciones

Los 3 testigos sedimentarios estudiados en este trabajo se analizaron en las instalaciones de Y-TEC en Beriso, donde fueron abiertos, fotografiados y muestreados para realizar análisis granulométricos y dataciones radimétricas. También allí se realizaron las descripciones de los testigos a cargo de la Dra. Bozzano.

Las mediciones granulométricas fueron realizadas con el equipo CILAS 1190 *Laser Particle Size Analyser* por la Dra. Bozzano y la Lic. Spoltore en las instalaciones del Servicio de Hidrografía Naval. Este equipamiento es capaz de medir partículas ubicadas en el rango de tamaños de 0.04-250 μm .

Las dataciones absolutas AMS ^{14}C fueron realizadas sobre muestras monoespecíficas de foraminíferos (*Globigerina bulloides*). Las dataciones fueron realizadas en el laboratorio DirectAMS Radiocarbon Dating Service, Washington, EEUU, y posteriormente convertidas a edades calendario utilizando la curva de calibración Marine 20 (Heaton et al., 2020) y el software CALIB 7.8.2.

CAPITULO 4 RESULTADOS E INTERPRETACIONES

4.1 Morfología de la zona de estudio

La morfología general de la zona de estudio se caracteriza por extensos sectores de relativa baja pendiente ($<2^\circ$), interpretados como terrazas contorníticas (Hernández-Molina 2008 y 2010), separados por fajas de alta pendiente ($>5^\circ$) de menor extensión areal (Fig. 37). El área estudiada comprende tres terrazas contorníticas; de oeste a este estas terrazas son: la TPM, la TPB, y la TVF (nomenclatura tomada de Hernández-Molina et al., 2010). El presente trabajo abarca la totalidad de la TPB y los sectores oriental y occidental de la TPM y la TVF respectivamente (Fig. 37). Además de las tres terrazas contorníticas y las zonas de alta pendiente, el lecho marino en esta área presenta una gran diversidad de rasgos geomorfológicos de naturaleza tanto erosiva como depositacional. Dentro de los rasgos identificados en el mapa batimétrico se incluyen: depresiones sub-circulares, alargadas y complejas, cañones submarinos, valles ciegos, fosas contorníticas, cárcavas, escarpas de deslizamientos, depósitos de remoción en masa, y campos de ondas de sedimentos (Fig. 37). Las principales características morfológicas de cada uno de estos rasgos serán descritas a continuación.

4.1.1 Terrazas Contorníticas

El sector del área estudiada comprendido entre los 1600 y 2000 mbnm corresponde a la TPM. Esta terraza se caracteriza por una baja pendiente regional que sólo supera 1° en su sector más oriental. Su superficie es en general llana, aunque presenta algunos escasos surcos y depresiones. Una faja de alta pendiente ($>10^\circ$) de un ancho que varía entre 4,5 y

10 km, denominada aquí como zona de alta pendiente 1, y la presencia discontinua de una fosa contornítica al pie de la zona de alta pendiente, denominada fosa contornítica 1, separan a la TPM de la TPB (Fig. 37). La morfología de la TPB varía considerablemente a lo largo del área de estudio de sur a norte, sin embargo, su pendiente se mantiene relativamente constante y no supera los 2°. En la zona sur su topografía es accidentada y se caracteriza principalmente por la presencia de depresiones de escala kilométrica y variada morfología.

En las cercanías del cañón submarino 1 y hacia el norte de éste, la superficie de la TPB se caracteriza por un fondo llano y un perfil transversal levemente convexo. En este sector la pendiente de la terraza oscila entre 0° y 2°, con los mayores valores ubicados hacia el Este. El sector norte de la TPB se caracteriza por un perfil convexo desarrollando una forma monticular, también caracterizado con pendientes suaves que aumentan en las cercanías de los cañones submarinos y hacia el Este, sector donde escarpas de deslizamientos son frecuentes. Al Este de la TPB se reconoce también una zona de alta pendiente, denominada zona de alta pendiente 2, caracterizada por surcos erosivos y escarpas que producen decenas de metros de desnivel. Al pie de esta zona se encuentra otra fosa contornítica, denominada fosa contornítica 2 (Fig. 37). La TVF, localizada al Este de la fosa contornítica 2, se caracteriza por un perfil convexo hacia arriba y pendientes inferiores a 2°. En su flanco oeste la presencia de ondas de sedimento de dimensiones considerables es frecuente. También se distinguen en ambos flancos de esta terraza escarpas de deslizamiento kilométricas.

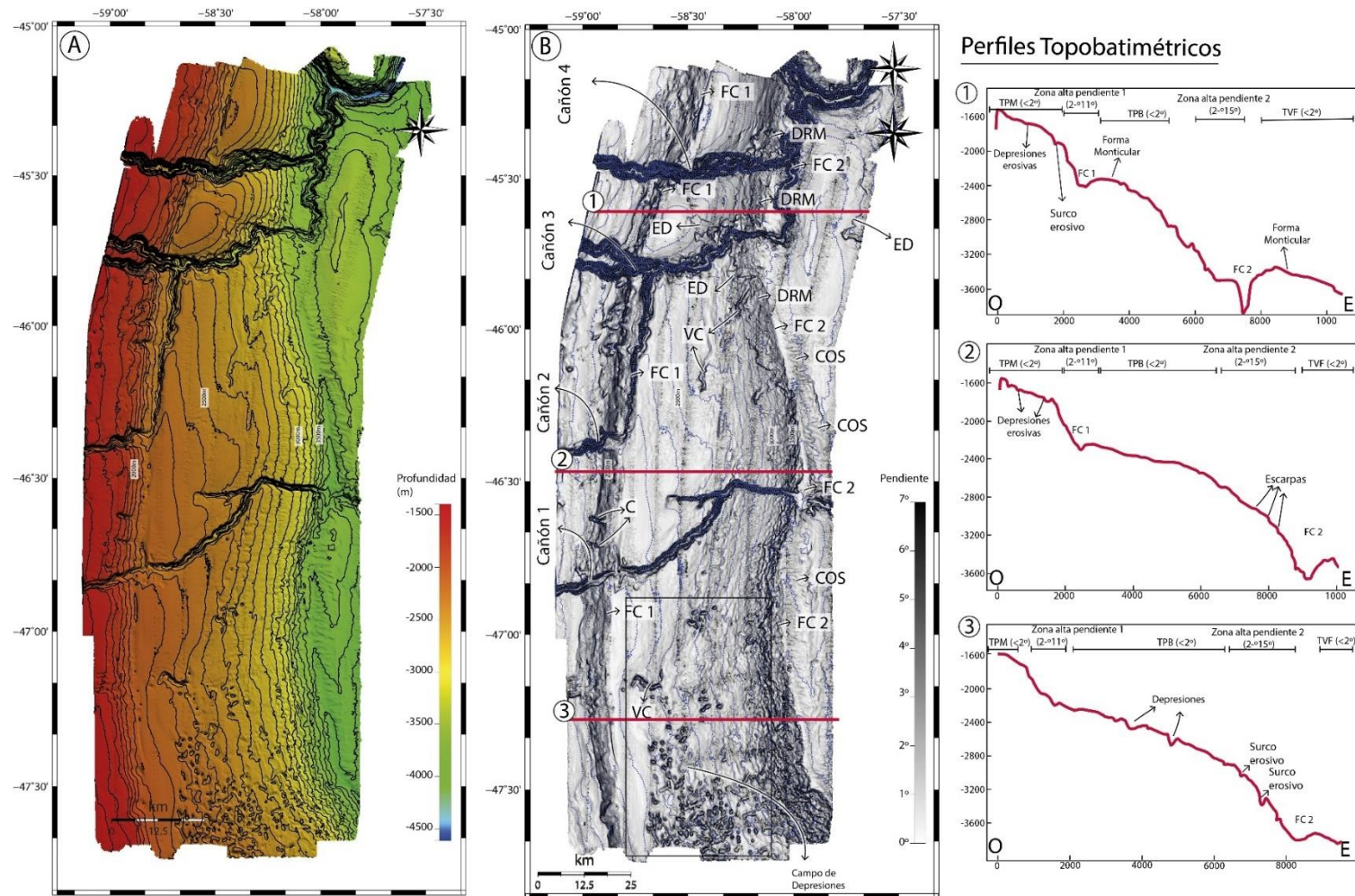


Fig. 37. A. Mapa Batimétrico de la zona de estudio con curvas de nivel con equiespaciado de 100 m en líneas negras discontinuas. B. Mapa de pendientes de la zona de estudio con curvas de nivel indicadas cada 50 m en líneas azules discontinuas. Se indican con etiquetas los principales rasgos geomorfológicos de la zona de estudio: campo de depresiones; valles ciegos (VC); cañones submarinos; fosas contorníticas (FC); cárcavas (C); escarpas de deslizamientos (ED); depósitos de remoción en masa (DRM); y campo de ondas de sedimentos (COS). También se indican en líneas rojas los tres perfiles topobatimétricos exhibidos a la derecha de la imagen.

4.1.2 Fosas Contorníticas

Dos incisiones paralelas al talud con una extensión de ~250 km fueron identificadas en la zona de estudio. Teniendo en cuenta su morfología y su orientación con respecto a la pendiente regional del área (O-E), estas incisiones son clasificadas como fosas contorníticas. Ambas fosas contorníticas se encuentran ubicadas al pie de dos zonas de alta pendiente que limitan las terrazas contorníticas.

La más somera de las fosas, la fosa contornítica 1, está ubicada a profundidades de entre 2200 y 2400 mbnm y exhibe gran variabilidad morfológica a lo largo del área de estudio (Fig. 38). En general, el flanco oeste de la fosa contornítica 1 exhibe valores de pendientes mayores que en el flanco Este, donde la pendiente es más suave. Los perfiles topobatimétricos 1 a 3 representados en la Fig. 38 muestran que el ancho de su sección transversal aumenta en dirección S-N de valores de 2.3 km a 3.4 km. En los perfiles 1 a 3 se observa además que la incisión de la fosa contornítica es de sólo unas pocas decenas de metros, mientras que unos 40 km al norte, en el perfil topobatimétrico 4, la incisión de la fosa aumenta a valores de 365 m al unirse al cañón submarino 2 (descripción del cañón en la siguiente sección) y el ancho de su sección transversal aumenta a valores de 3.5 km. En los perfiles 5 y 6 el ancho de la sección transversal de la fosa alcanza sus máximos valores, los cuales se ubican en torno a los 4 km y su incisión, si bien menor a la representada por el perfil 4, alcanza valores superiores a los 100 m.

La fosa contornítica 2 se ubica a profundidades de entre 3600 y 3800 mbnm. La morfología de esta fosa contornítica en los sectores de los perfiles 7 a 10 del área de estudio no presenta grandes variaciones y se caracteriza por un flanco oeste más empinado, una

incisión de unas pocas decenas de metros, y un ancho en su sección transversal que oscila en torno a los 4.1 y 6.5 km (Fig. 38; perfiles 7-10). Hacia el norte, la morfología de la fosa contornítica cambia considerablemente al unirse con el cañón submarino 3; ambos flancos desarrollan una pendiente con valores que superan los 50°, y tanto la incisión como la sección transversal aumentan alcanzando valores de 675 m y 9 km respectivamente (Fig. 38; perfiles 11 y 12).

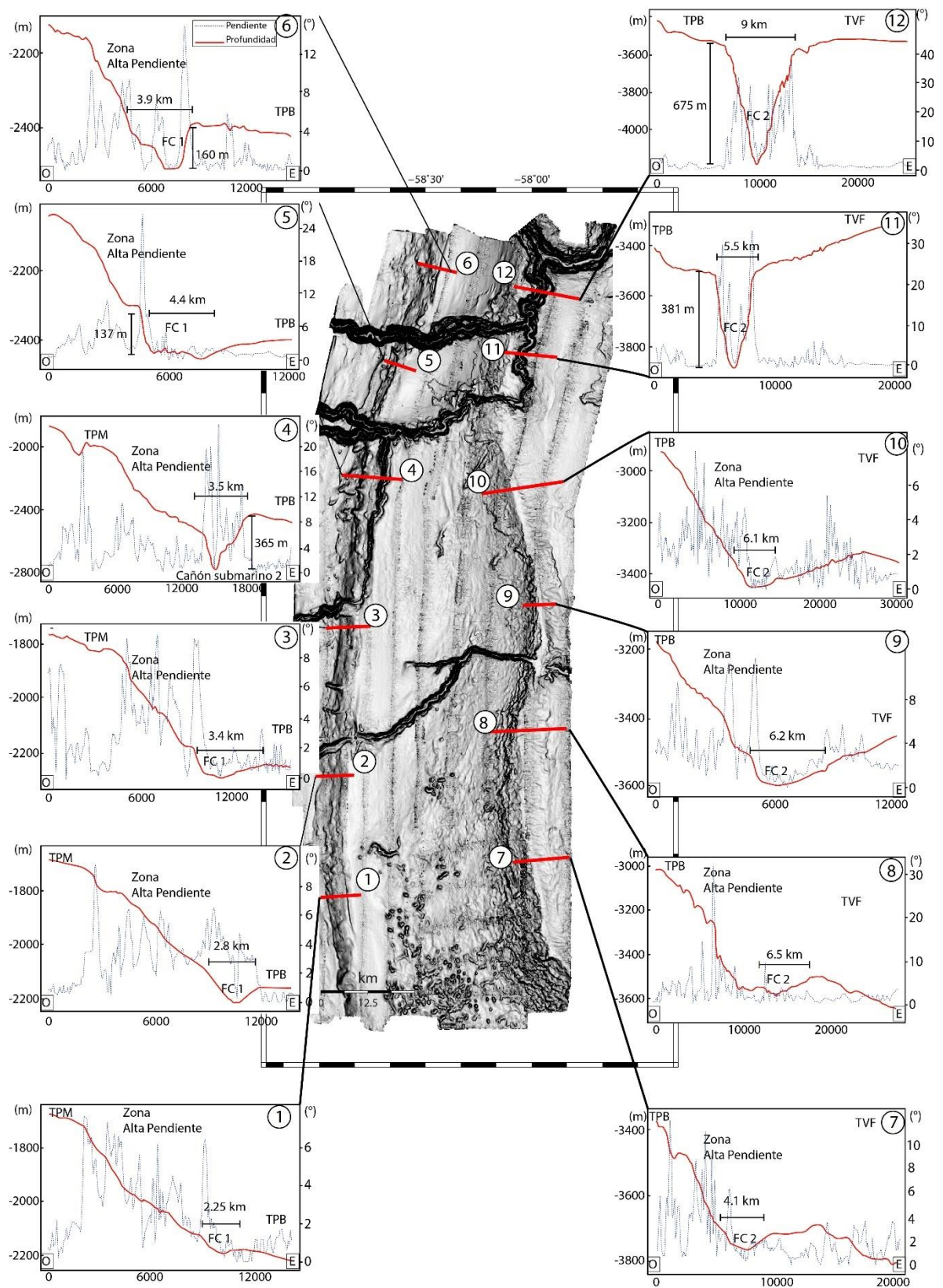


Fig. 38. Mapa de pendientes de la zona de estudio. Líneas rojas indican la posición de los 12 perfiles topobatimétricos trazados en dirección perpendicular a las dos fosas contorníticas que atraviesan la zona de estudio.

4.1.3 Cañones submarinos

El análisis de los datos batimétricos permitió identificar cuatro cañones submarinos presentes en la zona de estudio. Estos cañones submarinos corresponden a la continuación en profundidad de cuatro de los siete cañones submarinos descritos por Lastras et al (2011) para el MCP a profundidades de entre 120 y 1500 mbnm. En esta sección, y a lo largo del trabajo se utilizará la nomenclatura propuesta por Lastras et al (2011). De esta manera, los cañones son nombrados de sur a norte como: cañón submarino 1, cañón submarino 2, cañón submarino 3 y cañón submarino 4 (Fig. 37).

El cañón submarino 1 es el único de los cañones estudiados que atraviesa las tres terrazas contorníticas identificadas en la zona de estudio. El perfil topobatimétrico 1 de la Fig. 39 muestra que el valle del cañón submarino 1 en la zona de la TPM se caracteriza por una dirección O-E, un perfil transversal en forma de “V” levemente asimétrico con un flanco sur más empinado que su par norte y una incisión de 329 m (Fig. 39). En la zona de alta pendiente 1, el cañón se caracteriza por un perfil transversal asimétrico en forma de “U” con la vaguada del cañón desplazada hacia el norte. La incisión del cañón en este sector es de 212 m (Fig. 39, perfil 2). Al pie de la zona de alta pendiente 1, el valle del cañón desaparece por unos kilómetros en el mismo sitio donde se desarrollan surcos de dirección S-N asociados a la fosa contornítica 1. En la TPB, el cañón se caracteriza por un perfil transversal asimétrico en forma de “U” donde la pendiente del flanco norte es mayor que la del flanco sur. La dirección del cañón submarino en este sector es NE y su incisión varía entre 340 y 390 m. También en este sector se reconoce una terraza en el flanco sur del cañón (Fig. 39, perfiles 3-5). La sección transversal del valle del cañón a lo largo de la TPB es

de aproximadamente 7 km próximo a la fosa contornítica y se estrecha hacia el Este hasta valores de aproximadamente 3,5 km. También en este sector se reconoce la presencia de un valle subsidiario que conecta con el cañón principal a una profundidad aproximada de 2849 mbnm. En la zona de alta pendiente 2 la dirección del cañón es E-W y se caracteriza por una incisión mayor a 400 m y un perfil transversal simétrico en forma de “V” (Fig. 39, perfil 6). El valle del cañón deja de ser reconocible cuando es interceptado por la fosa contornítica 2. En la TVF el valle del cañón se caracteriza por una dirección E-W, una sección transversal simétrica en forma de “U” caracterizada por un amplio fondo plano y una incisión de 260 m (Fig. 39, perfil 7).

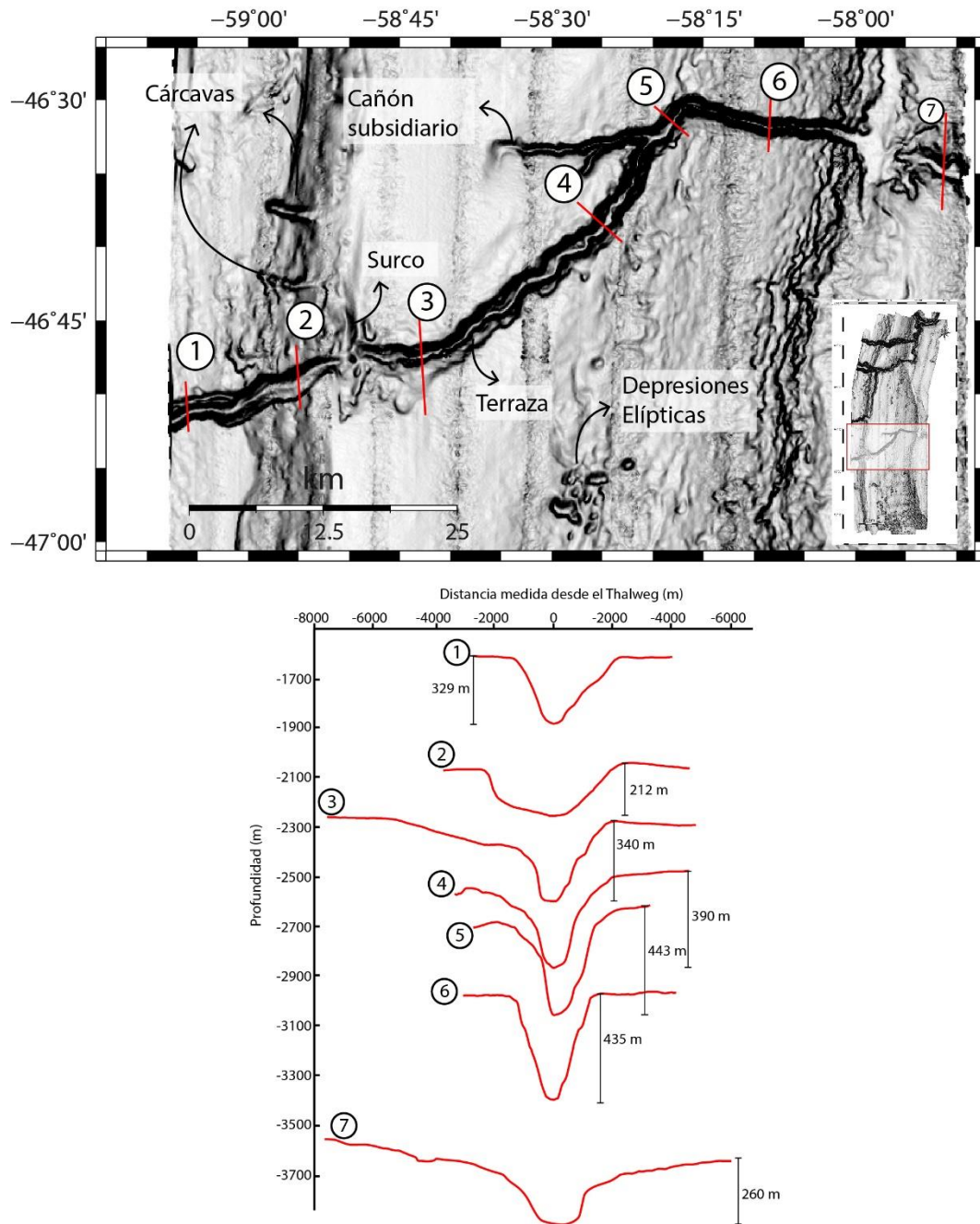


Fig. 39. Detalle del cañón submarino 1 en el mapa de pendientes. Las líneas rojas indican los perfiles topobatimétricos graficados en la parte inferior de la imagen.

El cañón submarino 2 puede ser dividido de acuerdo con su orientación en dos sectores: uno donde su orientación es O-E presente en la TPM, y otro donde su orientación es S-N ubicado en la TPB. El sector del valle del cañón ubicado sobre la TPM se caracteriza por un perfil asimétrico y una incisión que aumenta con la profundidad de 329 a 506 m y

una sección transversal que se ensancha en la misma dirección de 3 a 5 km (Fig. 40, perfiles 1 y 2). En la TPB, por otro lado, el cañón submarino 2 se desarrolla en la dirección S-N. En esta terraza el valle aumenta su incisión y ancho en esa misma dirección; el ancho es de 3.5 km en su sector sur y llega a 6 km en su parte norte, la incisión aumenta en el mismo sentido de valores que rondan los 300 m hasta llegar a casi 500 m en su sector norte (Fig. 40, perfiles 3-5).

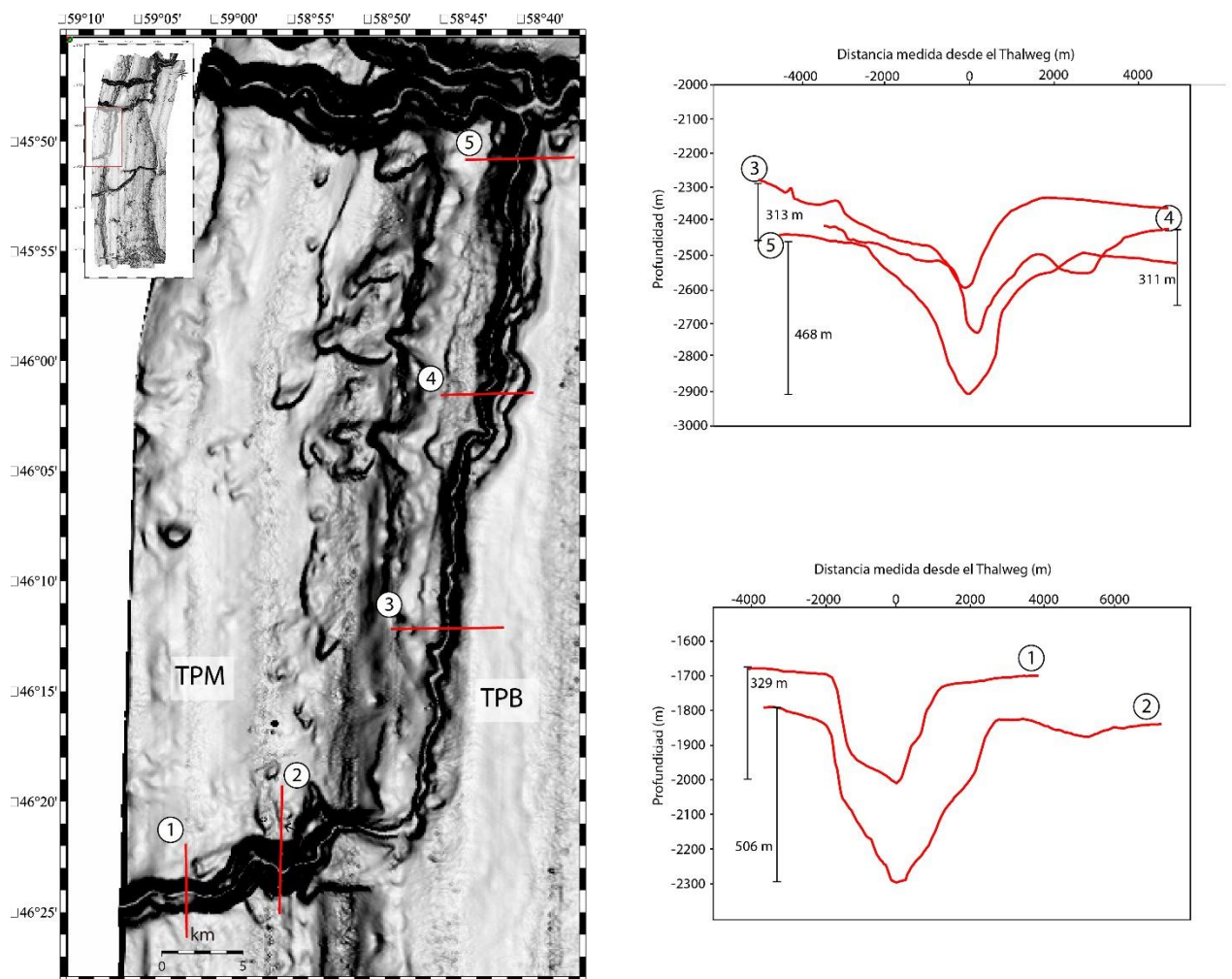


Fig. 40. Detalle del cañón submarino 2 en el mapa de pendientes. Las líneas rojas indican los perfiles topobatemétricos graficados en la parte inferior de la imagen. También se indican los nombres de las terrazas contorníticas: TPM: Terraza Perito Moreno, y TPB: Terraza Piedra Buena.

El sector del cañón submarino 3 localizado en la TPM está compuesto por dos valles que confluyen en la zona de alta pendiente 1 (Fig. 41, perfil 1). La morfología de ambos valles es similar y se caracteriza por perfiles simétricos en forma de “V” y una incisión de aproximadamente 550 m. Al pie de la zona de alta pendiente 1 el cañón 3 confluye con la fosa contornítica 1. En la TPB este cañón está conformado por sólo un valle, posee una dirección NE y una incisión mayor a los 700 m. A lo largo de la zona de alta pendiente 2 la dirección del cañón submarino se torna E-W, su sección transversal es aproximadamente 1 km y su incisión disminuye considerablemente a valores de 218 m (Fig. 41, perfiles 2-4). Al pie de la zona de alta pendiente el cañón submarino 3 se une con la fosa contornítica 2, y su dirección se torna S-N.

En la zona norte del área de estudio se encuentra el cañón submarino 4, desarrollado a profundidades que van de 1800 mbnm hasta los 3650 mbnm, donde confluye con la fosa contornítica 2 (Fig. 42). En la TPM el cañón exhibe un perfil relativamente simétrico en forma de “U” caracterizado por un fondo plano y una incisión mayor a los 800 m (Fig. 42, perfil 1). En la TPB se puede reconocer la presencia de terrazas en ambos flancos del cañón. En el flanco norte en particular también se reconocen escarpas en forma de anfiteatro, lo que le otorgan al cañón un perfil asimétrico con mayor extensión del flanco norte (Fig. 42, perfiles 2 y 3). La incisión del valle del cañón en este sector oscila entre 750 y 1050 metros. Hacia el Este, en el sector próximo a la fosa contornítica 2, la expresión morfológica del valle del cañón se ve considerablemente reducida, y su incisión no supera los 450 m (Fig. 42, perfil 4). Al igual que en el caso del cañón submarino 3, el sector de la TPB ubicado inmediatamente al norte del cañón submarino exhibe una forma convexa

mientras que el perfil de la zona ubicada al sur del cañón está caracterizado por un perfil llano. Al pie de la zona de alta pendiente 2, el cañón submarino 4 confluye en la fosa contornítica 2.

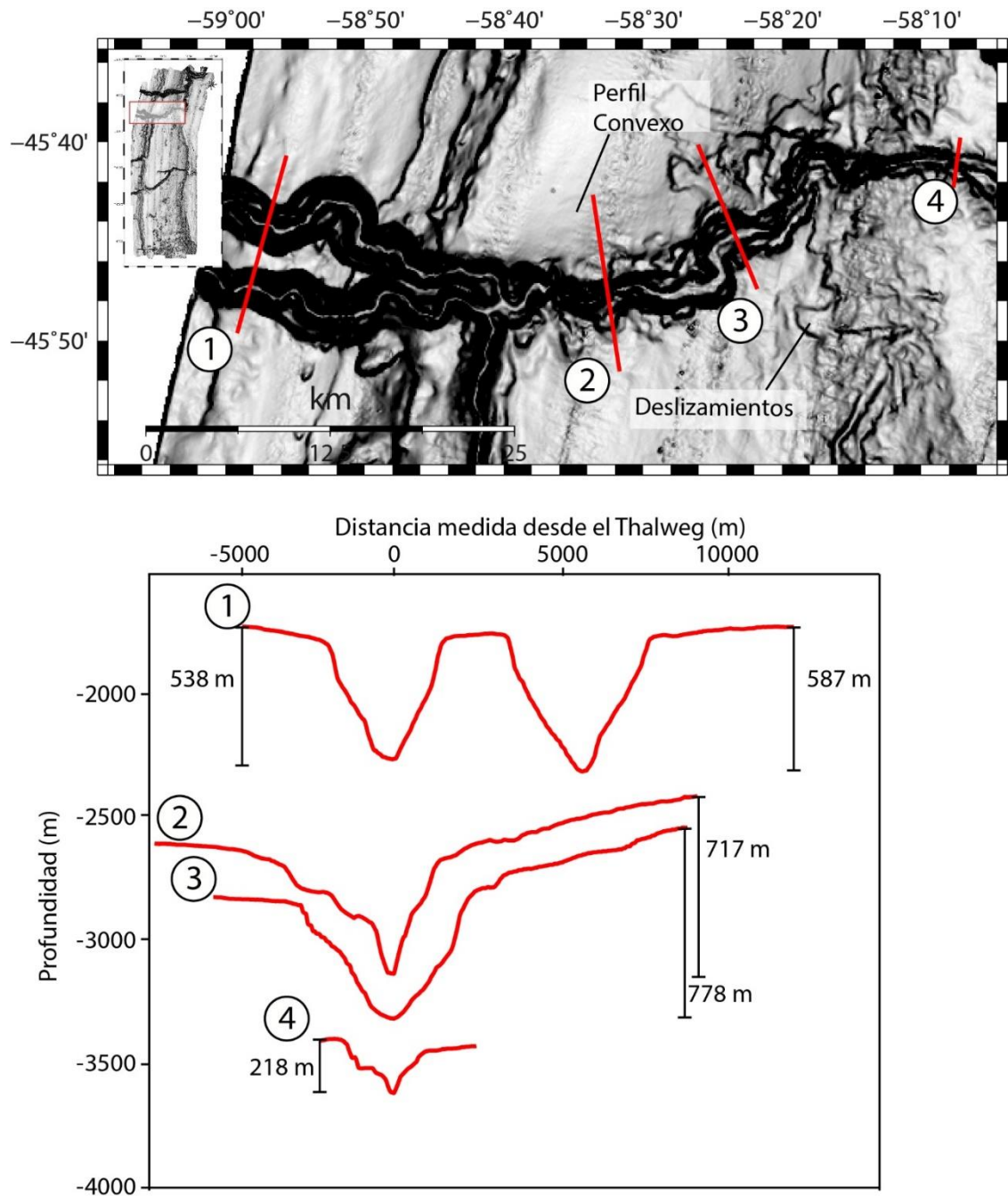


Fig. 41. Detalle del cañón submarino 3 en el mapa de pendientes. Las líneas rojas indican los perfiles topobatimétricos graficados en la parte inferior de la imagen.

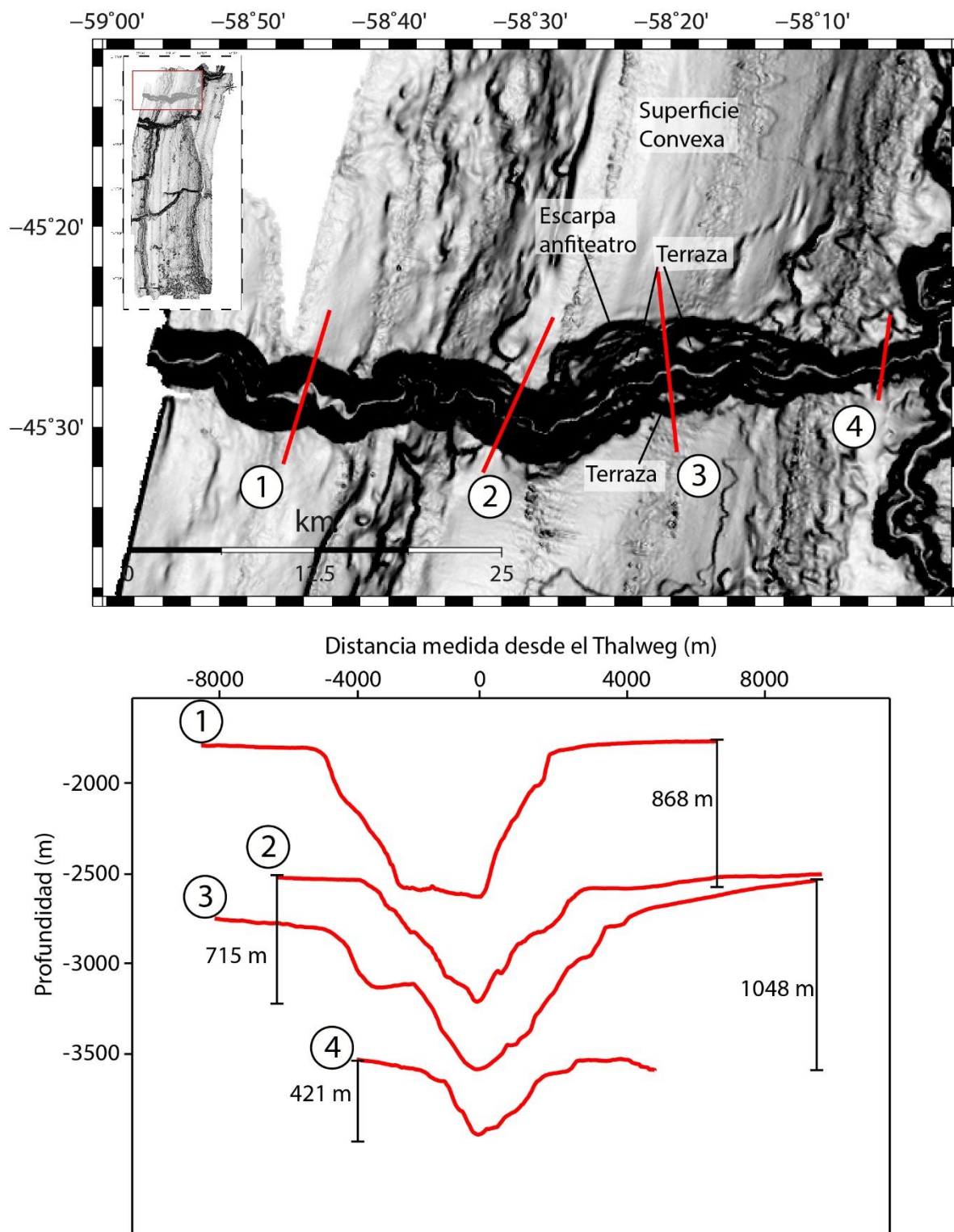


Fig. 42. Detalle del cañón submarino 4 en el mapa pendientes. Las líneas rojas indican los perfiles topobatimétricos graficados en la parte inferior de la imagen.

4.1.4 Campo de Depresiones

En la zona sur de la TPB se reconoció un extenso campo de depresiones. Este campo pareciera extenderse por fuera de la zona cubierta por la grilla batimétrica, por lo que posiblemente continúe hacia el sur y sus dimensiones sean mayores que las que se llega a apreciar en este trabajo. El campo se compone de 135 depresiones de dimensiones kilométricas y variada morfología que van desde formas sub-circulares a formas complejas. Las depresiones fueron clasificadas de acuerdo con su índice de elipticidad ($IE = \text{Eje Largo} / \text{Eje Corto}$) en 3 categorías: depresiones sub-circulares ($IE < 2$), depresiones elongadas ($2 < IE < 4$) y depresiones complejas ($IE > 4$). De este modo se establece que de las 135 depresiones 106 corresponden a depresiones sub-circulares, 12 a depresiones alargadas y 17 a depresiones complejas.

Como resultado del análisis morfométrico se desprenden los siguientes valores morfológicos promedio aproximados: eje largo de 1800m, profundidad 90 m, superficie promedio de 2 km², perímetro de 5 km y un IE de 1.4. En total estas depresiones cubren un área de más de 200 km². El diagrama de rosetas construido para el eje largo de las depresiones indica una dirección de elongación preferencial en la dirección NE, con una segunda moda de menor frecuencia, orientada en la dirección NO (Fig. 43). Los perfiles topobatimétricos realizados en la dirección S-N sobre las depresiones sub-circulares son en general asimétricos y se caracterizan por un flanco sur más empinado y los valores de inclinación varían considerablemente entre las depresiones, oscilando entre 6° y 21° (Fig. 43). También se desprende del análisis de perfiles topobatimétricos que el borde norte de

la depresión suele exhibir una forma de montículo mientras que el borde sur se encuentra en general caracterizado por una superficie lisa de baja pendiente (Fig. 43).

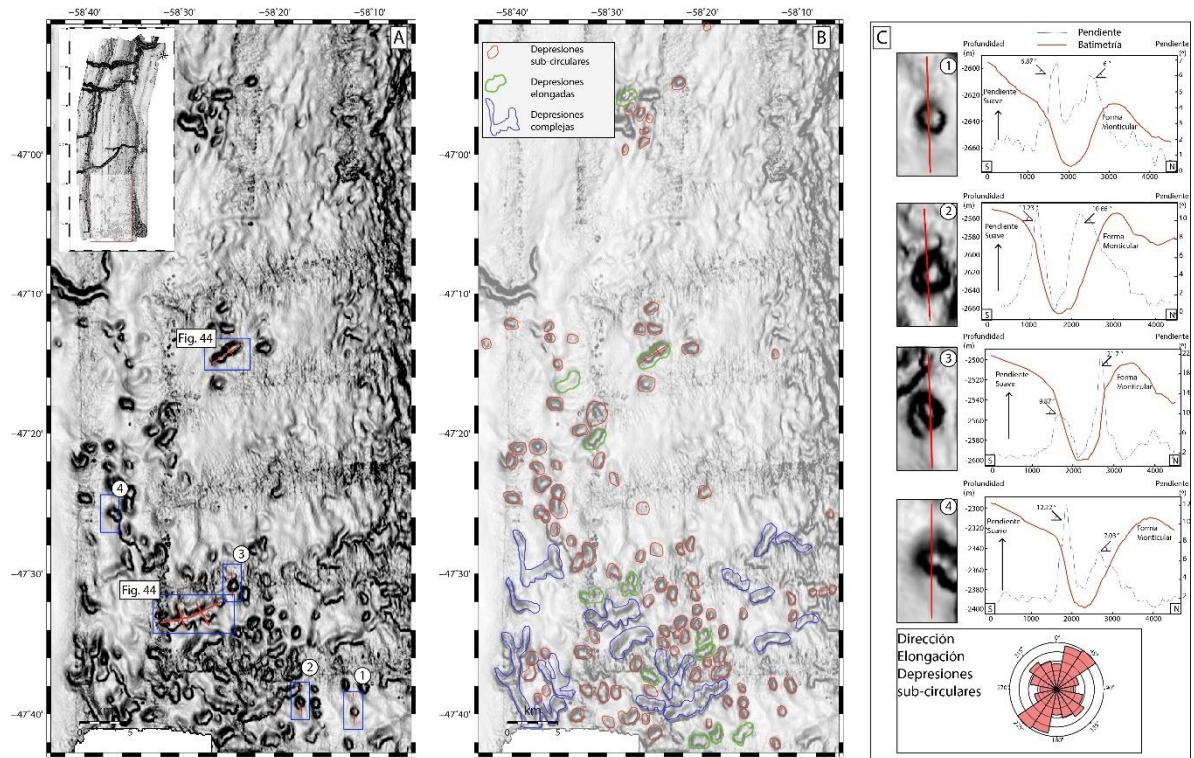


Fig. 43. A. Mapa de pendientes mostrando detalle del campo de depresiones ubicado en el sector sur de la TPB. Recuadros azules con etiqueta 1-4 indican la localización de las depresiones individuales exhibidas los detalles 1, 2, 3, y 4. B. Mapa batimétrico de la zona de estudio superpuesto a polígonos de colores indicando la clasificación de las depresiones según su índice de elipticidad. C. En los perfiles las líneas rojas indican perfil batimétrico y las líneas azul discontinuas indican valores de pendiente. En el sector inferior se muestra el diagrama de roseta en el que se expresa la dirección de los ejes de elongación de las depresiones sub-circulares

El cálculo de IE sobre las depresiones arrojó 12 depresiones elongadas (Fig. 44). Las depresiones elongadas tienen un perímetro promedio de 8892 m y un área promedio de 4.31 km² cubriendo en sumatoria un área total de 51,75 km². Las pendientes de los flancos de estas de depresiones oscilan entre los 5° y 12° (Fig. 44). La distribución de direcciones de elongación de las depresiones es unimodal y está caracterizada por un rumbo preferencial ENE.

Con un IE mayor a cuatro fueron identificadas 17 depresiones. Su morfología es en algunos sectores similar a la de una cárcava, aunque en otros casos se caracteriza por morfologías más complejas en forma de “L”. Ambos casos son referidos en este trabajo como depresiones complejas. Al igual que el caso de las depresiones sub-circulares y las depresiones elongadas las pendientes de sus flancos oscilan entre 5° y 12°. Su dirección de elongación también es unimodal, con un rumbo preferencial ENE (Fig. 44). Estas depresiones poseen un perímetro promedio de 19,6 km y un área promedio de 10,13 km² cubriendo una superficie total de 196.05 km².

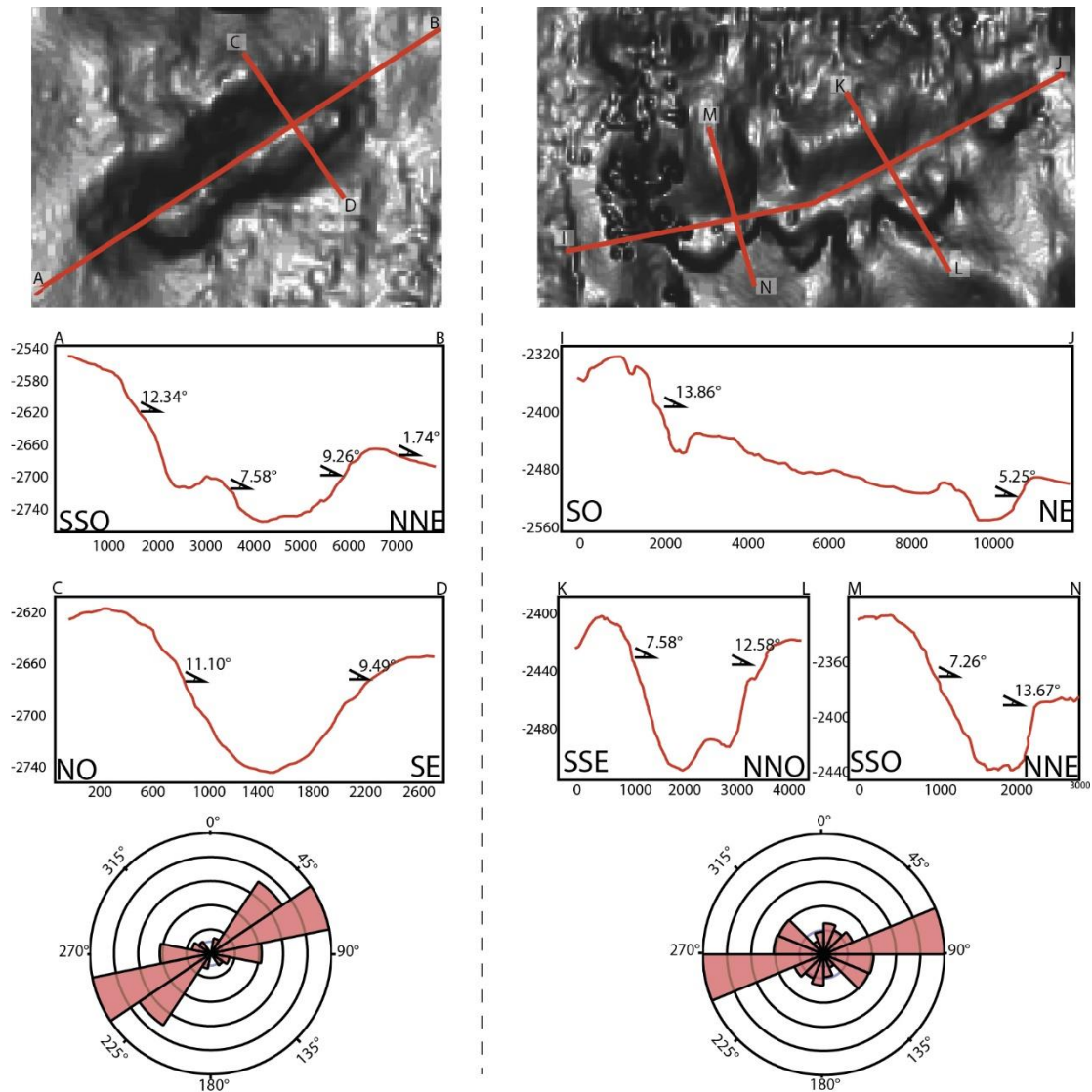


Fig. 44. En la parte izquierda de la figura se muestra el detalle de una depresión elongada en la grilla de pendientes; en rojo se indican la posición de los perfiles topobatimétrico de la figura Fig. 43. En la parte inferior izquierda de la imagen se muestra un diagrama de roseta construido a partir de la dirección del eje de elongación de las depresiones elongadas. En la parte derecha de la figura se muestra el detalle de una compleja en la grilla de pendientes; en rojo se indican la posición de los perfiles topobatimétrico gráficos por debajo. En la parte inferior derecha de la imagen se muestra un diagrama de roseta construido a partir de la dirección del eje de elongación de las depresiones complejas.

4.1.5 Escarpas y depósitos de deslizamiento

Se ha reconocido un gran número de escarpas de deslizamiento de escala kilométrica en el sector norte de la zona de estudio. Las escarpas se hallan concentradas preferentemente en dos sectores: el sector norte de la fosa contornítica 2 y la TVF y el sector de la TPB localizado entre los cañones submarinos 3 y 4.

En el sector norte de la fosa contornítica 2 y la TVF el desarrollo de fenómenos de remoción en masa se hace evidente a partir de la existencia de al menos doce escarpas con ancho de ruptura que oscila entre 13 y 33 km (Fig. 45). La superficie del lecho marino circundante a las escarpas en este sector es en general llana y se caracteriza por pendientes menores a 2° , por lo que las escarpas son fácilmente identificables tanto en planta como en los perfiles batimétricos y de pendientes gracias a presencia de escalones y resaltos topográficos (Fig. 45).

En algunos casos una superficie irregular de morfología tipo *hummocky* y un perfil transversal convexo es reconocido pendiente abajo de las escarpas de deslizamiento. Estas superficies son interpretadas como el techo de los depósitos de material movilizado asociado a las zonas de arranque definidas por las escarpas. La altura de la pared de la escarpa oscila entre 70 y 90 m, y sus pendientes se encuentran en general entre valores de 7° y 10° (Fig. 45).

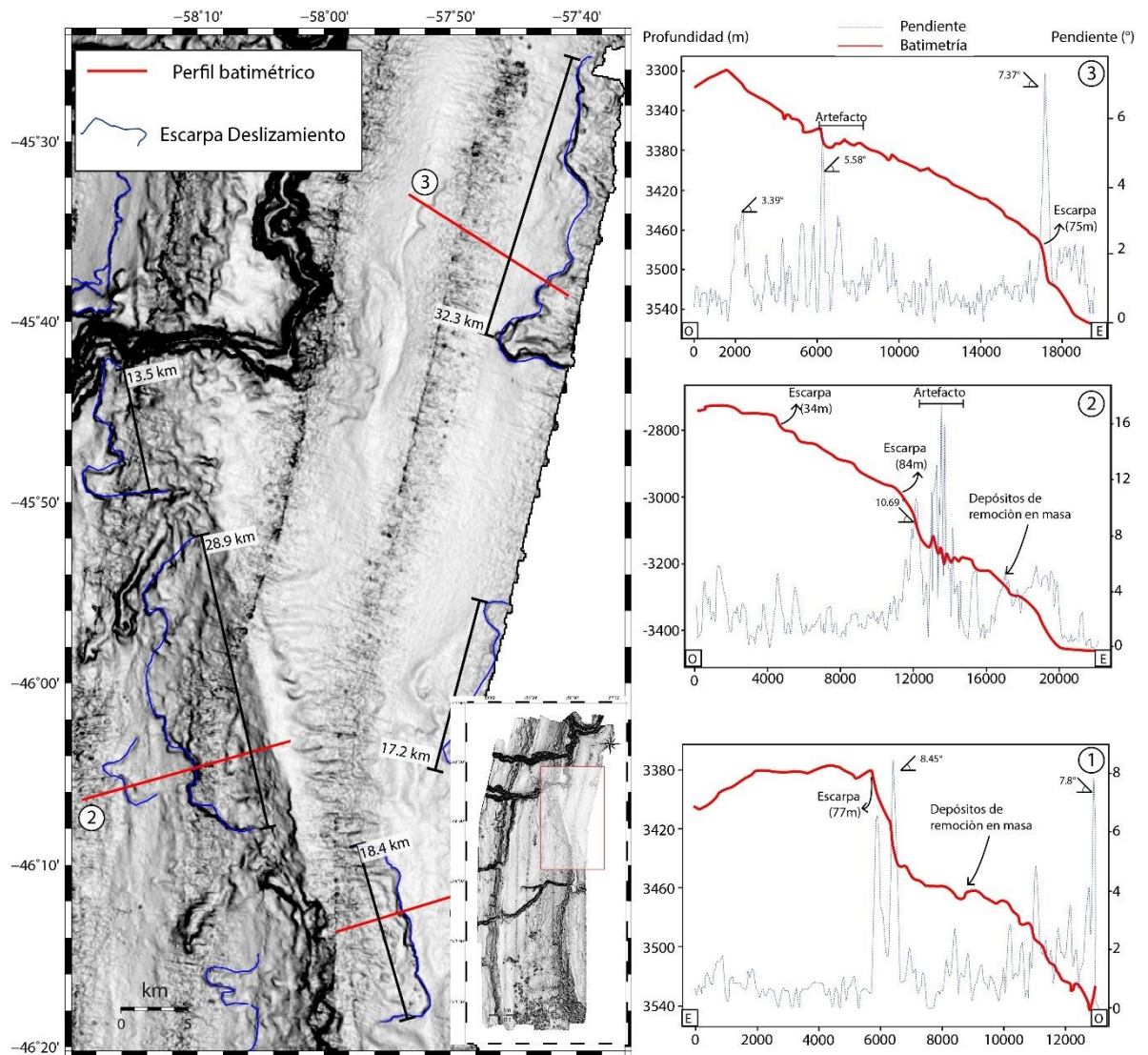


Fig. 45. Mapa de pendientes del sector NE de la zona de estudio. En líneas azules se indican las escarpas de deslizamientos producidos en ambas terrazas. En líneas rojas se indican la posición de los perfiles topobatimétricos exhibidos en el sector derecho de la imagen. En los perfiles las líneas rojas indican perfil batimétrico y las líneas azul discontinuas indican valores de pendiente.

Los fenómenos de remoción en masa son también frecuentes en el sector norte de la TPB. En este sector el lecho marino se caracteriza por un perfil E-O convexo y pendientes que no superan los 2° . El flanco oriental de la TPB en este sector presenta escarpas de deslizamientos, aunque a diferencia de las escarpas descritas para la TVF, en este caso las superficies de ruptura suelen ser múltiples, lo que indica que los fenómenos de remoción de masa se produjeron en reiteradas ocasiones sobre los mismos depósitos, de manera

retrograda (Fig. 46). Todas estas escarpas se encuentran localizadas a profundidades que van de 2400 a 2900 mbnm. La extensión de las escarpas de deslizamiento oscila entre 3 y 15 km. La altura de la escarpa oscila entre valores de 42 y 110 m, y sus pendientes varían entre 7 y 13° (Fig. 46).

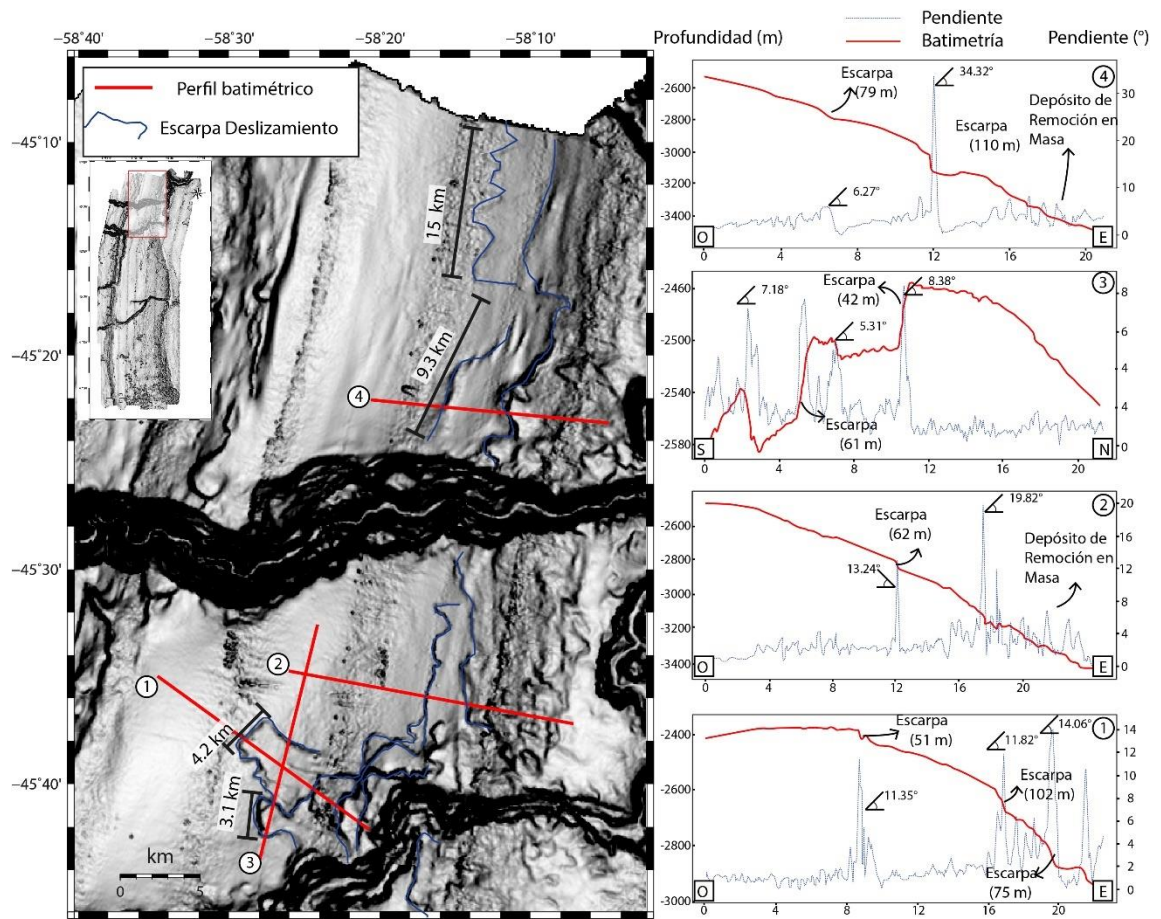


Fig. 46. Mapa de pendientes del sector norte de la TPB. En color azul se indica la presencia de escarpas de deslizamientos. En líneas rojas se indican la posición de los perfiles topobatimétricos exhibidos en el sector derecho de la imagen. En los perfiles las líneas rojas indican perfil batimétrico y las líneas azules discontinuas indican valores de pendiente.

4.1.6 Ondas de Sedimento

Campos de ondas de sedimento son reconocidos en el área de estudio cubriendo gran parte del flanco este de la fosa contornítica 2 (Figs. 47 y 48). Las ondas de sedimento

se caracterizan por crestas levemente sinuosas, subparalelas entre sí, con una dirección predominantemente O-E. El largo promedio de las crestas es de alrededor de 4500 m.

La longitud de onda de las ondas de sedimento varía en general entre 1400 y 2500 m, alcanzando excepcionalmente valores cercanos a 4500m, mientras que la amplitud de las ondas está en general comprendida entre 10 y 25 m, con algunos registros de valores superiores a los 30 m (Figs. 47 y 48).

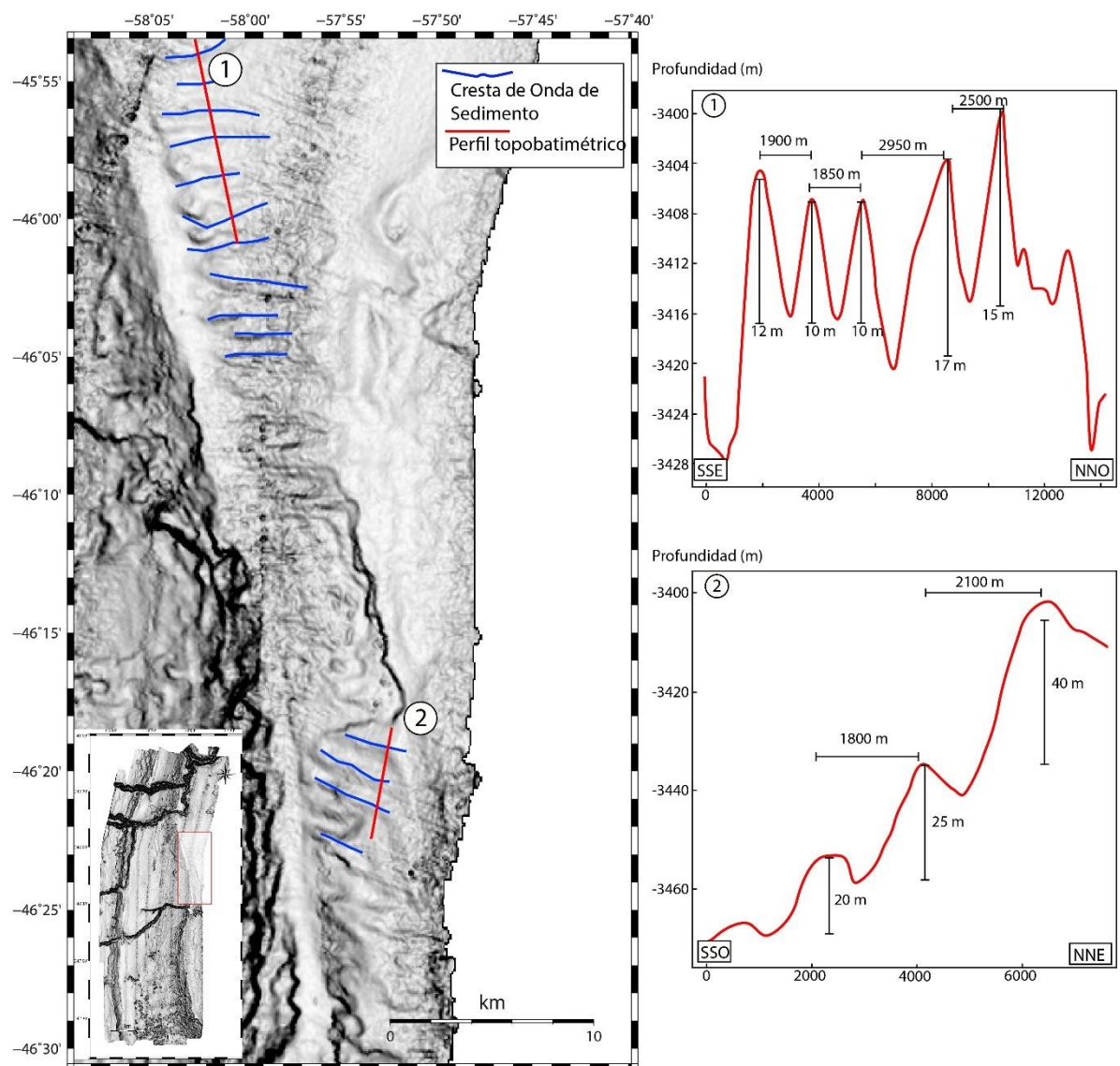


Fig. 47. Mapa de pendientes del sector noreste de la TPB donde se pueden apreciar el desarrollo de ondas de sedimento en el flanco Este de la fosa contornítica 2.

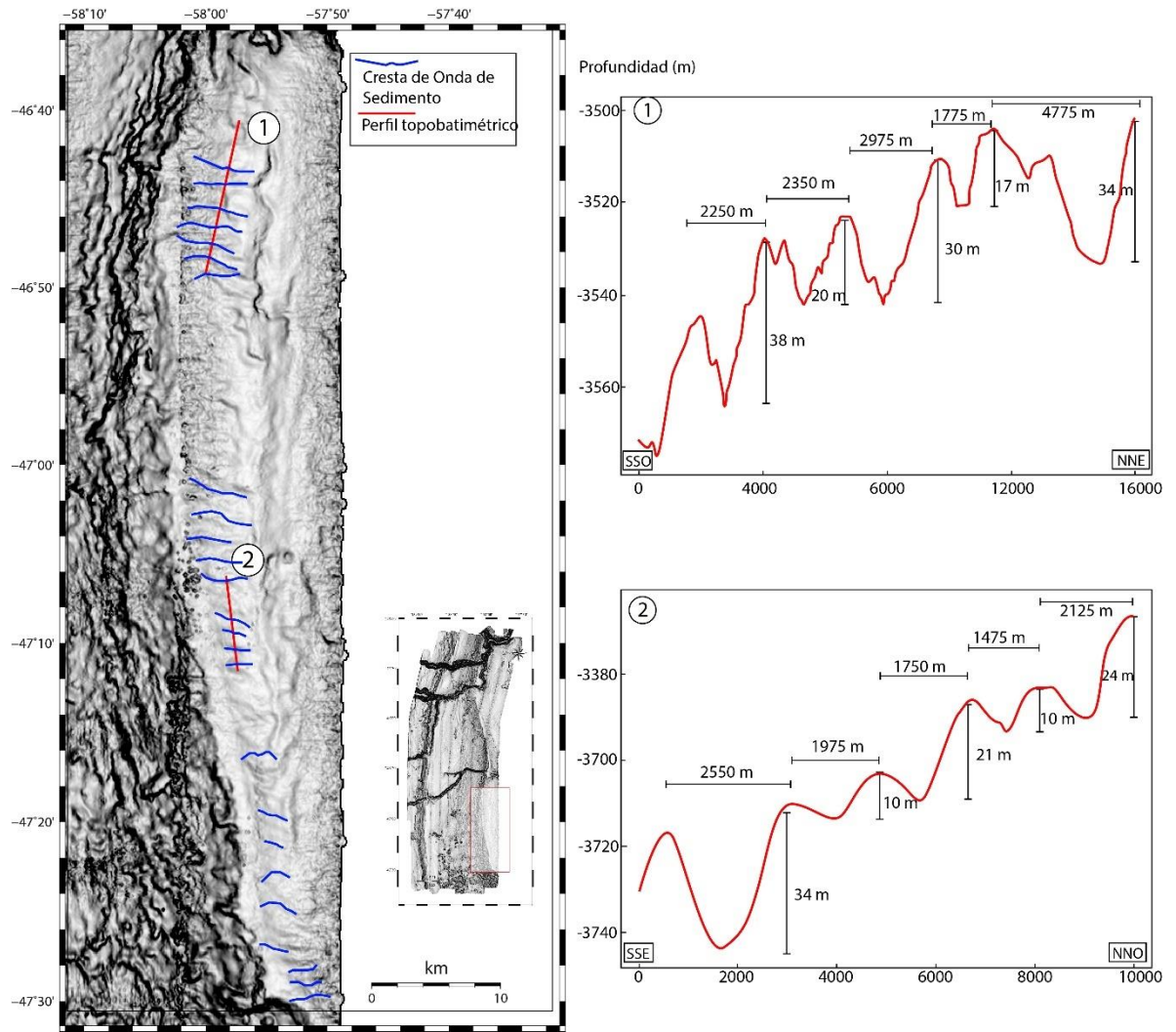


Fig. 48. Mapa del sector sureste de la zona de estudio donde se pueden apreciar el desarrollo de ondas de sedimento en el flanco Este de la fosa contornítica 2.

4.1.7 Valles ciegos

Una serie de valles ciegos con una extensión de hasta decenas de kilómetros fueron identificadas a lo largo de la TPB en los mapas batimétrico y de pendiente (Fig. 49). Estos valles se caracterizan por laterales con pendientes que oscilan entre 6 y 14° y una sección transversal con un ancho que varía entre 2500 y 4500 m. La incisión de estos valles es considerablemente menor a la de los cañones submarinos activos, rondando los 110 m en

promedio. El perfil transversal de los valles ciegos posee forma de “U” y un fondo plano sin una vaguada claramente definida.

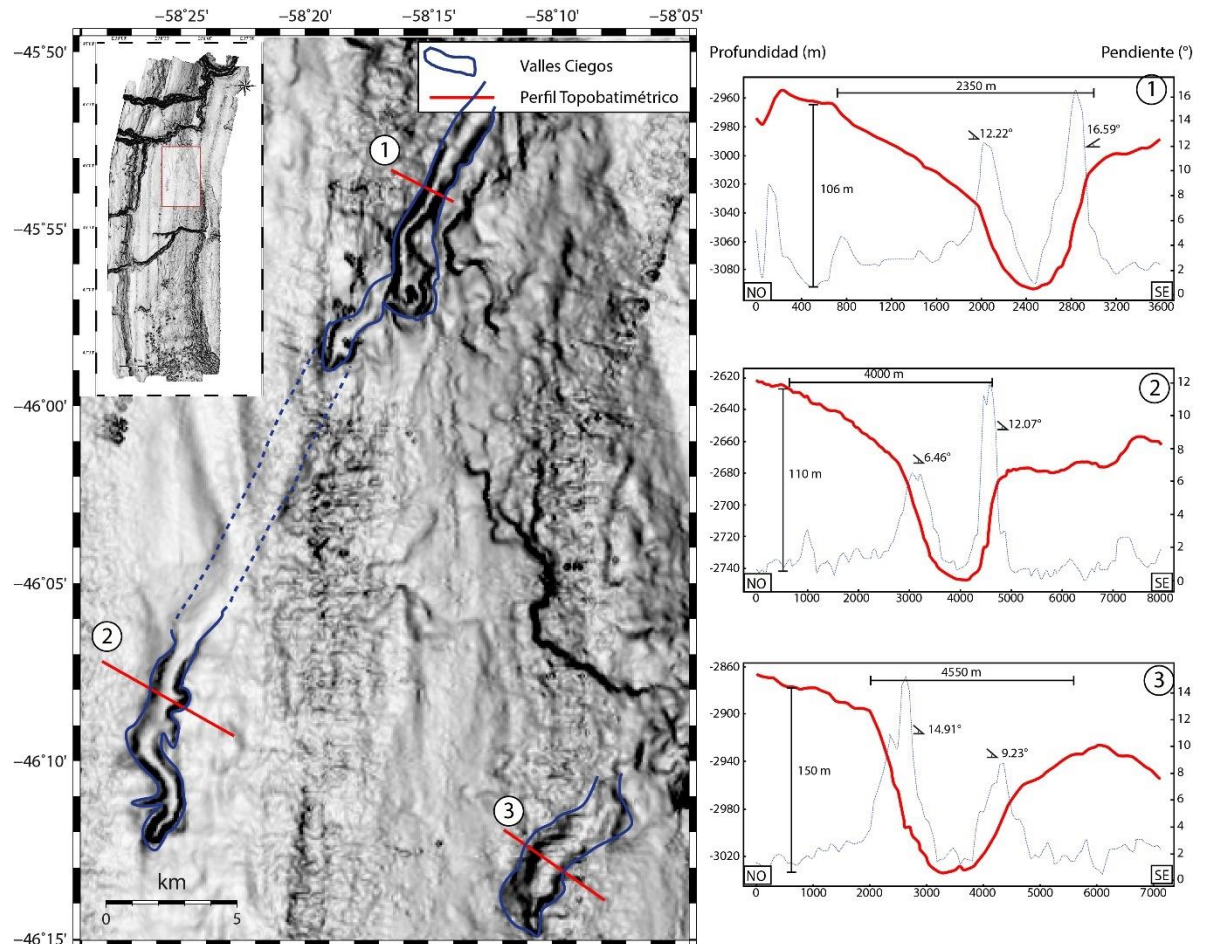


Fig. 49. Detalle de valles ciegos en el mapa de pendientes reconocidas en la parte norte de la TPB. Las líneas rojas indican los perfiles topobatimétricos graficados en la parte derecha de la imagen. En los perfiles las líneas rojas indican perfil batimétrico y las líneas azules discontinuas indican valores de pendiente.

4.1.8 Cárcavas y rasgos erosivos menores

La superficie de la TPM se caracteriza por una superficie plana con incisiones sub-circulares y elongadas de variados tamaños. En todos los casos las dimensiones de estos rasgos son de menor magnitud que las depresiones descritas para la zona sur de la TPB (Fig. 50).

Cárcavas de aproximadamente 5 kilómetros de largo y una incisión de más de 100 m son también reconocidas en algunos sectores de la zona de alta pendiente 1 (Fig. 50).

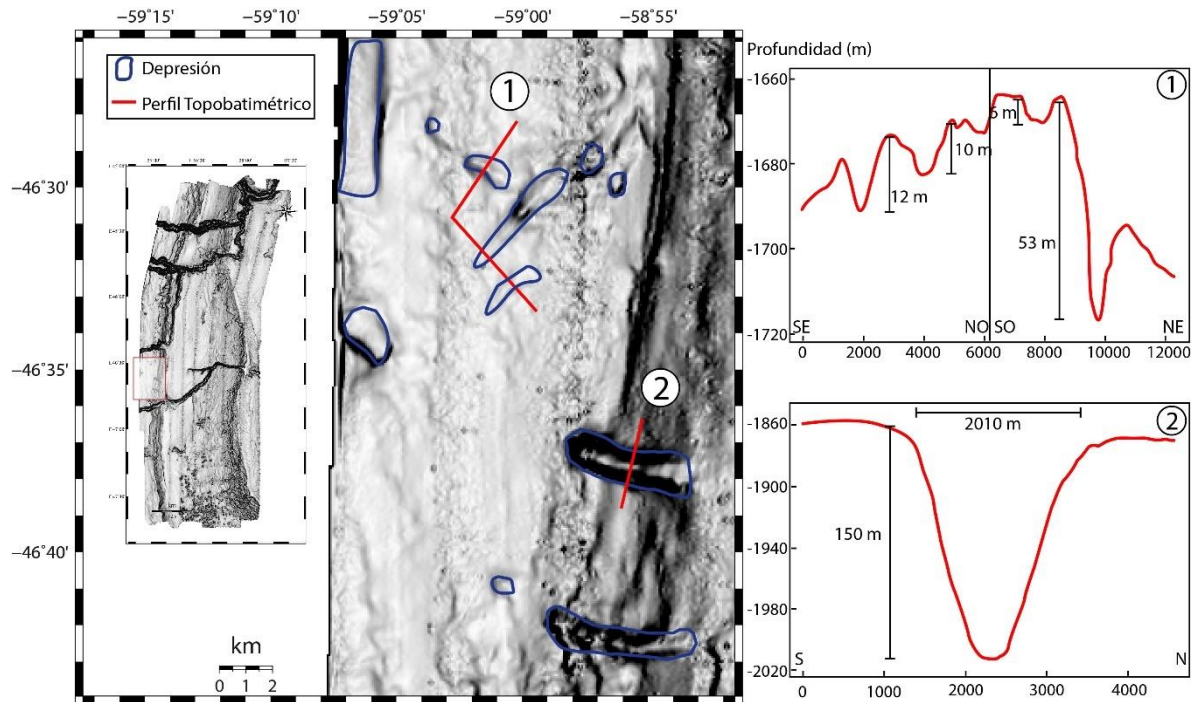


Fig. 50. Detalle de rasgos erosivos menores y cárcavas reconocidos en la TPM y en la zona de alta pendiente 1. Las líneas rojas indican los perfiles topobatimétricos graficados en la parte derecha de la imagen.

4.1.9 Mapa Geomorfológico

Como resultado del análisis morfológico realizado a lo largo de esta sección de la tesis se elaboró un mapa geomorfológico para toda la zona de tesis (Fig. 51).

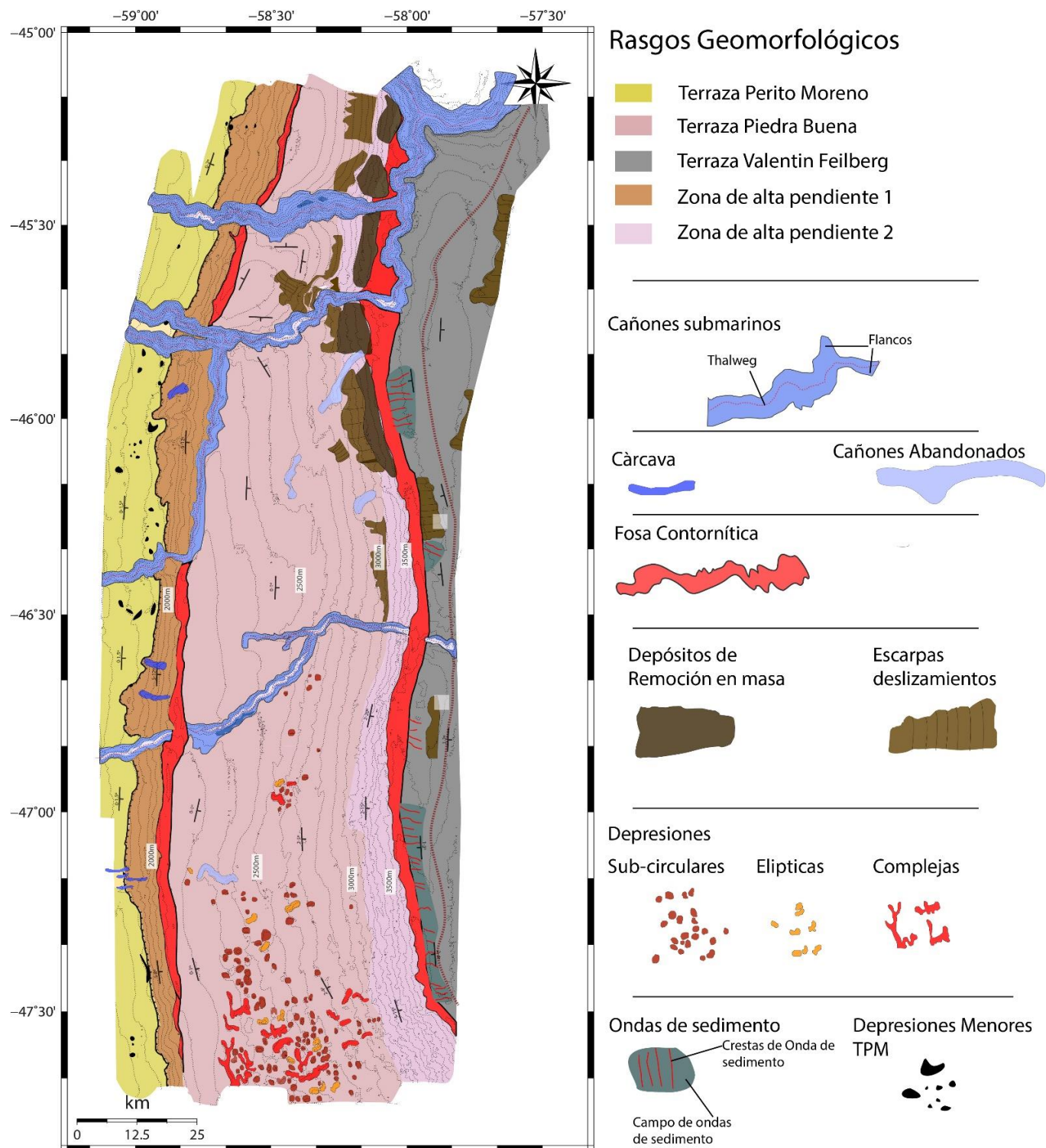


Fig. 51. Mapa geomorfológico de la zona de estudio.

4.2 Reflectividad del fondo marino

En este apartado se presenta un análisis de la reflectividad del fondo marino del área de estudio basado en los datos obtenidos a partir de la sonda multihaz Kongsberg EM-122 y posteriormente procesados en CARIS con el algoritmo SIPS WMA con AVG basado en área. A lo largo de este apartado, y en lo que resta de la tesis se utilizará el término “reflectividad” para referir a la amplitud de la retrodispersión.

4.2.1 Análisis de reflectividades del fondo marino

El mosaico de reflectividades de la zona de estudio muestra una distribución bimodal, con modas en -23.5 y -20 dB y el 94% de los valores se encuentran ubicados entre -29 y -18 dB (Fig. 52).

Los valores de reflectividad más bajos de la zona de estudio se ubican en la TVF (Fig. 52). En este sector más del 80% de los valores de reflectividad se encuentran por debajo de los -25 dB. Una característica que denota la homogeneidad de valores de reflectividad de esta zona es que más del 50 % del total de valores se encuentran comprendidos entre -27,5 y -25 dB, y entre -25 y -26 dB se encuentra el 22,5% del total de los datos (Fig. 52).

Los cambios de reflectividad más pronunciados del área de estudio se encuentran asociados al campo de depresiones. La distribución de reflectividades en este sector se caracteriza por la alternancia de parches de alta y baja reflectividad de dimensiones de sólo pocos kilómetros cuadrados (Fig. 53). El histograma de distribución de reflectividades construido para este sector muestra una moda mucho más resistiva que el resto de la zona estudio, ubicada en -20,75 dB.

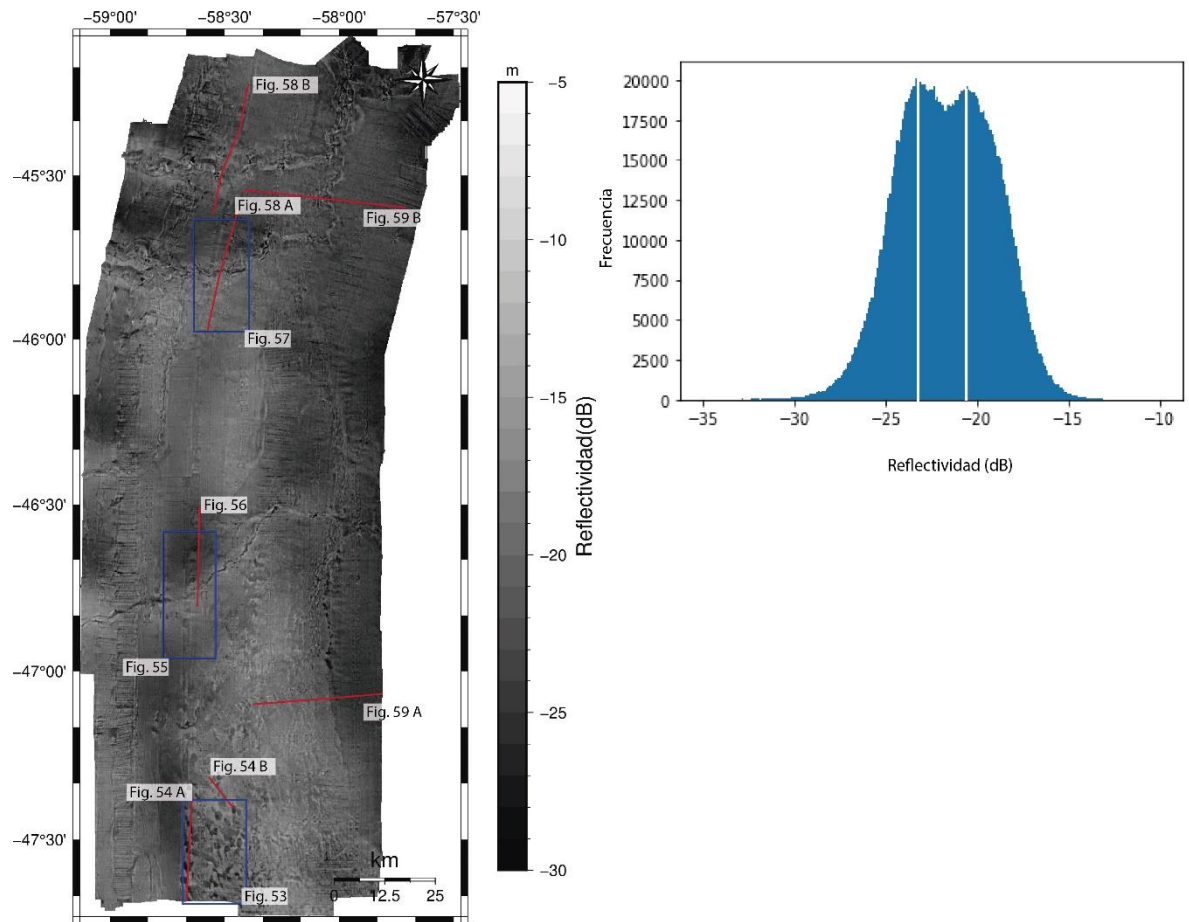


Fig. 52. Mapa de reflectividad del fondo marino del área de estudio. Zonas con alta reflectividad se representan con tonalidades claras mientras que zonas con baja reflectividad se representan con tonalidades oscuras. En líneas rojas y recuadros rectangulares se indican perfiles y zonas detalladas en figuras posteriores. En la parte superior derecha de la imagen se puede apreciar un histograma construido a partir de los valores de retrodispersión de la zona de estudio.

Los parches de baja reflectividad se encuentran representados principalmente por valores de entre -25 y -30 dB. Las dimensiones de estos parches son de un orden similar a las de las depresiones descritas en el apartado anterior.

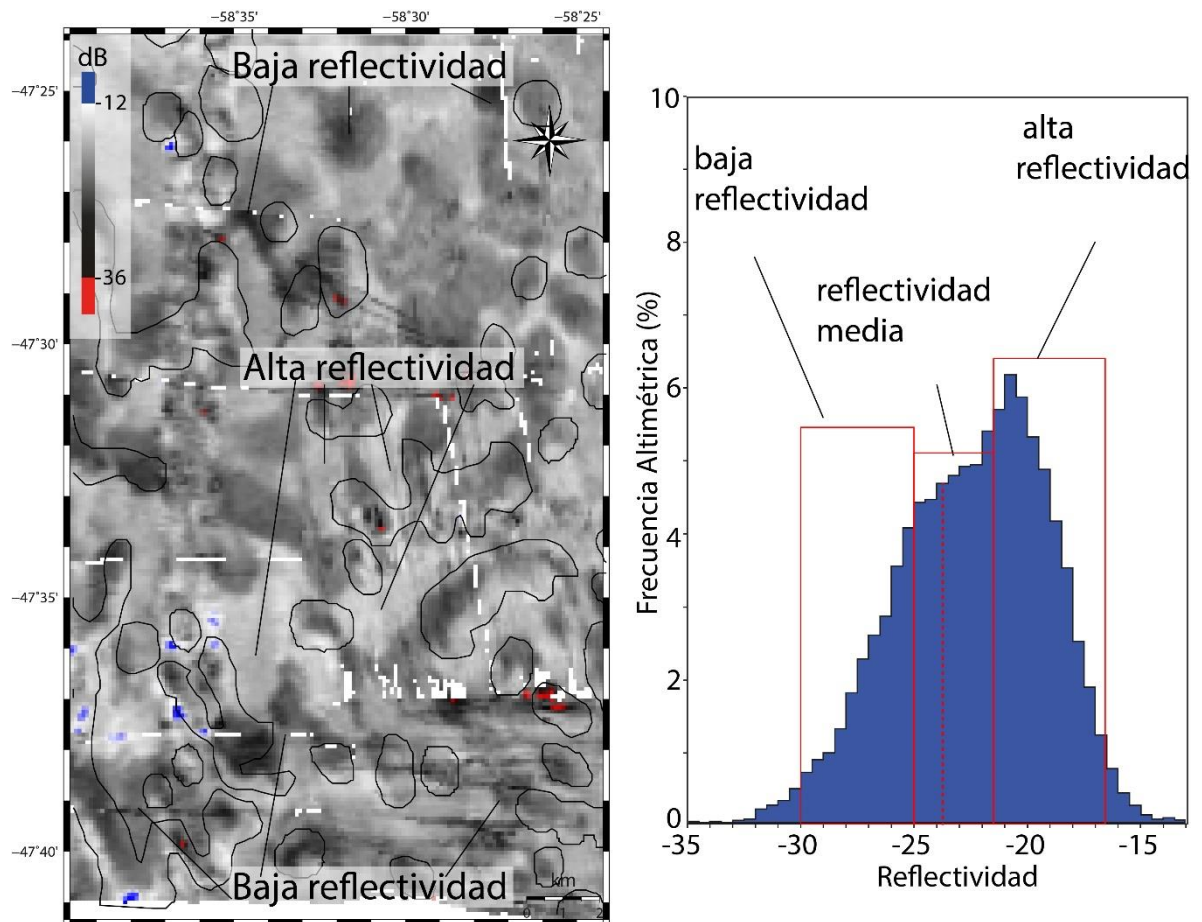


Fig. 53. Mapa de reflectividad de fondo marino del sector correspondiente al campo de depresiones. Ver localización en Fig. 52. Zonas con alta reflectividad se representan con tonalidades claras mientras que zonas con baja reflectividad se representan con tonalidades oscuras. A la derecha se presenta un histograma construido a partir de los valores de reflectividad del sector. La línea vertical roja discontinua indica la moda de reflectividad de 23,75 dB para la TPB y la TPM.

En algunos casos se puede observar que el flanco y el borde sur de las depresiones está asociado a valores de reflectividad altos mientras que el flanco y borde norte se asocian más frecuentemente a valores de reflectividad bajos (Fig. 53). Este patrón puede apreciarse en los perfiles batimétricos y de reflectividad realizados en este sector (Fig. 54). Al superponer los perfiles batimétricos con los de reflectividad se observa que los flancos septentrionales de las depresiones se caracterizan por valores de reflectividad bajos (entre -23 y -32 dB), mientras que los flancos meridionales de las depresiones se caracterizan por valores relativamente altos (>-22dB).

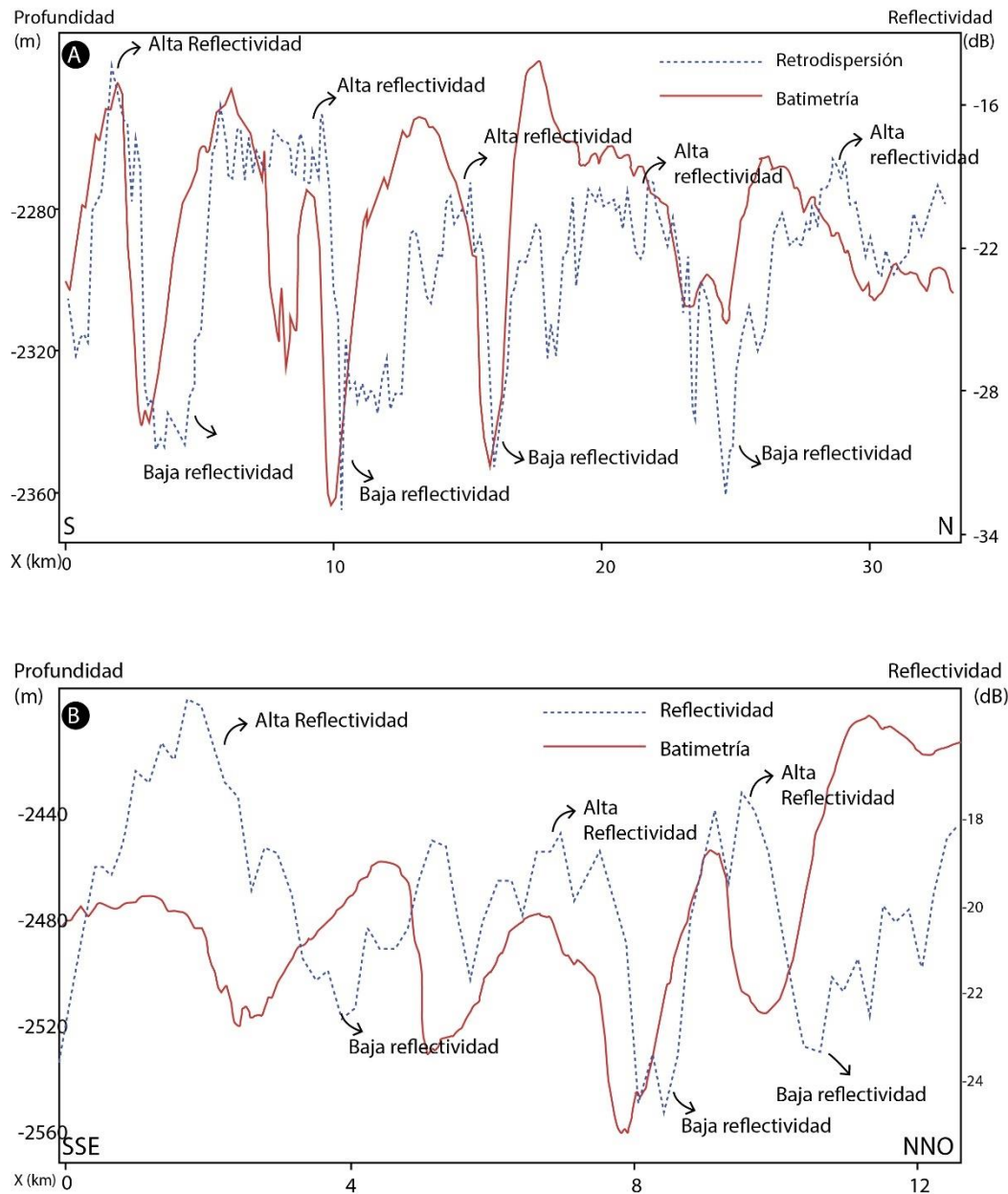


Fig. 54. A. Perfil de dirección S-N representando datos batimétricos y de reflectividad de fondo a través del campo de depresiones. B. Perfil de dirección SSE-NNW representando datos batimétricos y de reflectividad de fondo a través del cañón 4. Ver ubicación en Fig. 52.

De manera similar al campo de depresiones, los cañones submarinos y sus sectores aledaños también están asociados a cambios significativos en la reflectividad del lecho marino. En las cercanías de cañón submarino 1, por ejemplo, se pueden observar sectores

bien definidos con valores de reflectividad bajos, medios y altos (Figs. 55 y 56). El histograma de reflectividades construido para el cañón y sus áreas aledañas muestra una distribución bimodal con un pico en -26,75 dB y otro en -23,25 dB. Las reflectividades más bajas se ubican preferentemente al norte del cañón con valores que van de -30 a -25 dB; al sur del cañón submarino las reflectividades están representadas principalmente por valores que van de -25 a -22 dB. Los valores de reflectividad más altos se encuentran asociados a los flancos del cañón submarino y a una faja irregular de hasta dos kilómetros de ancho ubicada inmediatamente al sur del cañón (Figs. 55 y 56). En estos sectores la reflectividad oscila entre valores de -20 y -17 dB. La vaguada del cañón, por otro lado, alterna entre valores reflectivos altos y bajos (Fig. 55).

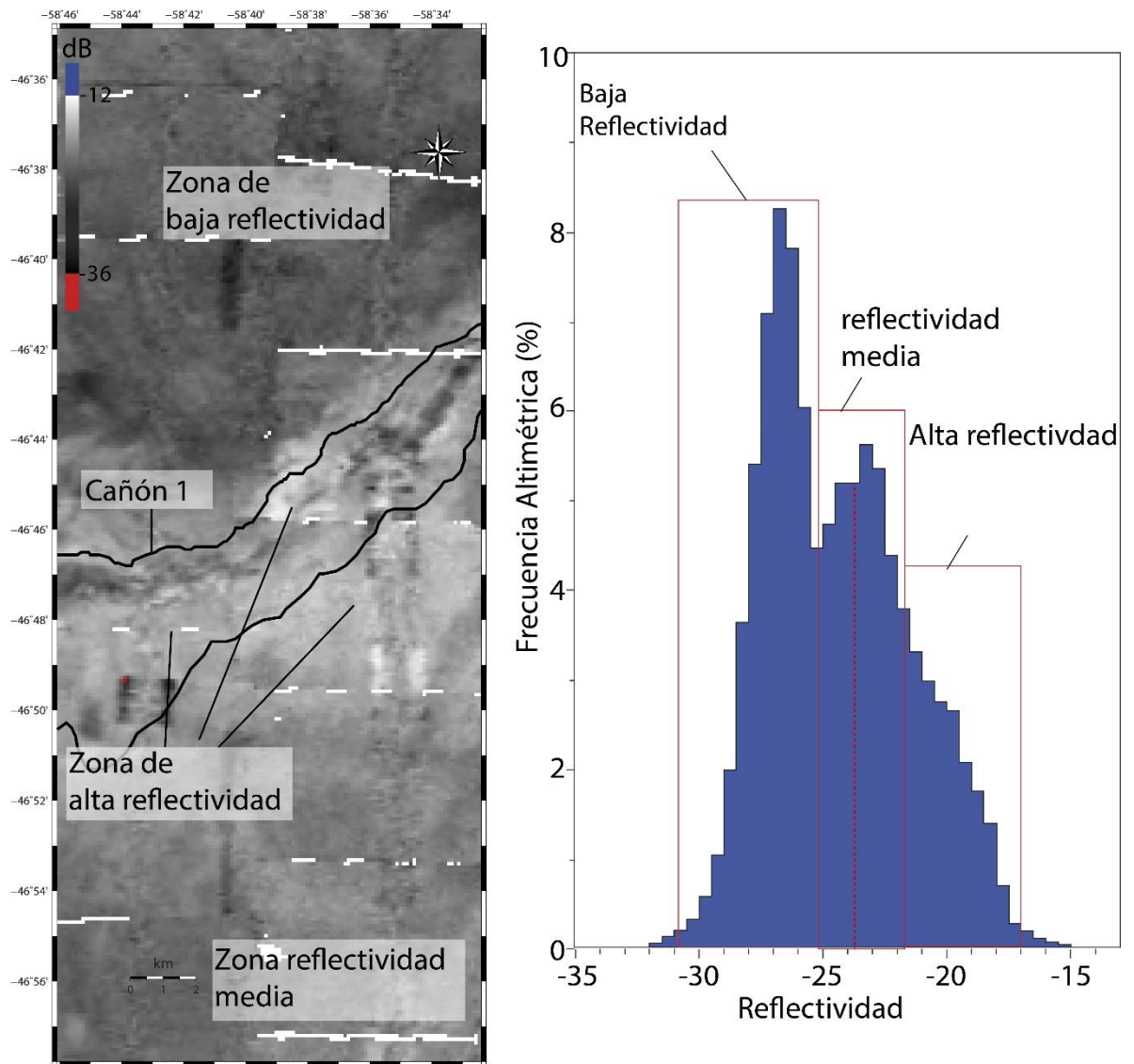


Fig. 55. Mapa de reflectividad de fondo marino del cañón submarino 1 y sectores aledaños en la TPB. Ver localización en Fig. 52. Zonas con alta reflectividad se representan con tonalidades claras mientras que zonas con baja reflectividad se representan con tonalidades oscuras. A la derecha se presenta un histograma construido a partir de los valores de reflectividad del sector. La línea vertical roja discontinua indica la moda de reflectividad de 23,75 para la TPB y la TPM.

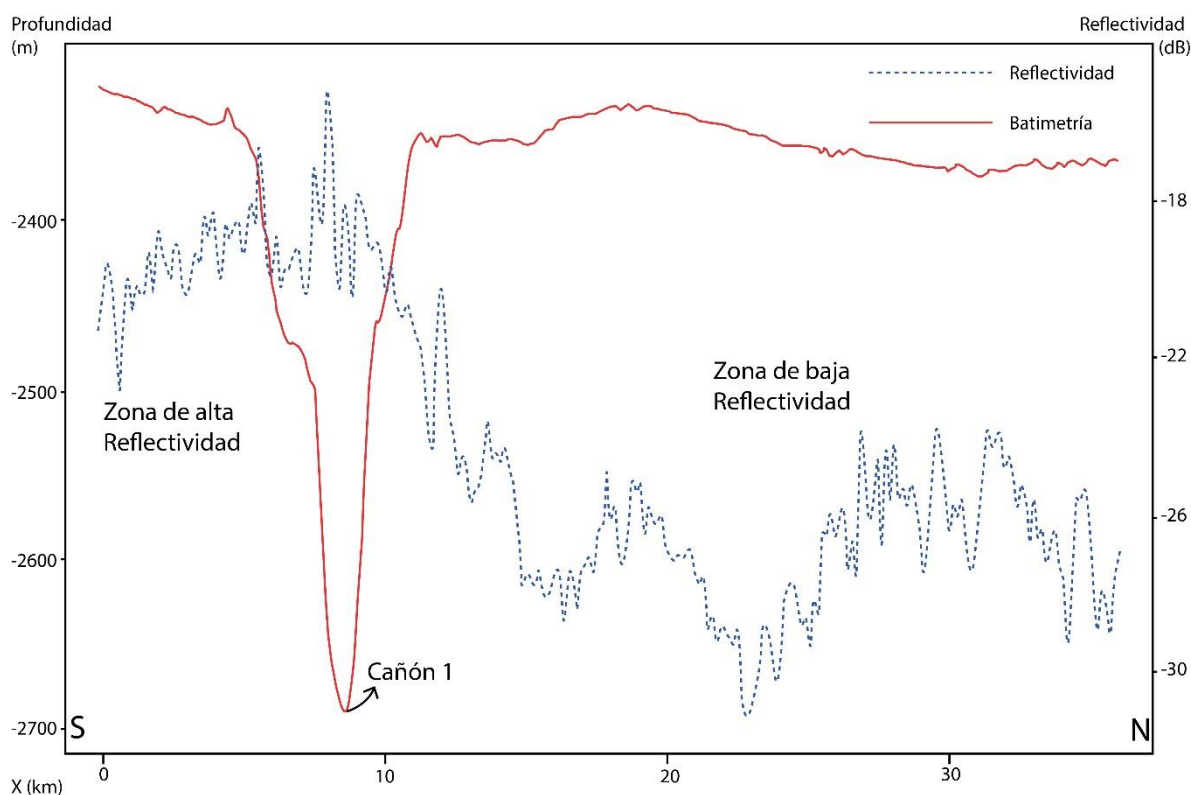


Fig. 56. Perfil de dirección S-N representando datos batimétricos y de reflectividad de fondo a través del cañón submarino 1. Ver ubicación en Fig. 52.

La distribución de reflectividades registradas a lo largo del cañón submarino 3 es similar a la distribución de reflectividades del cañón submarino 1 (Fig. 57): al norte del cañón se encuentran los valores de reflectividad más bajos del área, caracterizado por valores que oscilan entre -30 y -25 dB; hacia el sur del cañón la reflectividad es media y aumenta conforme se acerca al valle del cañón, pasando de valores de -25 a -22 dB; en los flancos y cercanías al valle del cañón la reflectividad es alta con valores en general mayores a -21 dB. El histograma de reflectividades construido para el cañón submarino 3 y sus áreas aledañas muestra una distribución de reflectividades bimodal con un pico en -26,25 dB y otro en -21,25 dB (Figs. 57 y 58). La vaguada del cañón submarino 3 muestra en general valores bajos de reflectividad.

El perfil batimétrico-reflectivo transversal al cañón submarino 4 (Fig. 58B) es similar al del cañón submarino 3: alta reflectividad en las cercanías al valle del cañón submarino (-18 a -22 dB) y valores bajos de reflectividad al norte de éste (-24 a -29 dB). Aunque a diferencia del cañón submarino 3, en este caso la zona hacia el sur del cañón submarino es tan poco reflectiva como la zona norte.

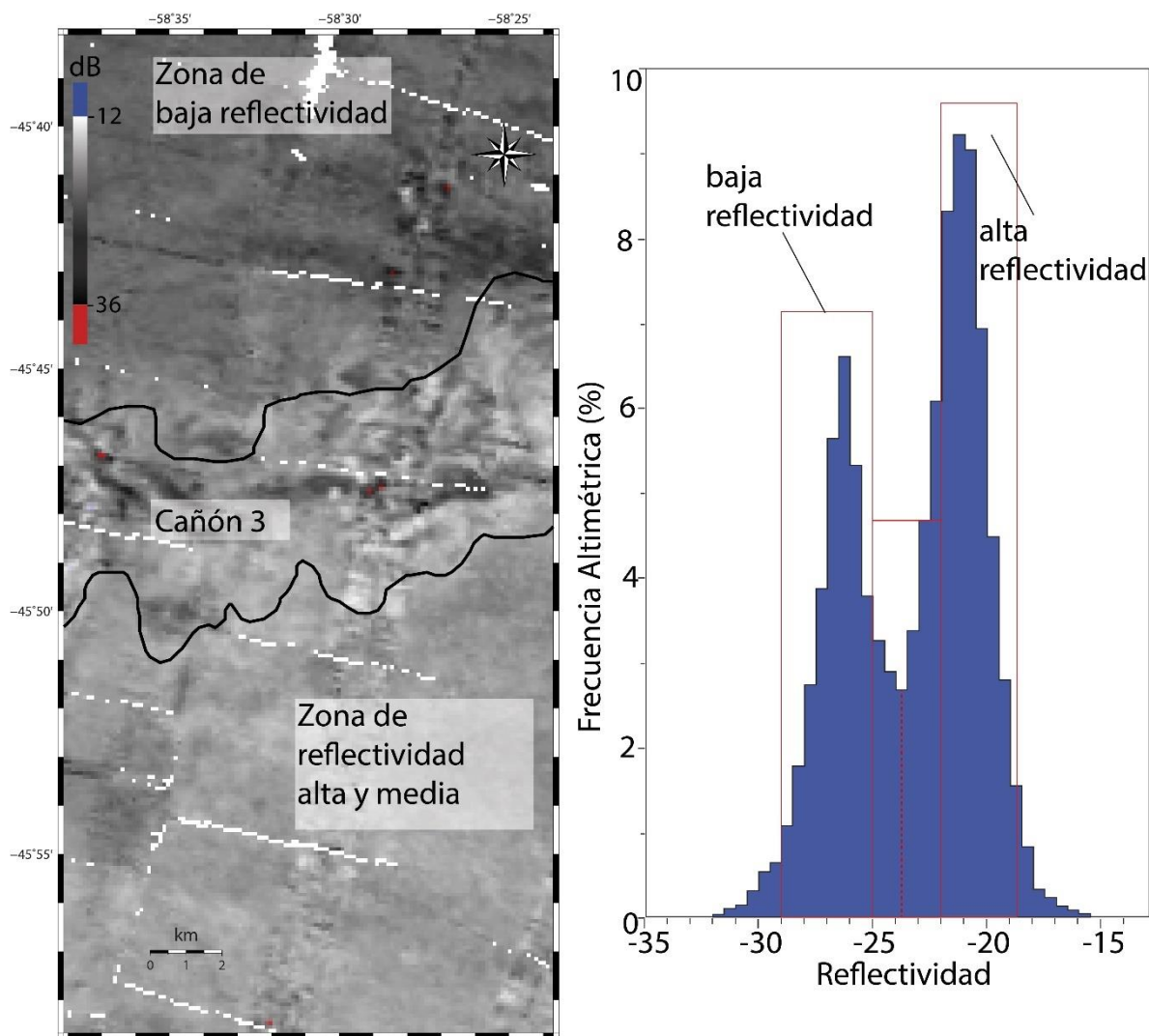


Fig. 57. Mapa de reflectividad de fondo marino del cañón submarino 3 y sectores aledaños en la TPB. Ver localización en Fig. 52. Zonas con alta reflectividad se representan con tonalidades claras mientras que zonas con baja reflectividad se representan con tonalidades oscuras. A la derecha se presenta un histograma construido a partir de los valores de reflectividad del sector. La línea vertical roja discontinua indica la moda de reflectividad de 23,75 para la TPB y la TPM.

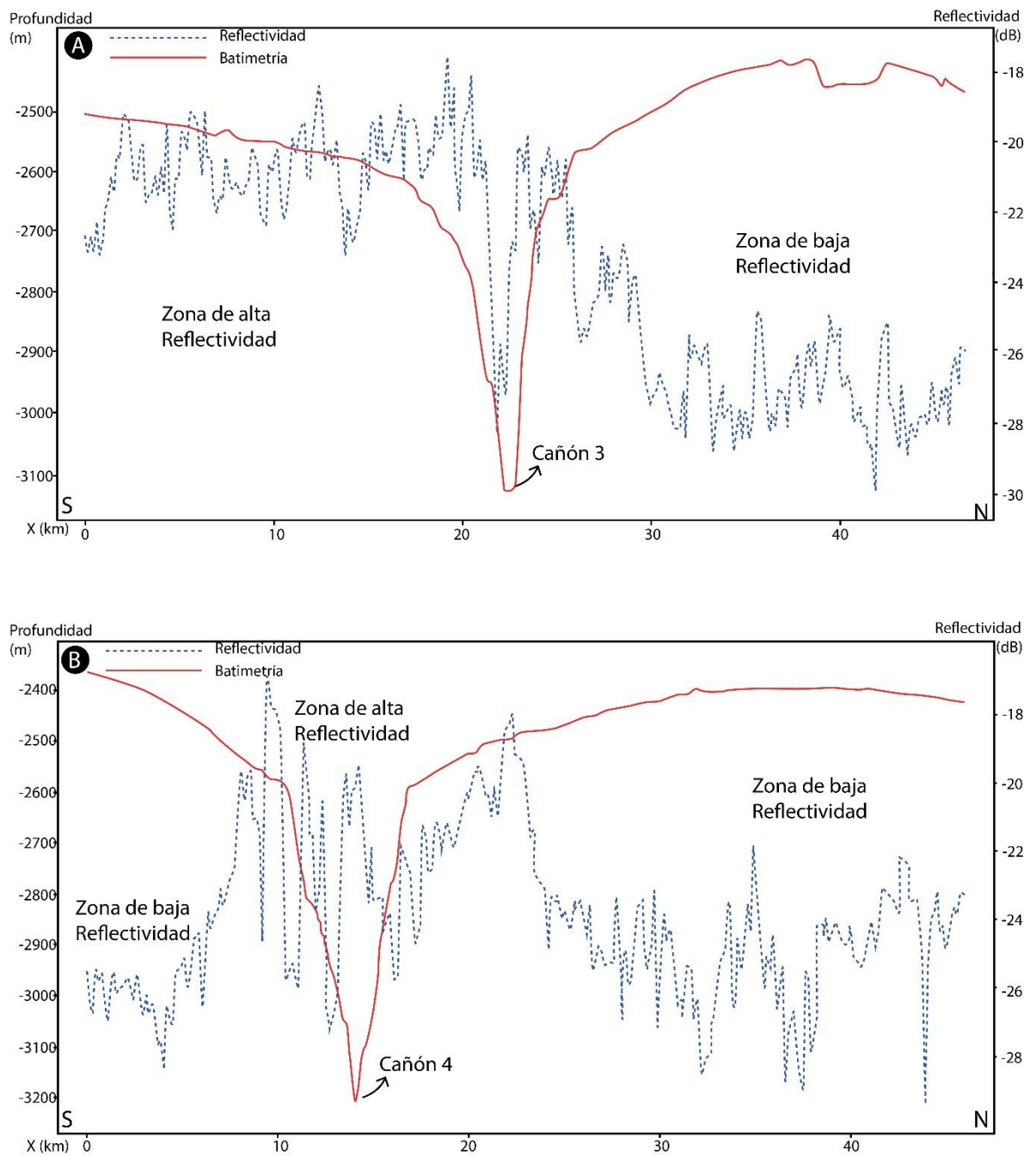


Fig. 58. A. Perfil de dirección S-N datos batimétrico y de reflectividad de fondo a través del cañón 3. B. Perfil de dirección S-N de datos batimétrico y de reflectividad de fondo a través del cañón 4. Ver ubicación en Fig. 52.

Los perfiles batimétrico-reflectivos realizados en dirección O-E a través de la zona de alta pendiente, la fosa contornítica 2 y la TVF también muestran cambios significativos de reflectividades (Fig. 59). La zona de alta pendiente 2 se caracteriza en el sector sur por reflectividades que oscilan entre -24 y -20 dB, alcanzando excepcionalmente valores de -17 dB; en la parte norte la zona de altas pendientes 2 presenta valores de reflectividad comprendidos entre -23,75 y -24,5. La fosa contornítica presenta sus valores de reflectividad más altos en la zona norte, donde los picos reflectivos alcanzan valores cercanos a los -20 dB. En la zona sur los valores de la fosa contornítica 2 oscilan entre -26 y -21 dB. La TVF presenta en ambos perfiles valores de reflectividad bajos, < -25 dB, con los valores más negativos ubicados en el perfil norte, donde alcanza los -29 dB.

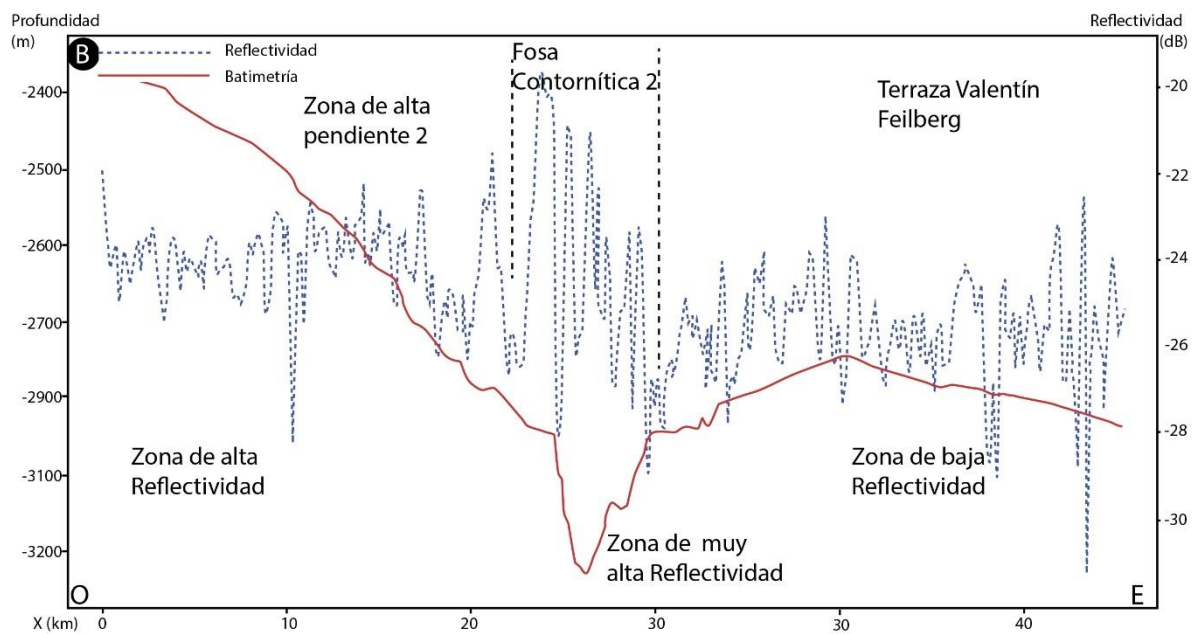
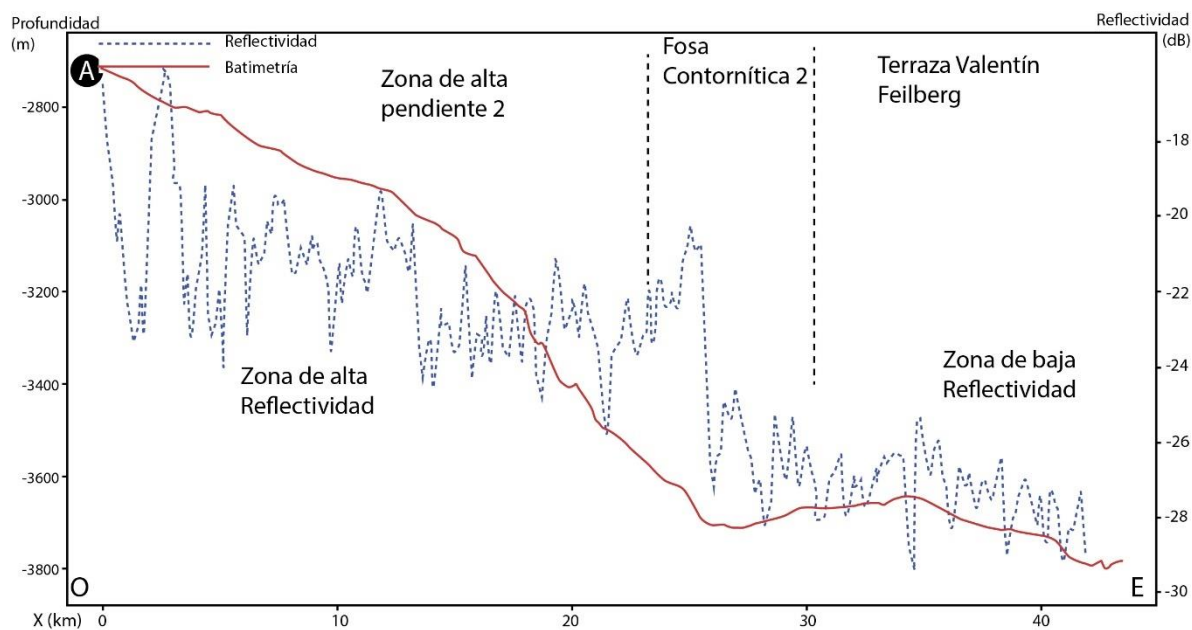


Fig. 59. A. Perfil de dirección O-E de datos batimétrico y de reflectividad de fondo a través del sector norte de la fosa contornítica 2. B. Perfil de dirección W-E de datos batimétrico y de reflectividad de fondo a través del sector sur de la fosa contornítica 2. Ver ubicación en Fig. 52.

4.2.2 Clasificación no supervisada de reflectividades

A partir del GMM se clasificó al mosaico de reflectividades del fondo marino en 4 clases acústicas (Figs. 60 y 61). Las clases 0 y 1 corresponden a los sectores menos reflectivos del fondo marino, presentan poblaciones con un solapamiento considerable y medias de -23.10 dB y -24.84 dB. Por su parte, las clases 2 y 3, con medias de -20.47 dB y -18.43 dB respectivamente, corresponden a los sectores más reflectivos del lecho marino de la zona de estudio.

Los valores de reflectividad están directamente vinculados a la composición litológica del lecho marino (Lurton et al., 2010), en la discusión se integrarán los resultados obtenidos de este modelado con el afloramiento de las distintas unidades sísmicas para determinar qué factores controlan los distintos valores de reflectividad en la zona de estudio.

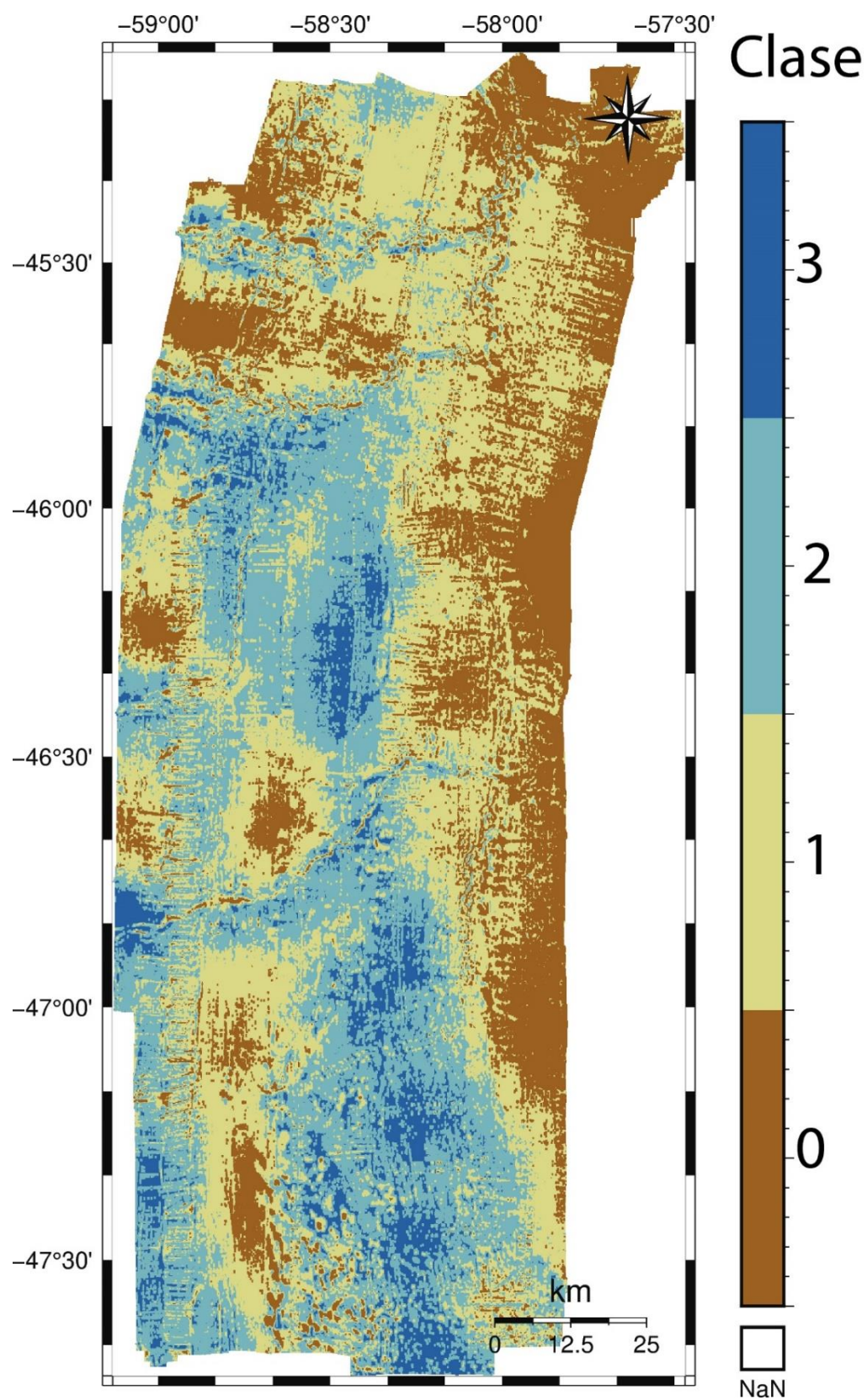


Fig. 60. Clasificación de reflectividades realizada a partir del GMM.

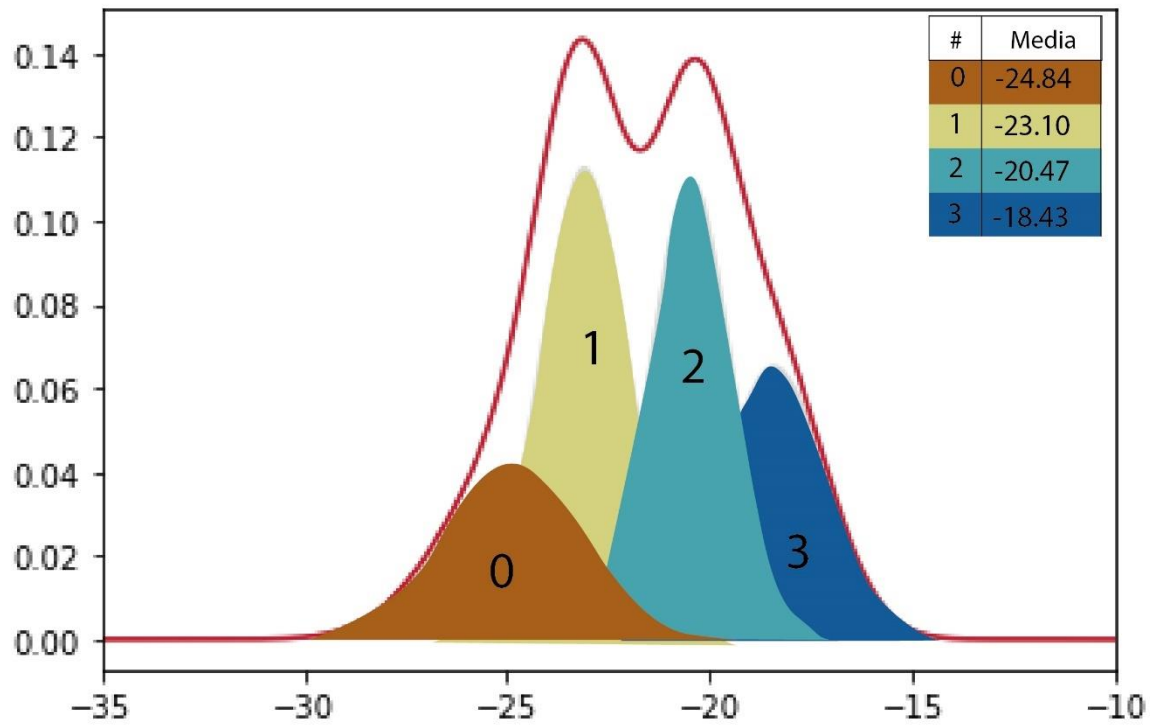


Fig. 61. Gráfico con las 4 clases determinados por el GMM para el mapa de reflectividades.

4.3 Interpretación sísmica

En este apartado se presenta la interpretación de ~6000 km de SBPs y ~450 km de perfiles sísmicos multicanal. Debido a que las características acústicas del subfondo varían considerablemente a lo largo de la zona de estudio, se optó por dividir la interpretación de los perfiles sísmicos en seis sectores, cada uno con características acústicas subsuperficiales distintivas (Fig. 62).

La interpretación sísmica llevada a cabo en la TPB y la TVF se focaliza en la caracterización del registro sísmico ubicado por encima de un reflector ubicuo en estas terrazas: el reflector AR6 (~14 Ma; Hernández-Molina et al., 2010; Gruetzner et al., 2011) (Fig. 63). Esta parte del registro, denominada US (Hernández-Molina et al., 2010; COPLA, 2017), comprende edades que van desde el Mioceno Tardío al Cuaternario. Para el caso de la TPM, debido al afloramiento de rocas eocenas o más antiguas (Ewing y Lonardi 1971; Muñoz et al., 2013; Isola et al., 2017 y 2020) (Fig. 63) y la poca penetración de los SBPs, sólo se presentará una descripción acústica general del fondo y subfondo sin un propósito estratigráfico.

Para cada subzona se presentará en una primera instancia la interpretación del registro ubicado por encima del reflector AR6 de un perfil sísmico multicanal, que luego será correlacionado con los SBPs.

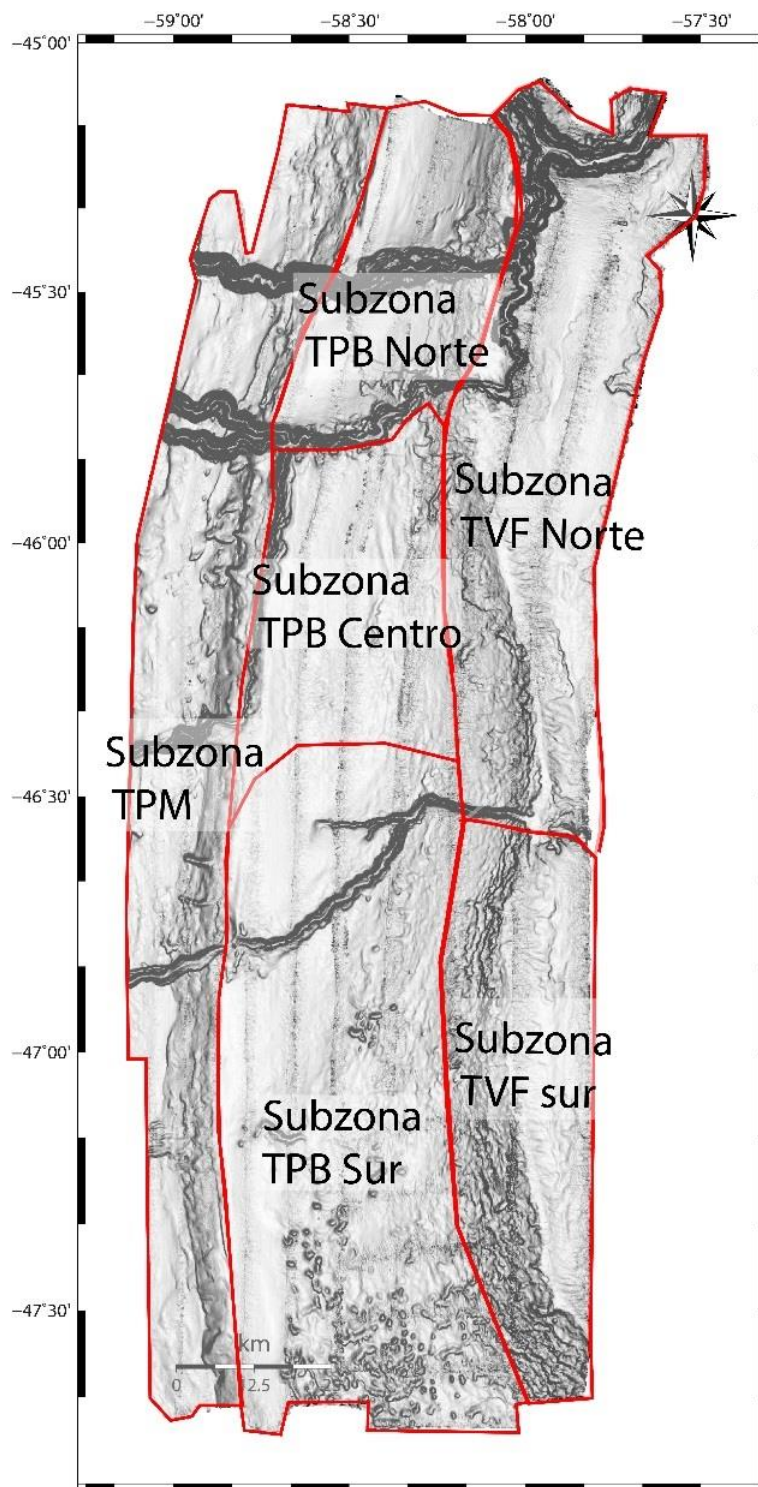


Fig. 62. Mapa de pendientes de la zona de estudio. En polígonos rojos se indican las distintas subzonas delimitadas para la descripción de los perfiles sísmicos de subfondo. TPM: Terraza Perito Moreno; TPB: Terraza Piedra Buena; TVF: Terraza Valentín Feilberg.

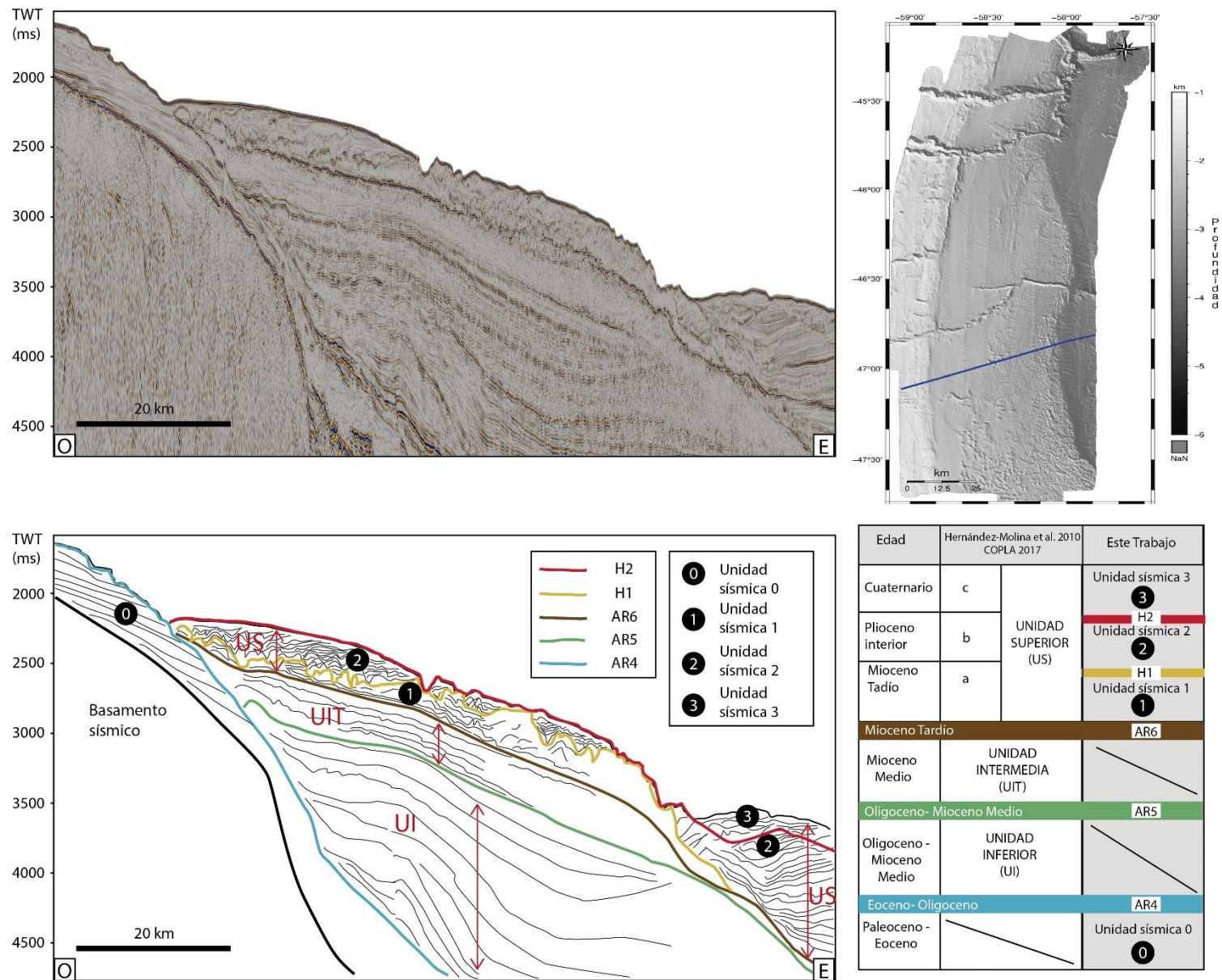


Fig. 63. Perfil sísmico multicanal as1800 sin interpretar (A) e interpretado (B). En la esquina derecha superior de la imagen se indica la posición del perfil sísmico. En la parte inferior derecha de la figura se indican los horizontes reflectores y unidades sísmicas cenozoicas descritas en contribuciones previas para el área de estudio (Hernández-Molina et al. 2010 y COPLA 2017) y su correlación con el esquema sismoestratigráfico desarrollado en esta tesis.

4.3.1 Subzona TPM

4.3.1.1 Perfiles sísmicos multicanal

El registro sísmico de la TPM está caracterizado por un basamento cristalino ubicado a aproximadamente 500 ms por debajo del lecho marino. Por encima de éste se reconoce a la unidad sísmica 0 (US 0), la cual se caracteriza por una serie de discordancias internas y reflectores de media a alta amplitud que buzcan hacia la cuenca. El espesor de esta unidad es de aproximadamente 500 ms y se mantiene constante a lo largo de toda la TPM. Los reflectores superiores de la unidad 0 se encuentran aflorando y son truncados por el horizonte AR4 (Figs. 64 y 65).

4.3.1.2 SBPs

El lecho marino de la TPM se caracteriza por una reflexión de muy alta amplitud por debajo de la cual sólo se reconocen unos pocos ms TWT de penetración y una serie de reflexiones truncadas por el lecho marino correspondientes a la US 0 (Figs. 64 y 65).

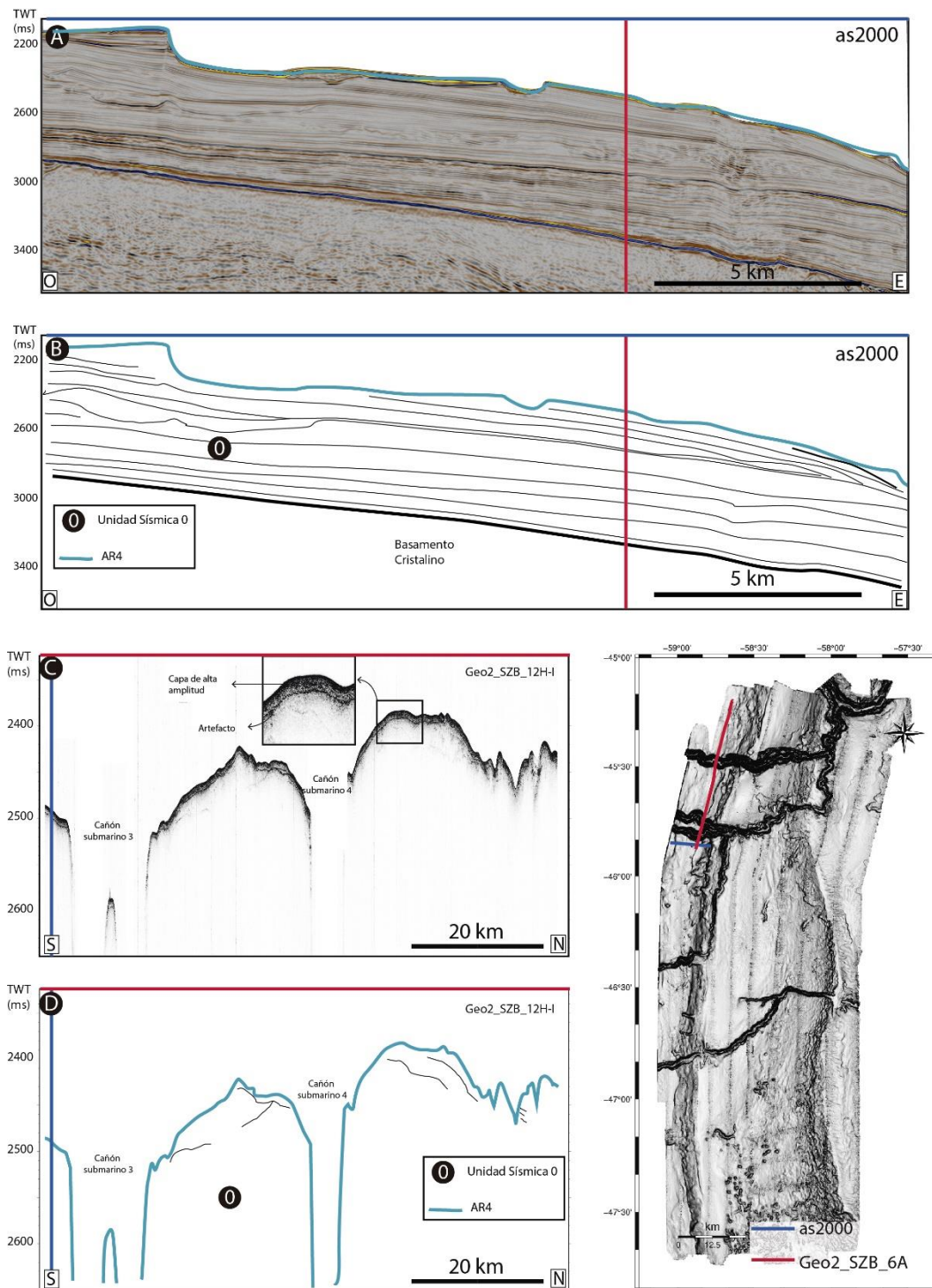


Fig. 64. Perfil sísmico multicanal as2000 sin interpretar (A) e interpretado (B). La línea vertical roja indica la intersección con el perfil de subfondo Geo2_SZB_6A. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_6A sin interpretar (C) e interpretado (D); la línea vertical azul indica la intersección con el perfil sísmico multicanal as2000. En el sector inferior derecho de la imagen se indica la posición de los perfiles sísmicos sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio

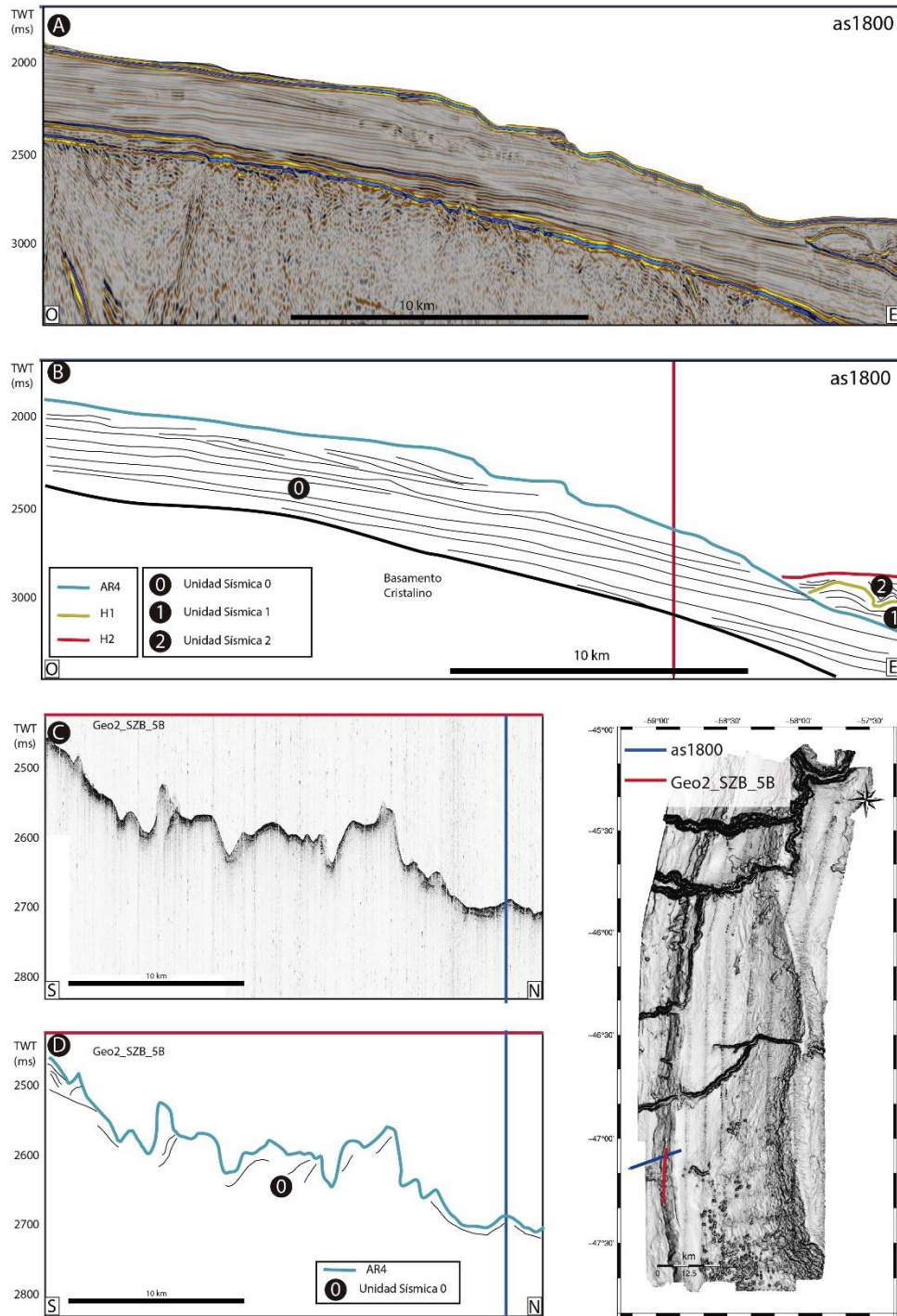


Fig. 65. Perfil sísmico multicanal as1800 sin interpretar (A) e interpretado (B). La línea vertical roja indica la intersección con el perfil de subfondo Geo2_SZB_5B. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_5B sin interpretar (C) e interpretado (D); la línea vertical azul indica la intersección con el perfil sísmico multicanal as1800. En el sector inferior derecho de la imagen se indica la posición de los perfiles sísmicos sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.

4.3.2 Subzona TPB sur

La subzona TPB sur incluye el sector de la TPB comprendido entre el límite sur del área relevada y el cañón submarino 1 inclusive (Fig. 62). El registro sísmico ubicado por encima del horizonte reflector AR6 en este sector se compone por 3 unidades sísmicas que son nombradas de más antigua a más joven como unidades sísmicas 1, 2 y 3.

4.3.2.1 Perfiles sísmicos multicanal

La unidad sísmica 1 (US 1) yace sobre el horizonte reflector AR 6, el cual está representado por una reflexión de alta amplitud, polaridad normal y buena continuidad lateral, y está limitada en el techo por el horizonte H1. En el sector occidental de la Fig. 66 se reconoce cerca de la base de esta unidad una serie de reflexiones con media amplitud y continuidad lateral de entre 5 y 10 kilómetros. Hacia el oeste, la unidad se caracteriza por una fábrica acústica caótica. El espesor de la unidad 1 varía considerablemente debido a la naturaleza erosiva del reflector H1, el cual en algunos sectores produce incisiones en el techo de la US 1 que la reducen a un espesor de pocos ms TWT, o incluso la erosiona por completo. Las reflexiones superiores de la unidad 1 son truncadas en algunos sectores por una superficie erosiva representada por un reflector de alta amplitud y polaridad reversa con respecto al reflector lecho marino denominada H1, mientras que en otros sectores se encuentra aflorando en el lecho marino (Fig. 66).

La unidad sísmica 2 (US 2) se encuentra limitada en base y techo por los horizontes H1 y H2 respectivamente. Esta unidad se encuentra aflorando entre 2000 y 2500 mbnm. Su fábrica interna se caracteriza cerca de la base por reflexiones de alta amplitud y moderada continuidad lateral que suelen aparecer rellenando paleo-valles, y hacia el techo por

reflexiones onduladas de mediana amplitud y buena continuidad lateral, donde se pueden reconocer complejos de canal-albardón y ondas de sedimento. El techo de esta unidad se caracteriza por un perfil convexo hacia arriba y horizontes truncados por el horizonte H2 (SBP en Fig. 66) o el lecho marino. Esta unidad alcanza valores máximos de espesor cercanos a los 300 ms TWT hacia el oeste los cuales disminuyen paulatinamente hacia la cuenca oceánica, hasta desaparecer aproximadamente a los 2600 mbnm (Fig. 66).

4.3.2.2 SBPs

La parte superior de la US 2 es alcanzada por algunos de los SBP donde se reconocen abundantes discordancias internas y paquetes de reflexiones estratificados con buena continuidad lateral y amplitud de moderada a baja; en las cercanías al cañón submarino 1 se compone principalmente de clinoformas que progradan hacia el sur.

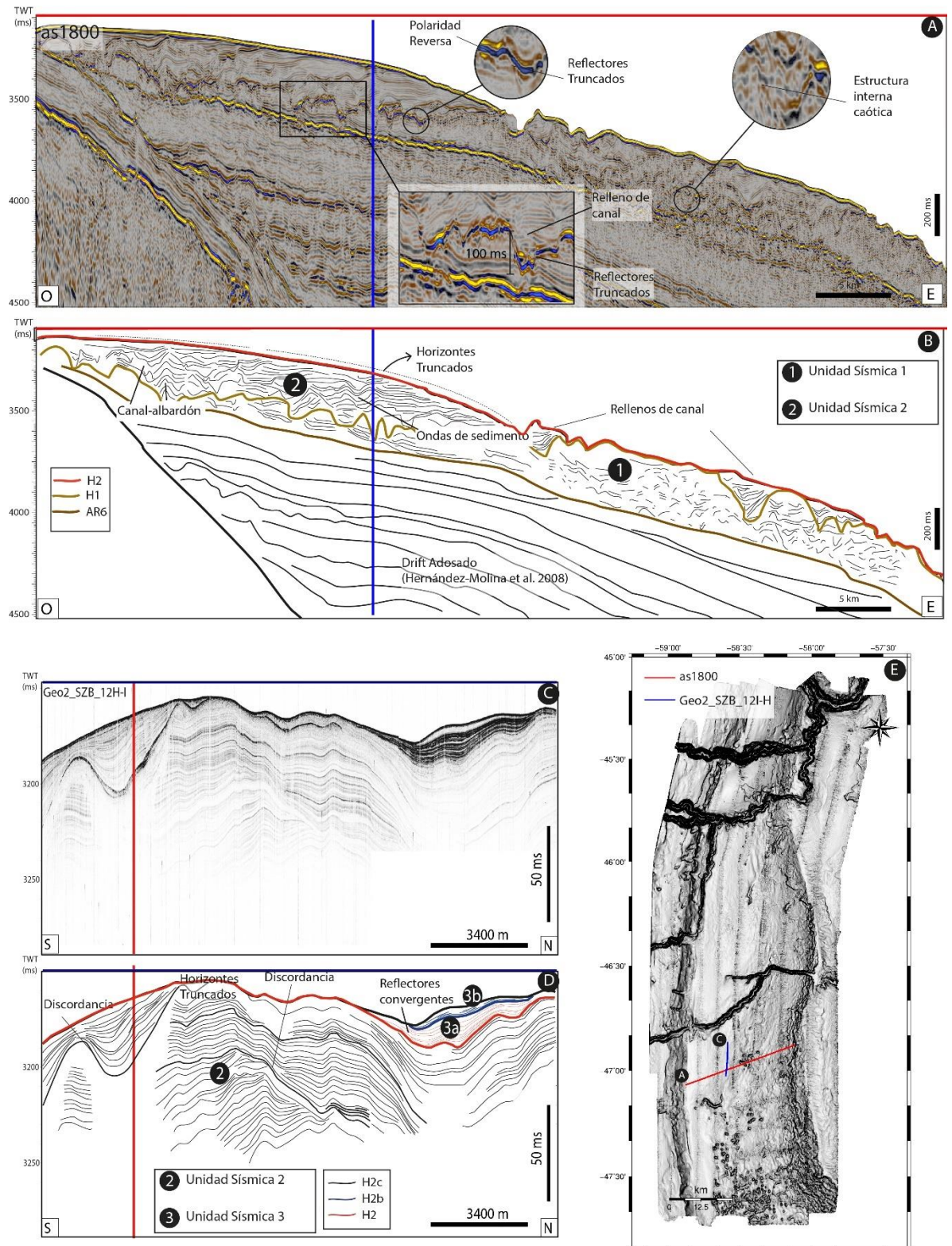


Fig. 66. Perfil sísmico multicanal as1800 sin interpretar (A) e interpretado (B). La línea vertical azul indica la intersección con el perfil de subfondo Geo2_SZB_12H-I. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_12H-I sin interpretar (C) e interpretado (D); la línea vertical roja indica la intersección con el perfil sísmico multicanal as1800. En el sector inferior derecho de la imagen se indica la posición de los perfiles sísmicos sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.

La unidad sísmica 3 (US 3) se encuentra limitada por el horizonte H2 y el lecho marino. Esta unidad sólo es reconocida en los SBP y muestra considerables variaciones de morfología y espesor a lo largo del sector sur de la TPB. La unidad es fácilmente reconocible debido a la presencia de reflectores de muy alta amplitud y por presentar una forma preferentemente monticular.

La estructura acústica de esta unidad se compone de la alternancia de dos facies sísmicas: facies sísmica A (FA) y facies sísmica B (FB). La FA se compone de reflexiones de forma asintótica y muy alta amplitud (4000 dB) caracterizados por terminaciones internas de tipo onlap. La FB se caracteriza por una estructura acústica interna con sectores transparentes y algunas pocas reflexiones paralelas de muy baja amplitud (<500 dB), que en algunos casos son truncadas por una superficie erosiva (Figs. 67 y 68). Esta unidad fue dividida en 3 subunidades: 3a, 3b y 3c. La subunidad 3a es la de mayor espesor y está comprendida entre los horizontes H2 y H2b y se compone de una alternancia de alta frecuencia de la FA y la FB. La subunidad 3b se compone únicamente de la FB y está comprendida entre los horizontes H2b y H2c. La subunidad 3c está comprendida entre los horizontes H2c y el lecho marino y se compone únicamente de la FA. La distribución y espesor de la unidad 3 y sus tres subunidades varían considerablemente a lo largo del área de estudio (Figs. 67 y 68).

En el sector ubicado inmediatamente al norte del Cañón submarino 1 la US 3 forma un cuerpo monticular de ~15 km de extensión que alcanza un espesor máximo de ~ 50 ms TWT en su centro que decrece de manera simétrica hacía el sur y al norte (Figs. 67 y 68). La subunidad 3a se caracteriza por reflexiones convergentes y alcanza un espesor máximo de

35ms TWT. La subunidad 3b mantiene un espesor constante de 6 ms TWT a lo largo de todo el cuerpo monticular y es truncada por el reflector H2c. El espesor de la subunidad 3c oscila entre 3 y 4 ms TWT. En el sector ubicado inmediatamente al sur del cañón submarino 1 la unidad 3 sólo es reconocible en cuerpos con un espesor <5 ms TWT rellenando depresiones en el techo de la US 2 (Fig. 68).

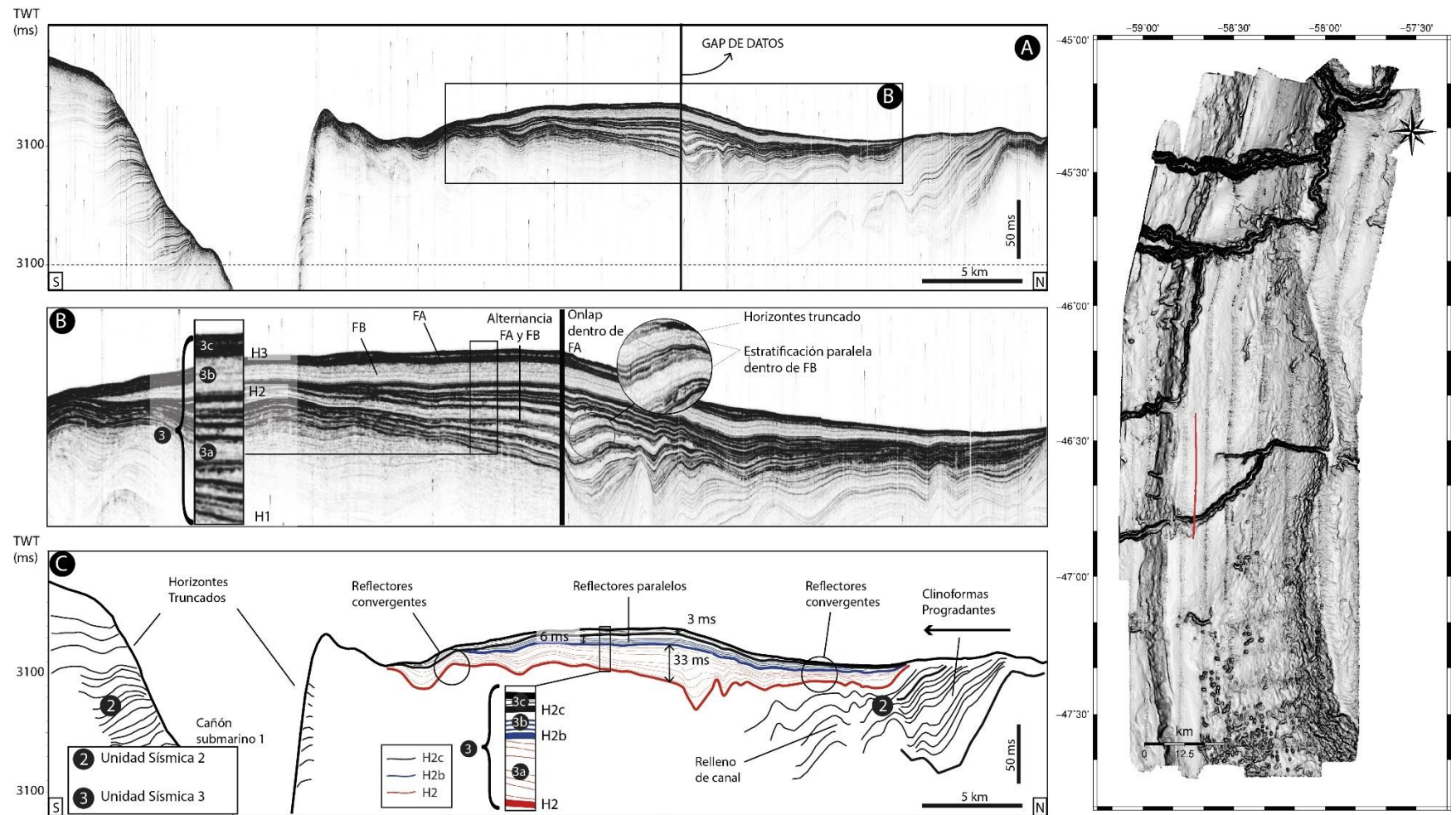


Fig. 67. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_9A-B sin interpretar (A), detalle de la unidad sísmica 3 (B) e interpretado (C). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.

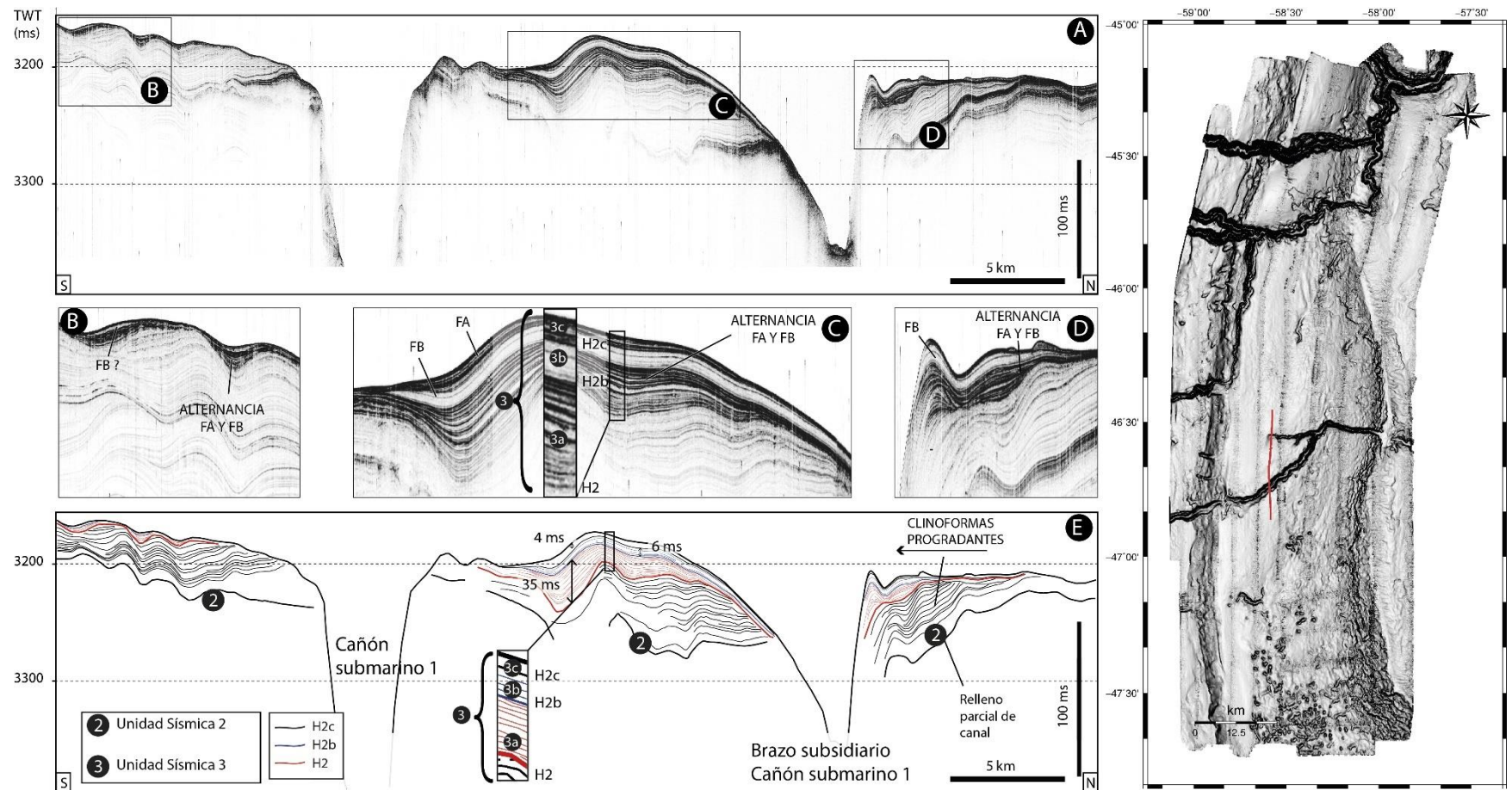


Fig. 68. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_12E-H sin interpretar (A), detalle de la unidad sísmica 3 (B) e interpretado (E). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.

En el sector de la TPB ubicado entre el cañón submarino 1 y el campo de depresiones la unidad 3 está representada por parches de entre 1 y 5 kilómetros de extensión y espesores que oscilan entre 5 y 30 ms TWT (Figs. 69-71). En este sector su presencia está generalmente asociada a depresiones u ondulaciones en el techo de la US 2.

Al igual que en el sector ubicado inmediatamente al norte del cañón submarino 1, en el sector ubicado entre el cañón submarino y el campo de depresiones la US 3 también está representada por las mismas 3 subunidades (Figs. 69-71): una secuencia basal compuesta de una alternancia de alta frecuencia de las facies acústicas A y B (3a), una unidad central con un espesor que oscila entre 3 y 6 ms TWT compuesta únicamente por FB (3b) y por encima, aunque no en todos los casos, una capa de con un espesor menor a los 4 ms TWT de reflectores de alta amplitud sigmoidales (3c). En los perfiles que atraviesan a la US 3 en dirección S-N se puede apreciar la forma asintótica de las reflexiones que conforman la subunidad 3a, mientras que el perfil transversal de dirección O-E mostrado en la Fig. 71 no exhibe variaciones laterales de espesor significativas.

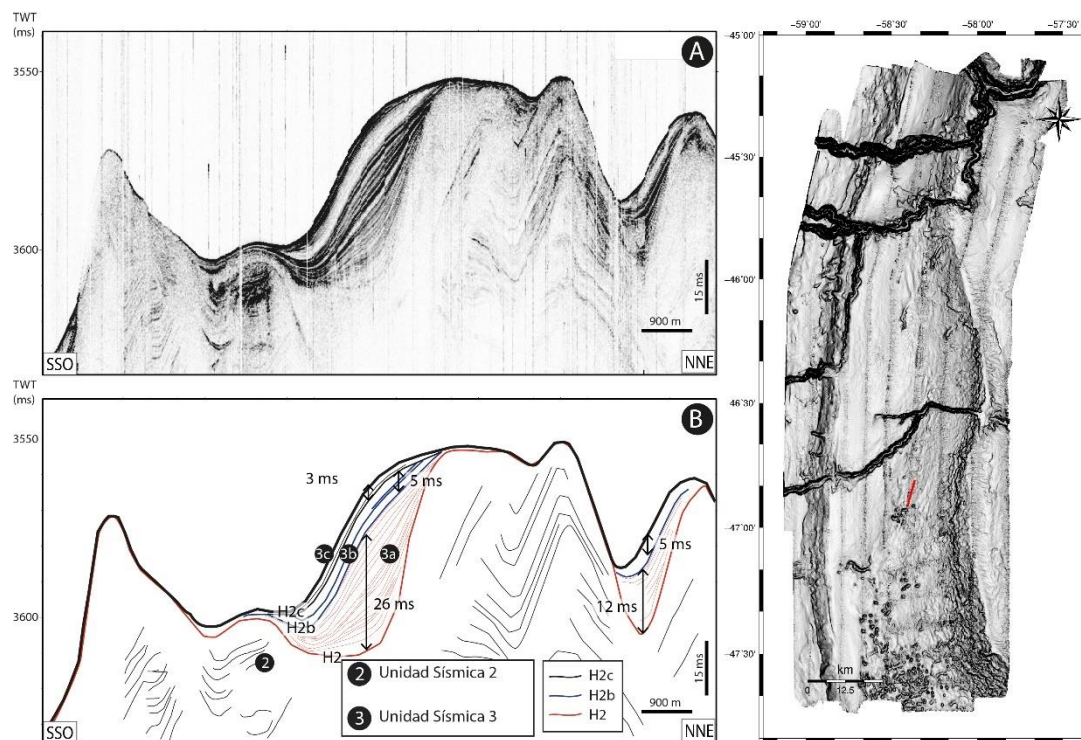


Fig. 69. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_Tbis_C26_B sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.

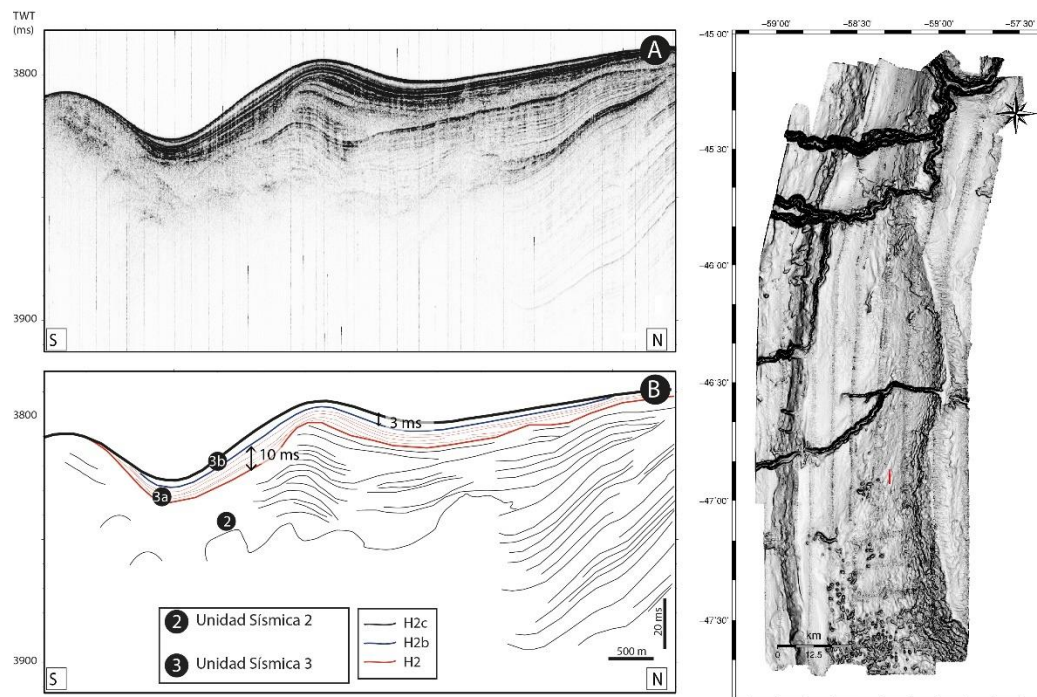


Fig. 70. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_16C sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.

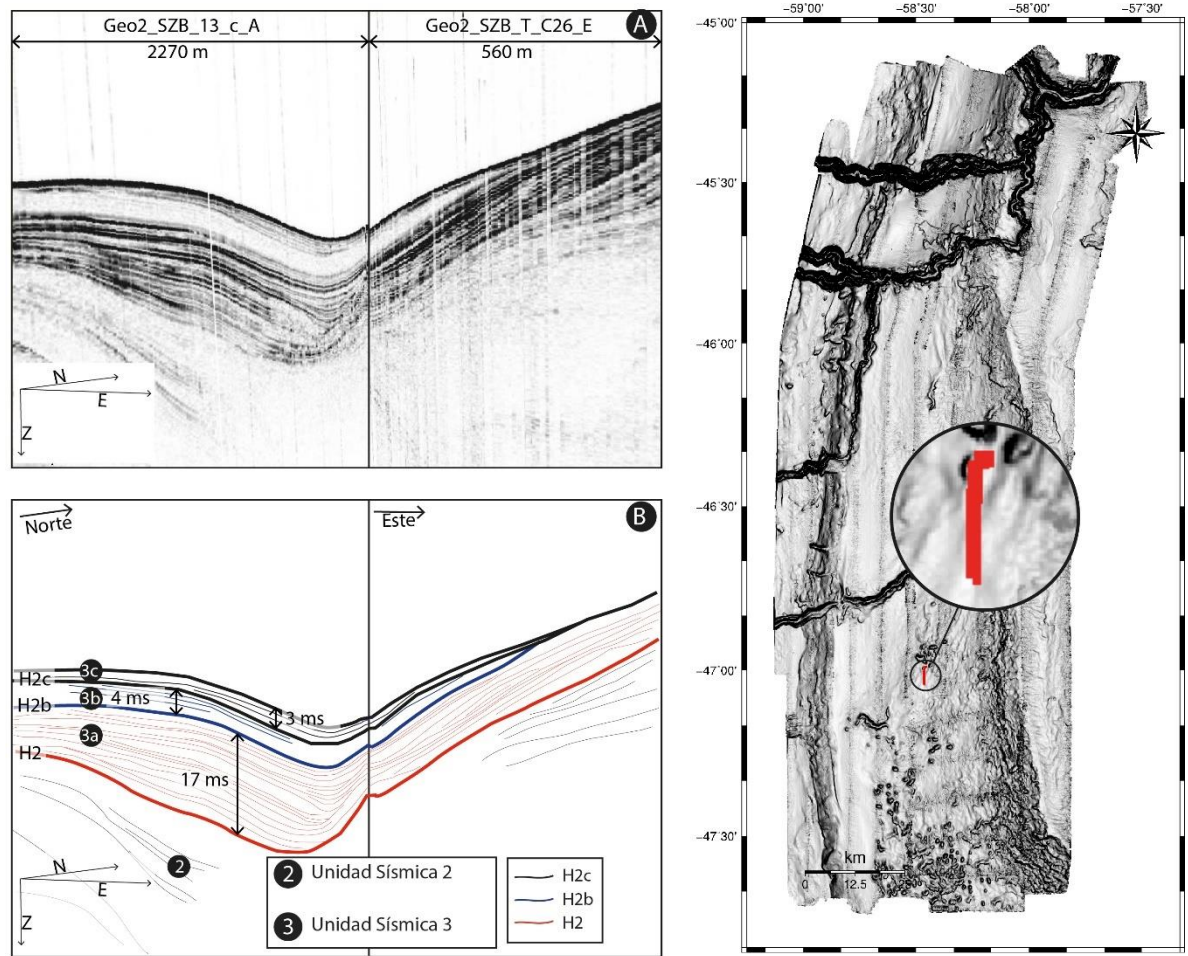


Fig. 71. Vista 3D en perspectiva de los perfiles sísmicos de subfondo Geo2_SZB_C26 sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.

En los SBPs recabados a lo largo del campo de depresiones se observa un patrón acústico similar al descrito en los párrafos precedentes. La US 2 sólo es identificada en algunos sectores con una fábrica interna conformada por reflectores de mediana a baja amplitud, paralelos entre sí, y ondulados (Figs. 72-75).

La US 3 se encuentra distribuida en parches con una extensión areal de entre 1 y 15 km que se ubican preferentemente en el flanco norte de las depresiones. En este sector la fábrica interna también está constituida por las mismas 3 subunidades previamente

mencionadas, aunque la subunidad 3c se encuentra ausente en buena parte de los perfiles (Figs. 72-75).

El espesor de la subunidad 3a en este sector es máximo en el flanco norte de las depresiones donde oscila entre 14 y 25 ms TWT. La subunidad 3b está presente en este sector con un espesor que varía entre 2 y 6 ms TWT. La subunidad 3c sólo está presente en una capa de pocos ms TWT de espesor, y su configuración acústica interna sólo puede ser reconocida en algunos perfiles (Figs. 72-75).

Los perfiles sísmicos que atraviesan las depresiones en dirección S-N muestran dos patrones bien diferenciados: afloramiento de la US 2 y horizontes truncados en el flanco sur, y depositación de la unidad 3 en el flanco norte. Los perfiles sísmicos que atraviesan las depresiones en dirección O-E, por el contrario, muestran a los depósitos de la US 3 rellenando simétricamente las depresiones (Figs. 72-75).

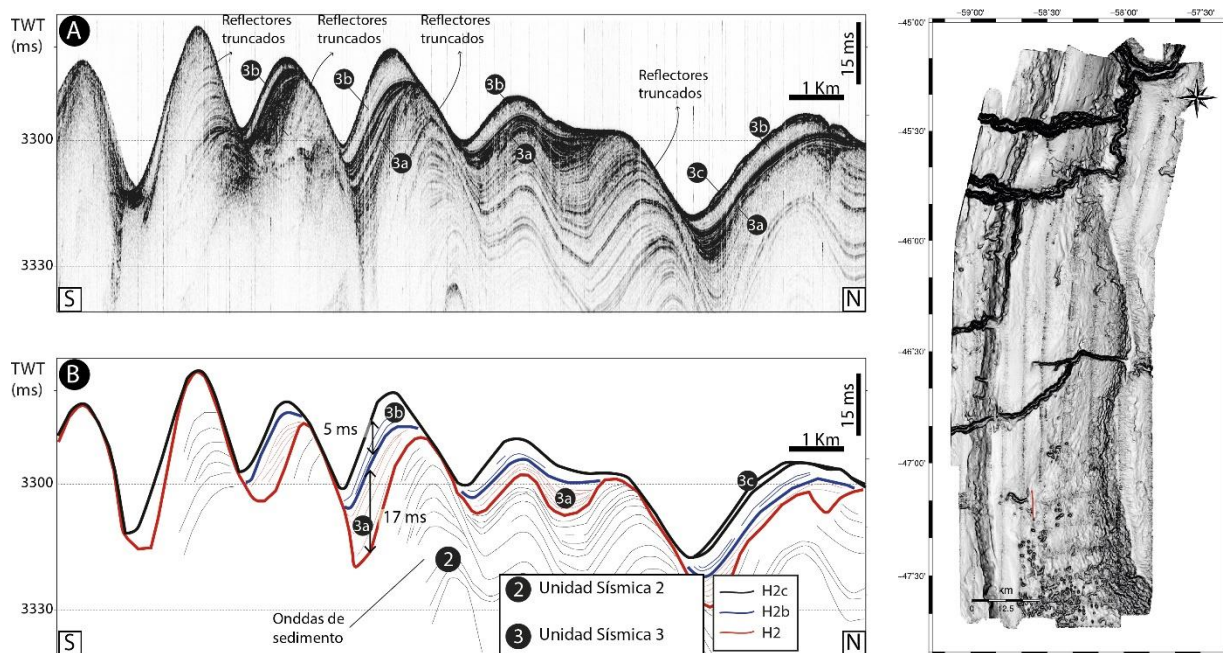


Fig. 72. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_12J sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.

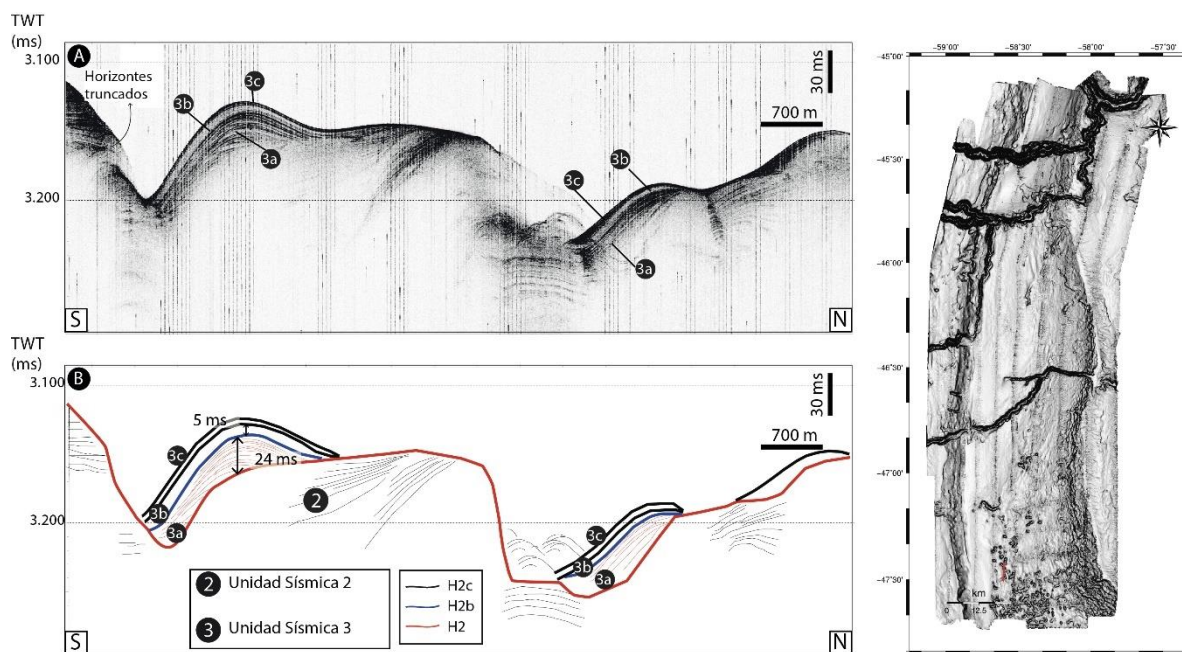


Fig. 73. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_12M sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.

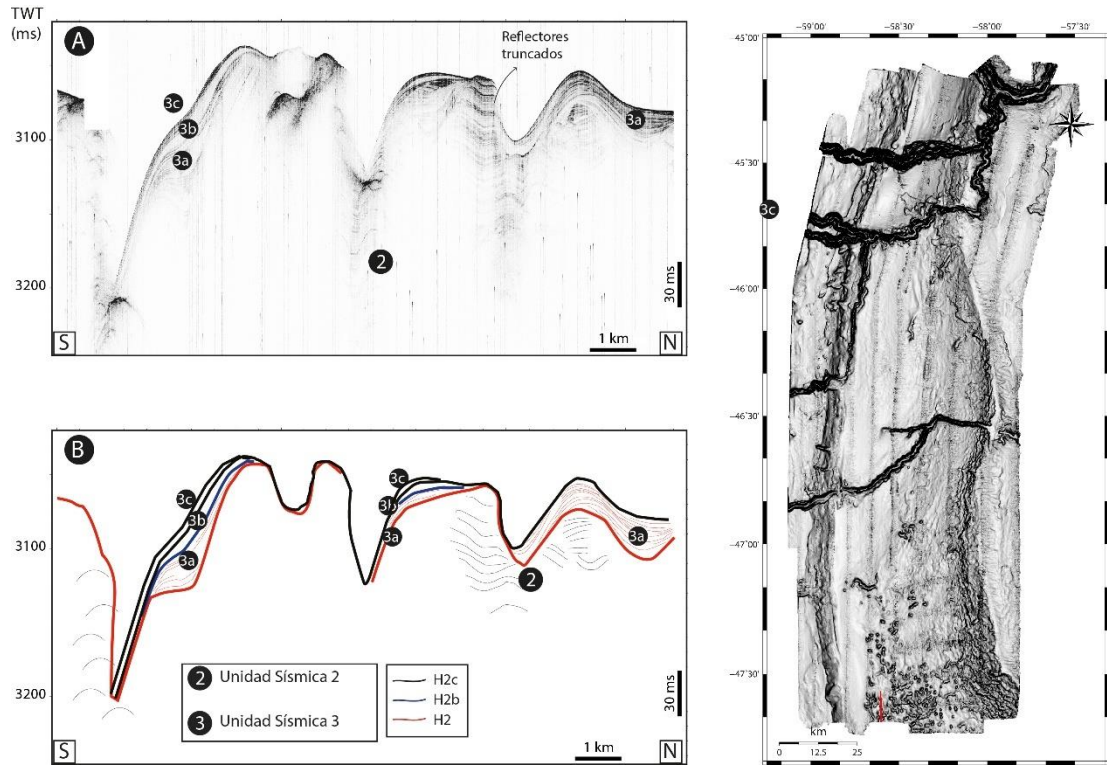


Fig. 74. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_12N sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.

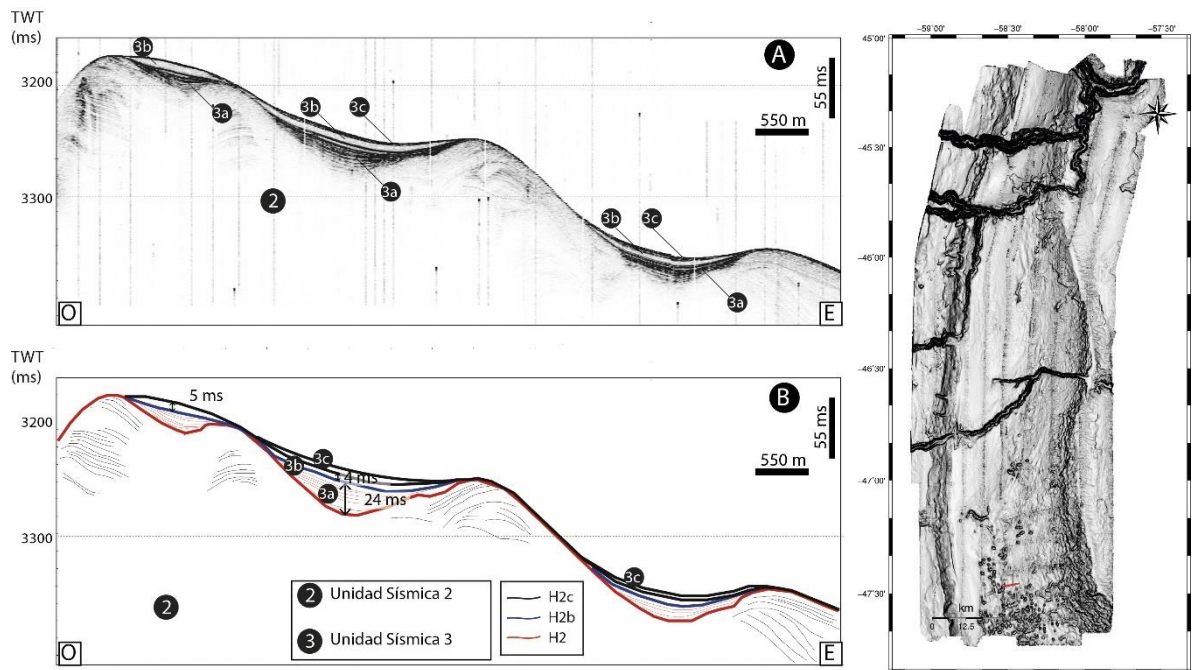


Fig. 75. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_T03A sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.

4.3.3 Subzona TPB centro

La subzona TPB centro incluye el sector de la TPB comprendido entre los cañones submarinos 1 y 3 (Fig. 62). En este sector se identificaron los mismos horizontes y unidades sísmicas descritos para el sector sur de la TPB, aunque sus características acústicas exhiben algunas diferencias.

4.3.3.1 Perfiles sísmicos multicanal

La US 1 se encuentra comprendida entre los horizontes AR6 y H1. La fábrica interna de esta unidad se caracteriza en algunos sectores por reflexiones de baja amplitud subparalelos entre sí, y en otros por una fábrica interna caótica. Esta unidad se caracteriza por un espesor promedio de ~200 ms TWT, aunque debido a que se encuentra incidida por abundantes paleo-valles en algunos sectores su espesor se ve reducido significativamente. Las reflexiones del techo de esta unidad terminan en relación de truncamiento erosivo con el horizonte H1 o con el lecho marino (Fig. 76).

La US 2, comprendida entre los horizontes H1 y H2, exhibe características similares a lo descrito para la zona sur de la TPB. Esta unidad alcanza espesores máximos en torno a los 500 ms TWT en el sector occidental donde rellena paleo-valles y disminuye paulatinamente hacia el sector oriental, hasta desaparecer a aproximadamente a los 2600 m de profundidad. Hacia el techo de la unidad la continuidad lateral de los reflectores aumenta y se los puede reconocer en algunos sectores formando complejos de canal-albardón y ondas de sedimento. El techo de esta unidad se caracteriza por un perfil convexo hacia arriba y horizontes truncados por el horizonte H2 o el lecho marino. Esta unidad se encuentra aflorando entre 2000 y 2500 m bnm (Fig. 76).

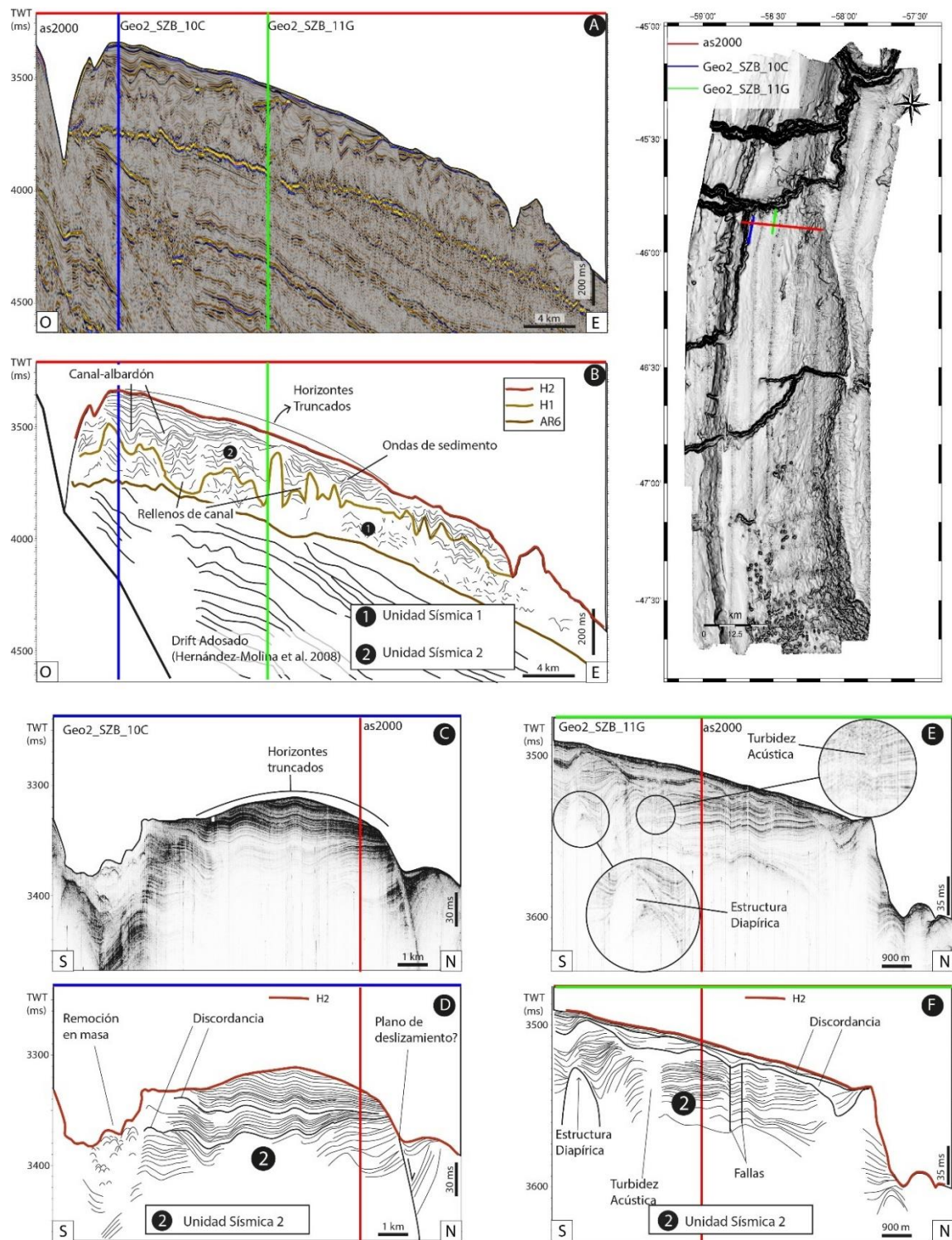


Fig. 76. Perfil sísmico multicanal as2000 sin interpretar (A) e interpretado (B). Las líneas verticales azul y verde indican las intersecciones con los perfiles de subfondo Geo2_SZB_10C y Geo2_SZB_11G respectivamente. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_10C sin interpretar (C) e interpretado (D); la línea vertical roja indica la intersección con el perfil sísmico multicanal as2000. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_11G sin interpretar (E) e interpretado (F); la línea vertical roja indica la intersección con el perfil sísmico multicanal as2000. En el sector superior derecho de la imagen se indica la posición de los perfiles sísmicos.

4.3.3.2 SBPs

En los SBP se puede identificar la parte superior de la unidad 2, la cual se caracteriza por reflexiones de buena continuidad lateral, discordancias internas y presencia de paleovalles rellenos. También se observan en los SBPs una serie de anomalías acústicas verticales de baja amplitud y fallas de alto ángulo (Figs. 76-80).

Las reflexiones superiores de esta unidad son truncadas por el horizonte H2, arriba del cual se reconoce en algunos sectores a la US 3 con un espesor máximo de 10 ms TWT (Figs. 77-80). La US 3 no presenta anomalías acústicas ni está afectada por fallas. Debido a su poco desarrollo las subunidades de la unidad 3 descritas para el sector TPB sur no pudieron ser claramente identificadas en esta zona. Sin embargo, en algunos sectores se pudo identificar una alternancia de dos facies sísmicas (Figs. 77 y 78) que bien podrían corresponder a las mismas subunidades identificadas en la zona sur.

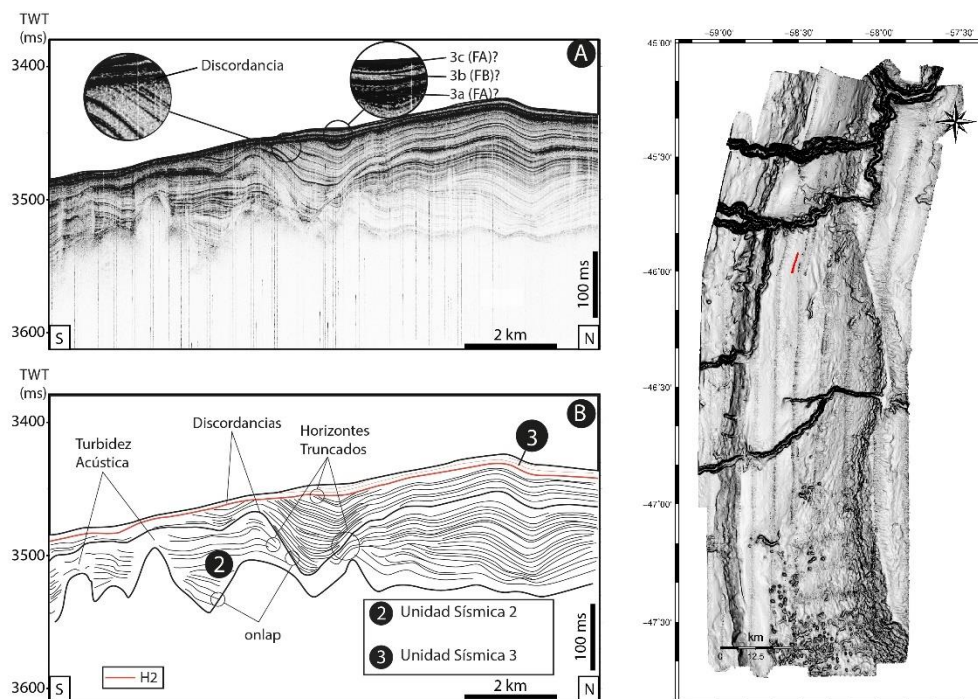


Fig. 77. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_11H sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen una línea roja se indica la posición del perfil sísmico.

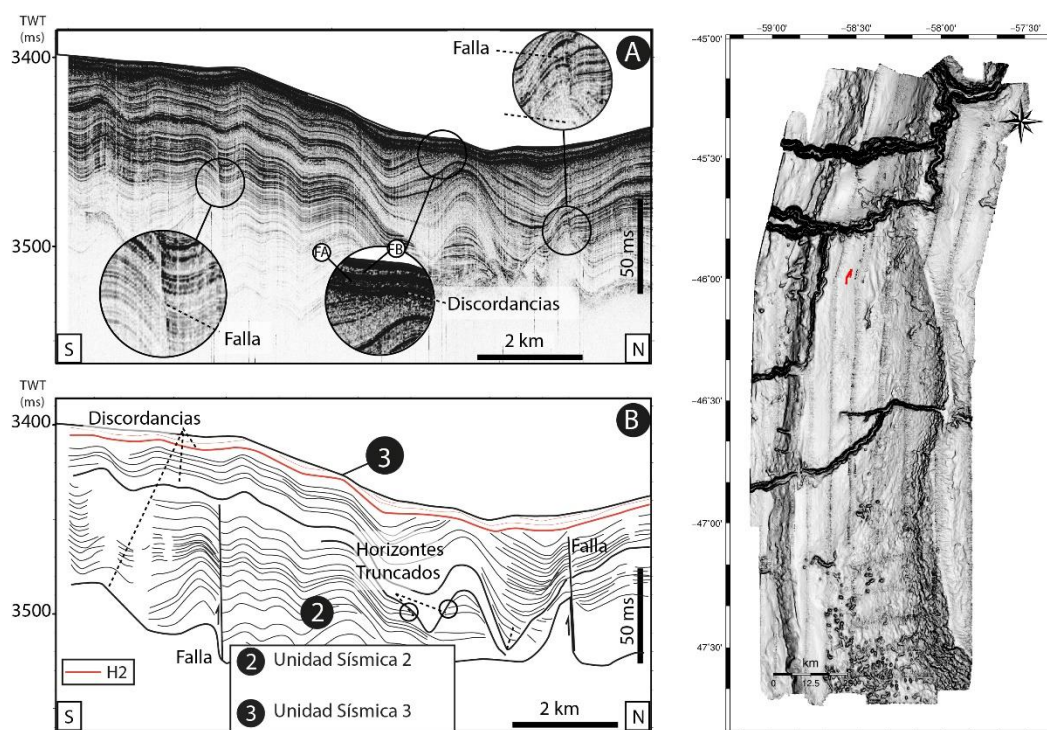


Fig. 78. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_11I sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen una línea roja se indica la posición del perfil sísmico.

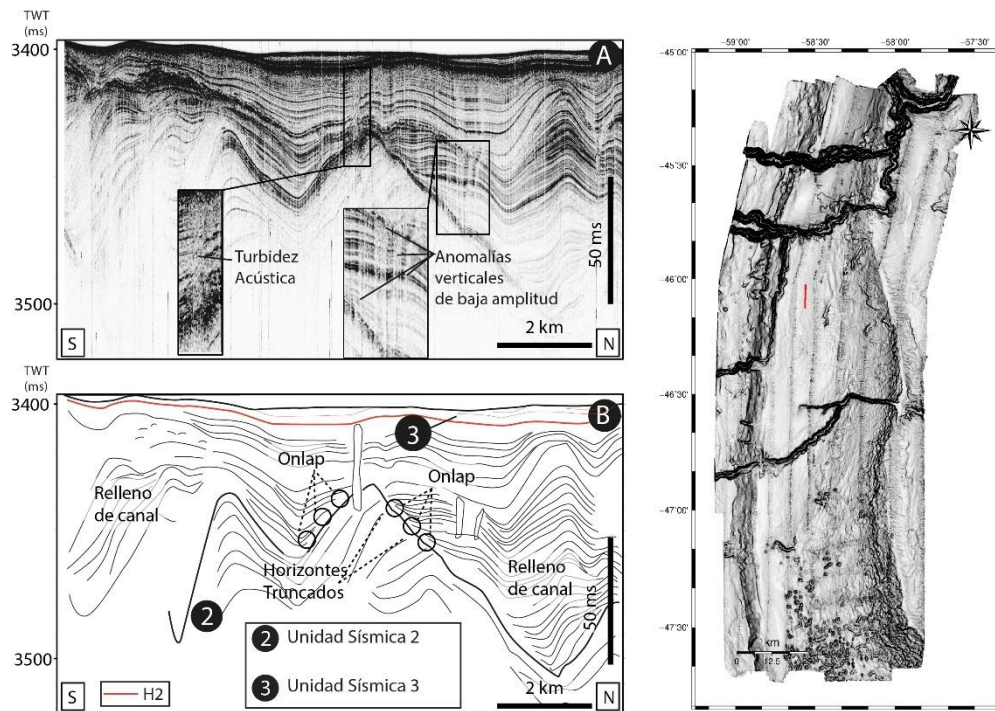


Fig. 79. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_12A sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen una línea roja se indica la posición del perfil sísmico.

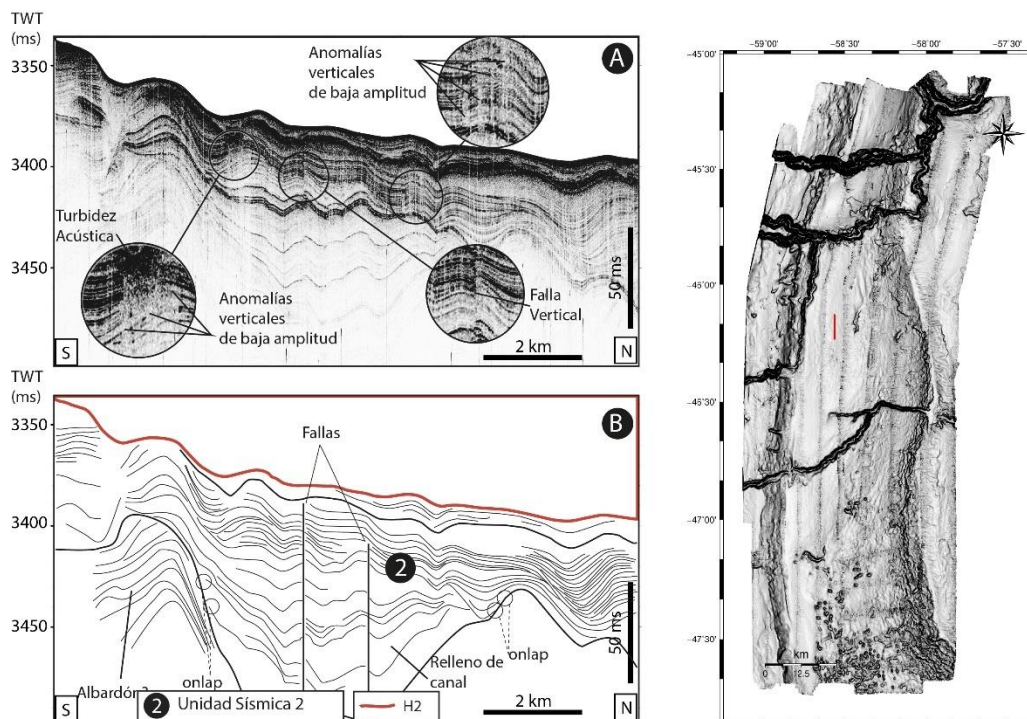


Fig. 80. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_12B sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen una línea roja se indica la posición del perfil sísmico.

4.3.4 Subzona TPB norte

La subzona TPB norte está comprendida entre el cañón submarino 3 y el límite norte de la zona relevada (Fig. 62). En este sector se pudieron identificar las mismas unidades descritas para los sectores sur y centro de la TPB, con la particularidad que la US 3 posee un mayor desarrollo y puede ser reconocida en los perfiles sísmicos multicanal.

4.3.4.1 Perfiles sísmicos multicanal

El perfil sísmico as9700 atraviesa el sector de la TPB localizado al norte del cañón submarino 4 en dirección ~ S-N (Fig. 81). La US 1 se caracteriza en este sector por un espesor promedio de ~150 ms TWT, aunque debido a que el techo de la unidad es incidido por paleo-valles su espesor en algunos sectores se ve reducido a unas pocas decenas de ms. La estructura acústica interna de la unidad se compone en algunos sectores por reflectores semitransparentes subparalelos de baja amplitud, y en otros sectores por una fábrica caótica. Los reflectores del techo de esta unidad terminan en relación de truncamiento erosivo con el horizonte H1 (Fig. 81).

La US 2 se encuentra comprendida entre los horizontes H1 y H2. La unidad 2 muestra espesores de entre 150 y 250 ms TWT. En sus sectores más basales esta unidad está representada por reflexiones de poca continuidad lateral que rellenan paleo-valles. La parte superior de la unidad se caracteriza por reflexiones de mayor continuidad lateral y moderada amplitud. También se reconocen dentro de esta unidad una serie de discordancias internas. El techo de esta unidad está representado por el horizonte H2. (Fig. 81).

La US 3 está comprendida entre el horizonte H2 y el lecho marino. La unidad tiene forma monticular y llega a un espesor máximo de 200 ms TWT en el centro del perfil que disminuye progresivamente hacia el sur y el norte hasta desaparecer. La estructura acústica interna de esta unidad se caracteriza por reflexiones de moderada y alta amplitud de gran continuidad lateral, geometría convergente, y terminaciones tipo onlap sobre el horizonte H2 en sus reflectores basales. El techo de la unidad exhibe numerosas escarpas y planos de deslizamiento (Fig. 81).

4.3.4.2 SBPs

Los SBPs muestran a la US 3 formando cuerpos monticulares de mayor extensión areal y espesor que lo observado en los sectores centro y sur de la TPB. Las dimensiones de los cuerpos son del orden de ~ 25 x 25 km. El espesor de los depósitos supera la penetración del perfilador Parasound P70, por lo que sólo se puede determinar que los depósitos superan los 100 ms TWT (Figs. 81-84).

En algunos sectores se pueden identificar las tres subunidades definidas para la unidad 3 en el sector sur de la TPB. En este sector la US 3a muestra espesores superiores al 75 ms TWT, la US 3b ronda los 7 ms TWT y la unidad 3c alcanza los 10 ms TWT. Dentro de la US 3 se reconocen también paleo-escarpas de deslizamiento.

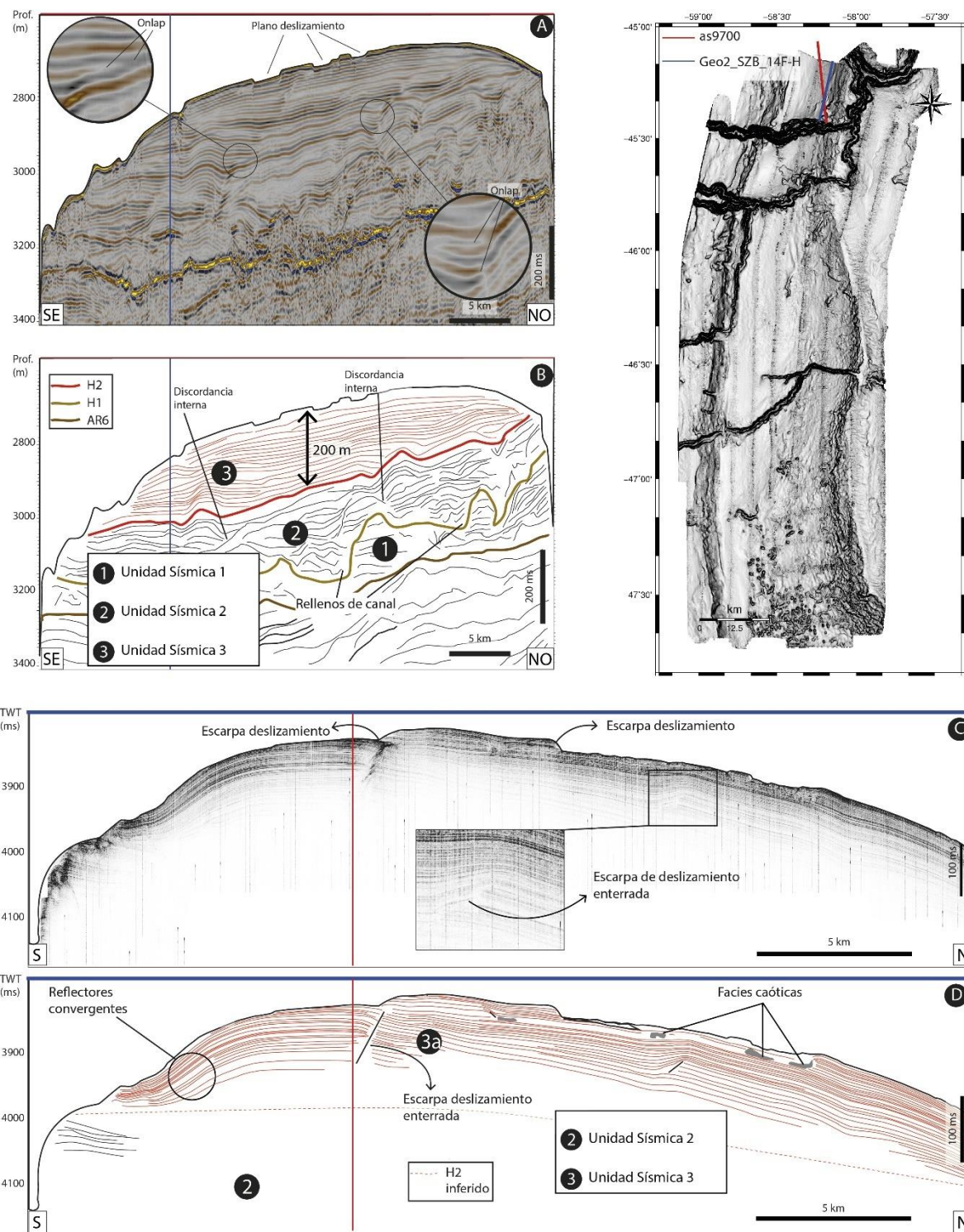


Fig. 81. Perfil sísmico multicanal as9700 sin interpretar (A) e interpretado (B). La línea vertical azul indica la intersección con el perfil de subfondo Geo2_SZB_14F-H. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_14F-H sin interpretar (C) e interpretado (D); la línea vertical roja indica la intersección con el perfil sísmico multicanal as1800. En el sector superior derecho de la imagen se indica la posición de los perfiles sísmicos sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.

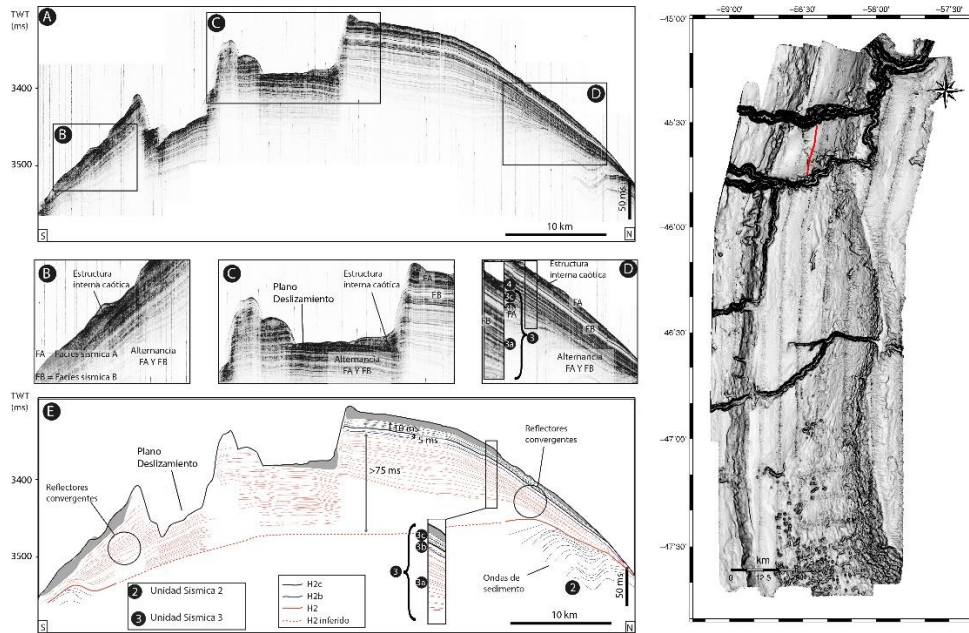


Fig. 82. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_11D-F sin interpretar (A), detalles de la parte superior de la unidad sísmica 3 (B-D), y perfil sísmico interpretado (E). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.

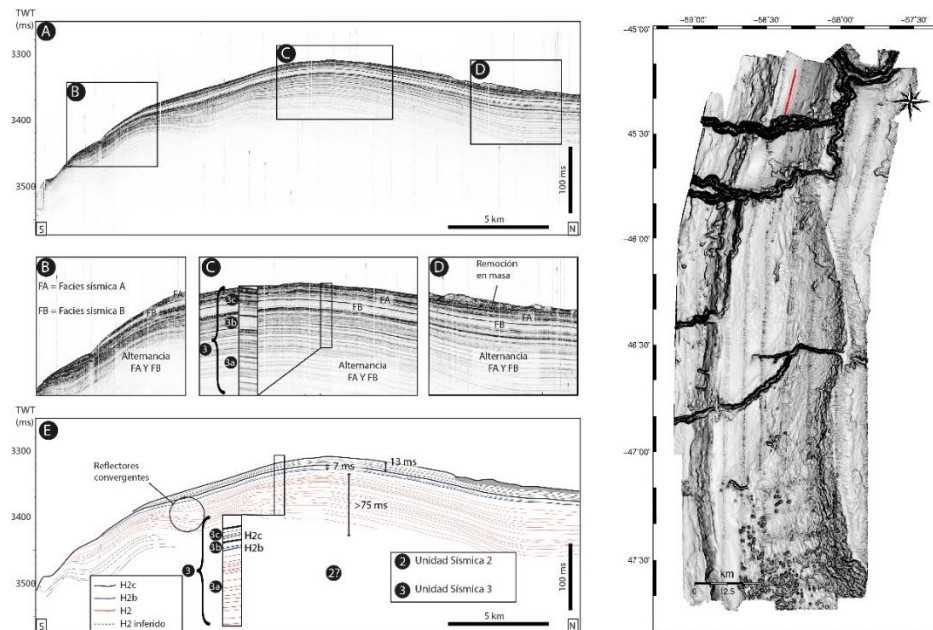


Fig. 83. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_11_v2 sin interpretar (A), detalles de la parte superior de la unidad sísmica 3 (B-D), y perfil sísmico interpretado (E). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.

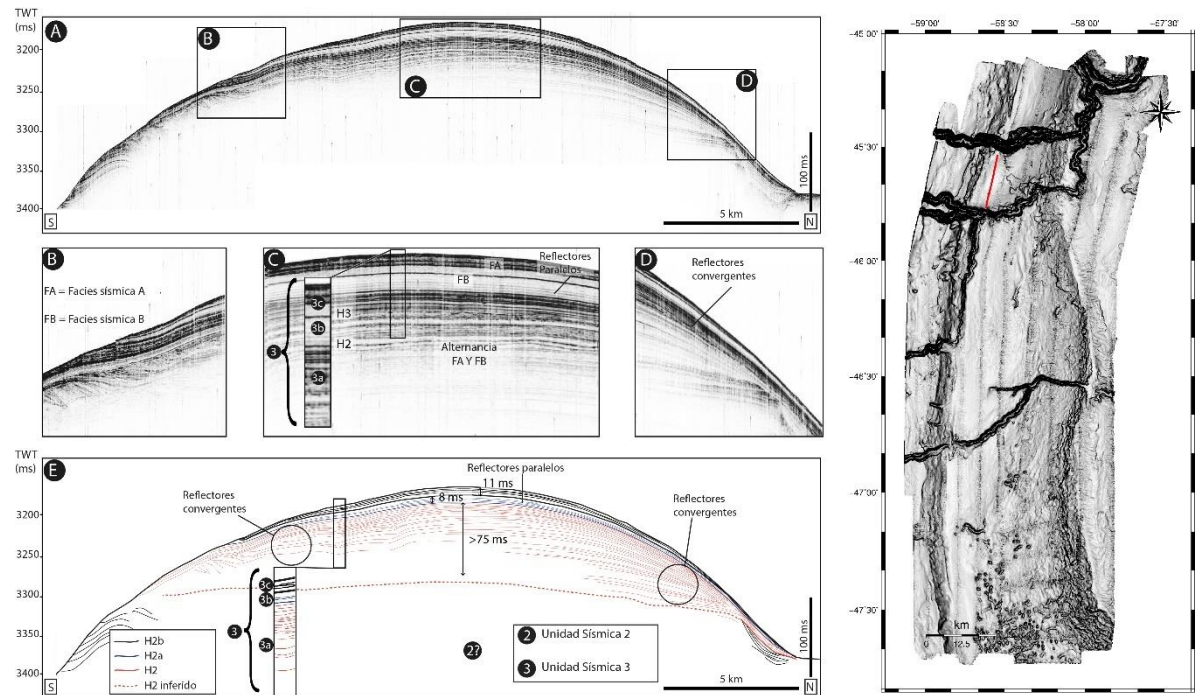


Fig. 84. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_10A-B sin interpretar (A), detalles de la parte superior de la unidad sísmica 3 (B-D) e interpretado (E). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.

4.3.5 Subzona TVF norte

La subzona TVF norte está constituida por los sectores de la TVF y la fosa contornítica 2 comprendidos entre el cañón submarino 1 y el límite norte de la zona relevada (Fig. 62).

4.3.5.1 Perfiles sísmicos multicanal

La US 1 yace sobre el horizonte AR6, y se caracteriza por un espesor máximo de ~200 ms TWT y una estructura acústica interna representada principalmente de una fábrica caótica. La unidad se encuentra aflorando en el flanco oeste de la fosa contornítica 2 y en la TVF sus reflectores superiores son truncados por el horizonte H1 (Fig. 85).

La US 2 se encuentra comprendida entre los horizontes H1 y H2. Esta unidad exhibe una forma monticular con un espesor máximo de 1000 ms TWT que se acuña hacia el oeste. Esta unidad se caracteriza por reflexiones de gran continuidad y alta amplitud. También se

reconocen dentro de esta unidad una serie de discordancias internas. El techo de esta unidad es truncado por el horizonte H2 (Fig. 85). Por encima se reconoce al US 3 caracterizada por reflexiones de baja amplitud y un espesor que no supera los 100 ms.

4.3.5.2 SBPs

Los SBPs recabados sobre el flanco oeste de la fosa contornítica no logran una gran penetración y el registro sísmico generado se compone en algunos sectores por una reflexión de alta amplitud en el lecho marino y en otros por reflexiones hiperbólicas (Fig. 85). Sobre el flanco este de la fosa contornítica, por otro lado, se logra reconocer a la US 3. Esta unidad se compone de reflectores de alta amplitud y buena continuidad lateral que forman ondas de sedimentos que progradan hacia el NNE, alternando en algunos sectores con facies acústicas transparentes y caóticas (Fig. 86).

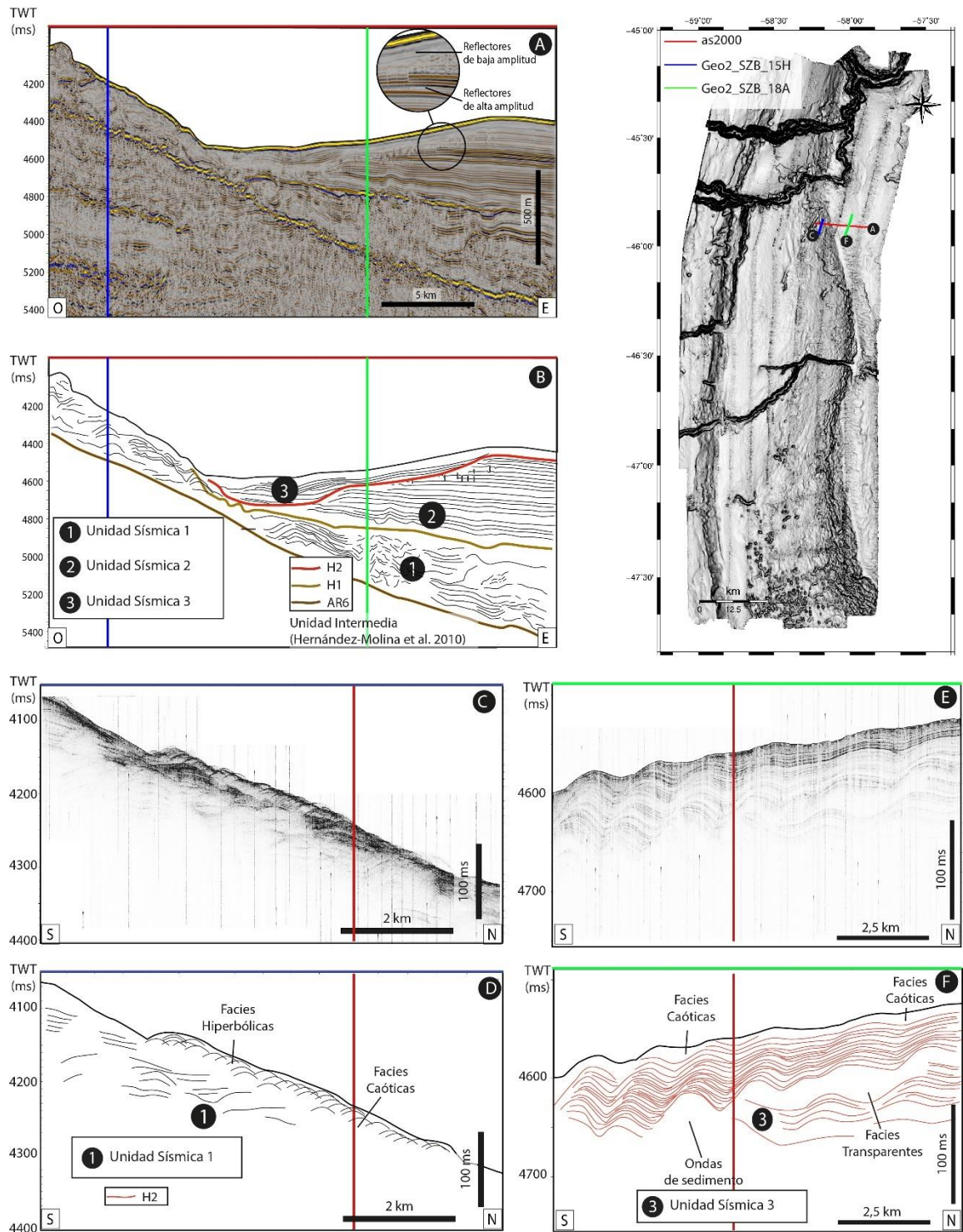


Fig. 85. Perfil sísmico multicanal as2000 sin interpretar (A) e interpretado (B). Las líneas verticales azul y verde indican las intersecciones con los perfiles de subfondo Geo2_SZB_15H y Geo2_SZB_18A respectivamente. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_15H sin interpretar (C) e interpretado (D); la línea vertical roja indica la intersección con el perfil sísmico multicanal as2000. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_18A sin interpretar (E) e interpretado (F); la línea vertical roja indica la intersección con el perfil sísmico multicanal as2000. En el sector superior derecho de la imagen se indica la posición de los perfiles sísmicos.

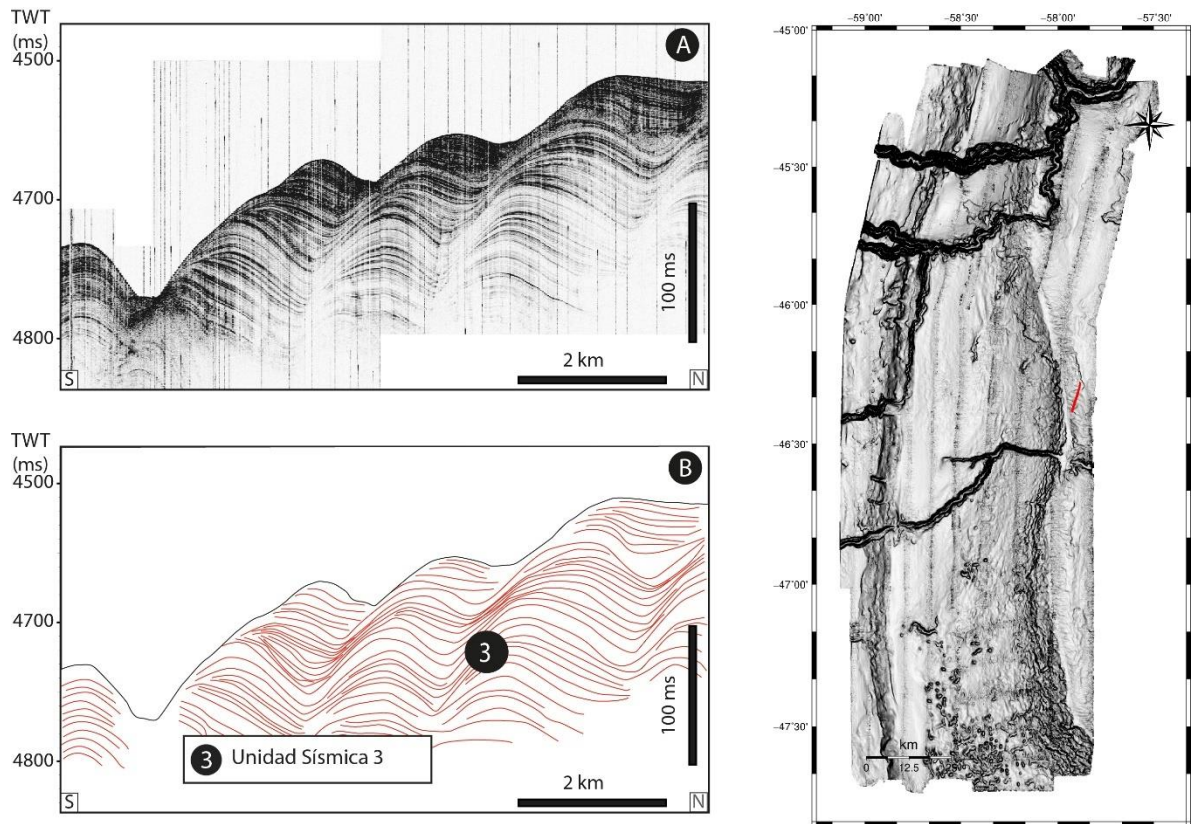


Fig. 86. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_20C sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.

4.3.6 Subzona TVF sur

La subzona TVF sur está constituida por los sectores de la TVF y la fosa contornítica 2 comprendidos entre el cañón submarino 1 y el límite sur de la zona relevada (Fig. 62).

4.3.6.1 Perfiles sísmicos multicanal

La US 1 yace sobre el horizonte AR6, y se caracteriza por un espesor promedio de ~200 ms TWT y una estructura acústica interna de la unidad se compone principalmente de una fábrica caótica con algunas reflexiones diferenciables en el sector este de la Fig. 87. La unidad se encuentra aflorando en el flanco oeste de la fosa contornítica 2 y en la TVF su techo es erosionado por el horizonte H1 (Fig. 87).

La US 2, comprendida entre los horizontes H1 y H2, muestra un espesor máximo de 1 seg TWT y pareciera seguir aumentando hacia el este, fuera de la zona relevada. Esta unidad se caracteriza por reflectores de gran continuidad y alta amplitud. También se reconocen dentro de esta unidad una serie de discordancias internas. El techo de esta unidad es truncado por el horizonte H2, por encima del cual se reconoce a la US 3 con reflectores de mediana-baja amplitud y buena continuidad lateral (Fig. 87).

4.3.6.2 SBPs

Los SBPs recabados sobre el flanco oeste de la fosa contornítica muestran principalmente una reflexión de alta amplitud en el lecho marino y reflexiones hiperbólicas (Figs. 87 y 88). Sobre la TVF, por otro lado, se logran distinguir 2 unidades. La inferior, la US 2, presenta una fábrica acústica principalmente caótica, aunque en algunos sectores se pueden reconocer reflexiones de relativamente buena continuidad lateral y mediana amplitud. El techo de esta unidad es erosionado por el horizonte H2, por encima del cual se reconoce a la US 3. Esta unidad presenta reflexiones de alta amplitud y buena continuidad lateral que forman ondas de sedimento (Fig. 89).

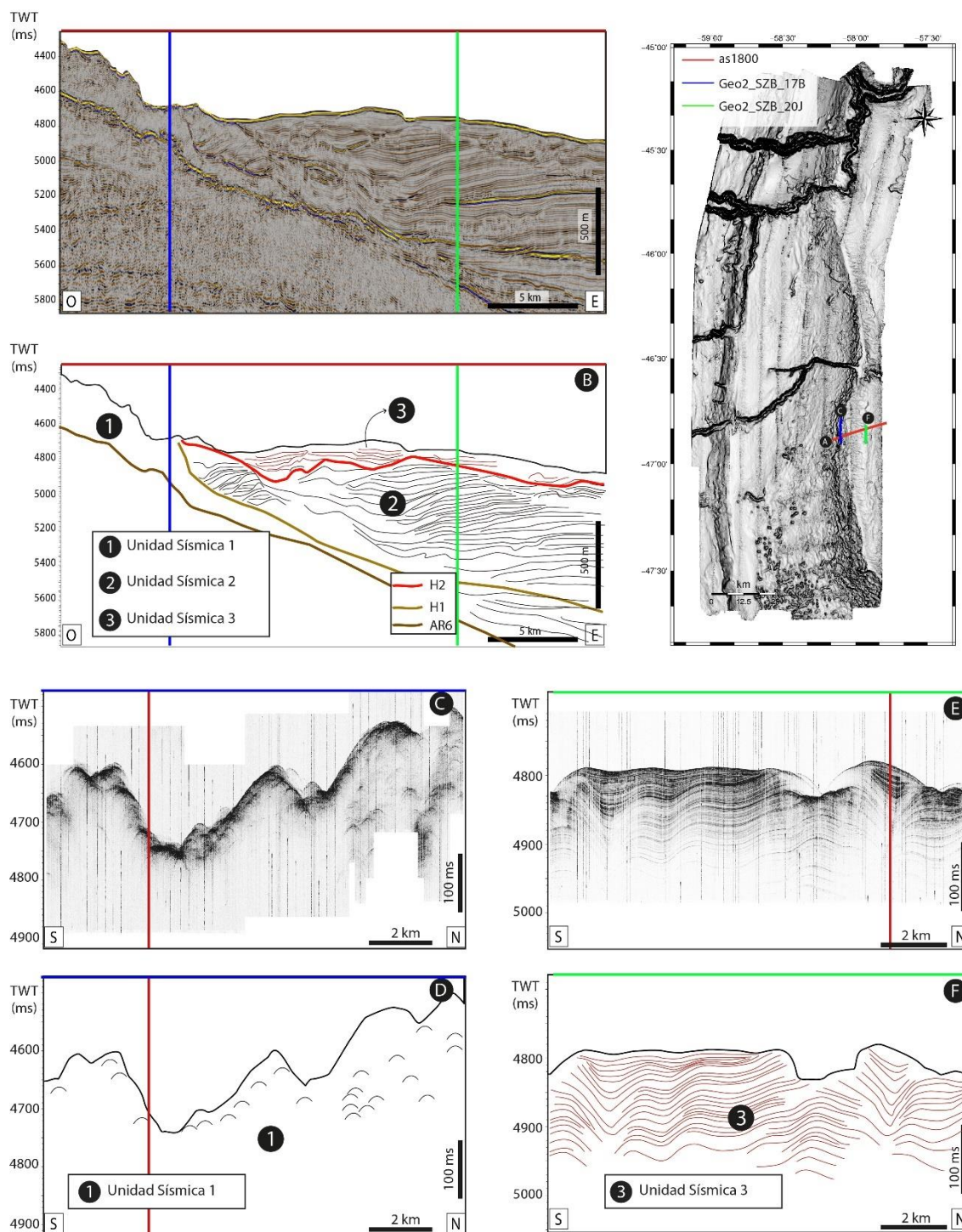


Fig. 87. Perfil sísmico multicanal as1800 sin interpretar (A) e interpretado (B). Las líneas verticales azul y verde indican las intersecciones con los perfiles de subfondo Geo2_SZB_17B y Geo2_SZB_20J respectivamente. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_17B sin interpretar (C) e interpretado (D); la línea vertical roja indica la intersección con el perfil sísmico multicanal as2000. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_20J sin interpretar (E) e interpretado (F); la línea vertical roja indica la intersección con el perfil sísmico multicanal as1800. En el sector superior derecho de la imagen se indica la posición de los perfiles sísmicos.

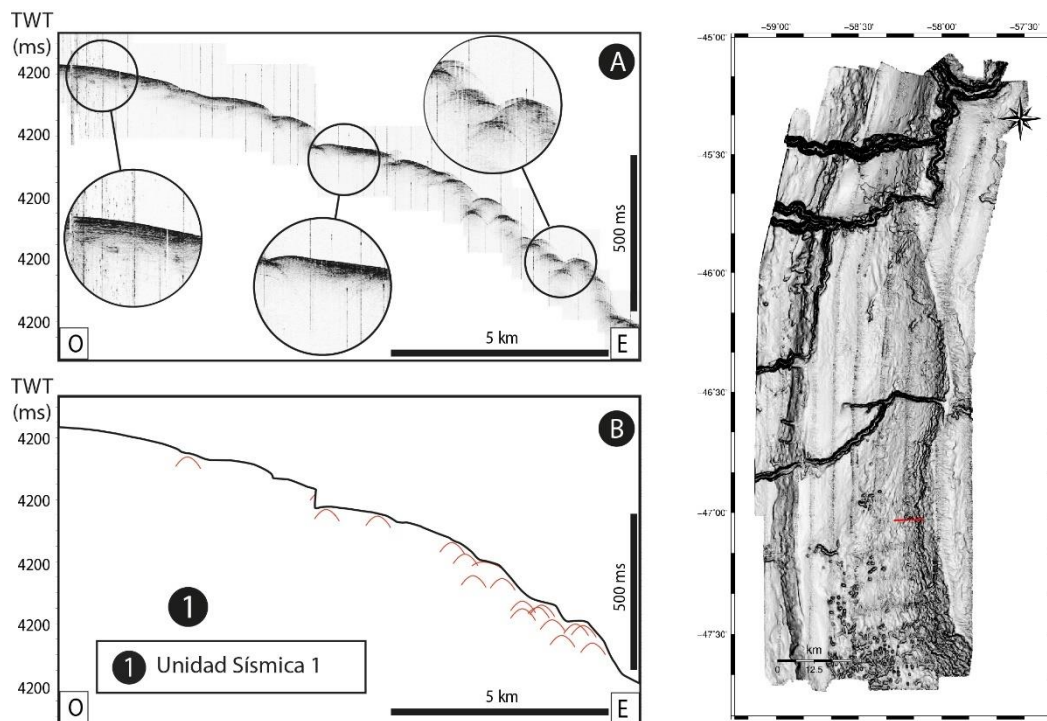


Fig. 88. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_16T sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.

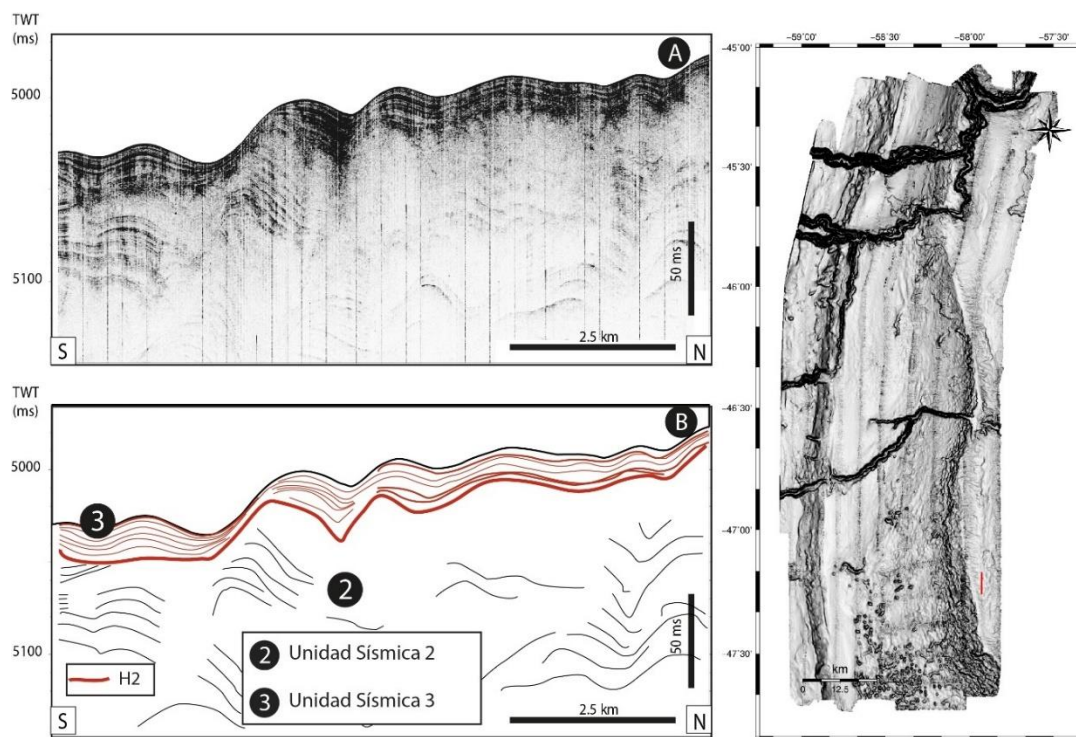


Fig. 89. Perfil sísmico de subfondo Geo2_SZB_20M sin interpretar (A) e interpretado (B). A la derecha de la imagen se indica con una línea roja la posición del perfil sísmico sobre el mapa de pendientes de la zona de estudio.

4.3.7 Sísmica multicanal – síntesis y distribución de las unidades sísmicas

La US 0 se compone de reflexiones de alta y mediana amplitud paralelas entre sí que buzan hacia la cuenca (Fig. 90). Estudios bioestratigráficos realizados por Ewing y Lonardi en 1971 indican que la edad del techo de esta unidad corresponde al Eoceno. Esta unidad es interpretada como producto de sedimentación pelágica y turbidítica (Muñoz et al., 2012; Isola et al., 2017), y se encuentra aflorando a lo largo de la TPM (Fig. 91).

La US 1 se caracteriza por alternancia de sectores con reflectores de buena continuidad lateral y parches caóticos (Fig. 90). Los sectores caóticos se interpretan como depósitos de remoción en masa, mientras que los sectores donde se observan reflexiones no exhiben ningún elemento diagnóstico de un depósito derivado de la circulación de corrientes de fondo, por lo que se atribuye su origen a flujos densos gravitacionales y/o decantación de material hemipelágico. Esta unidad sólo aflora en el flanco oeste de la fosa contornítica 2 (Fig. 91).

La US 2 se la caracteriza en la TPB rellenando incisiones en la base, y por encima se compone de complejos de canal albardón y ondas de sedimento (Fig. 90). Esta unidad es interpretada como una secuencia mixta contornítica-turbidítica y se encuentra aflorando en buena parte de la TPB (Fig. 91). En la TVF la US 2 se compone de reflectores con alta amplitud y buena continuidad lateral que forman un cuerpo monticular. En esta terraza la US 2 se interpreta como una secuencia contornítica.

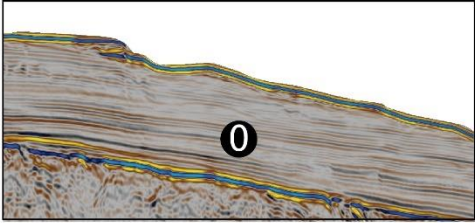
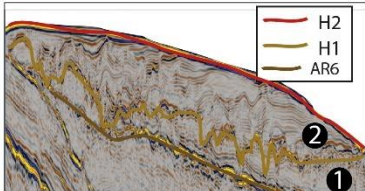
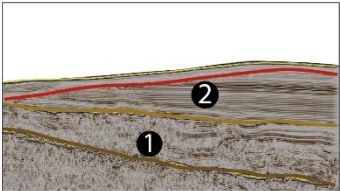
	Terraza Perito Moreno	
Unidad sísmica 0 0	Reflexiones paralelas, alta amplitud y buena continuidad lateral. Sedimentación pelágica y turbidítica (Ewing y Lonardi 1971; Muñoz et al. 2012; Isola et al 2017)	
	Terraza Piedra Buena	Terraza Valentín Feilberg
		
Unidad sísmica 1 1	<u>Depósitos gravitacionales</u> Alternancia entre sectores caóticos y sectores con mediana amplitud y buena continuidad lateral Alternancia depósitos turbidíticos con remoción en masa	<u>Depósitos contorníticos/turbidíticos?-remoción en masa</u> Alternancia entre sectores caóticos y sectores con mediana amplitud y buena continuidad lateral Alternancia depósitos con remoción en masa
Unidad sísmica 2 2	<u>Depósitos contorníticos-turbidíticos</u> Alternancia de sistemas canal-albardón con ondas de sedimento y drift contorníticos	<u>Depósitos contorníticos</u> Depósitos contorníticos compuestos de reflectores de buena continuidad lateral y una alta amplitud

Fig. 90. Síntesis de las principales características de las unidades sísmicas 0,1 y 2.

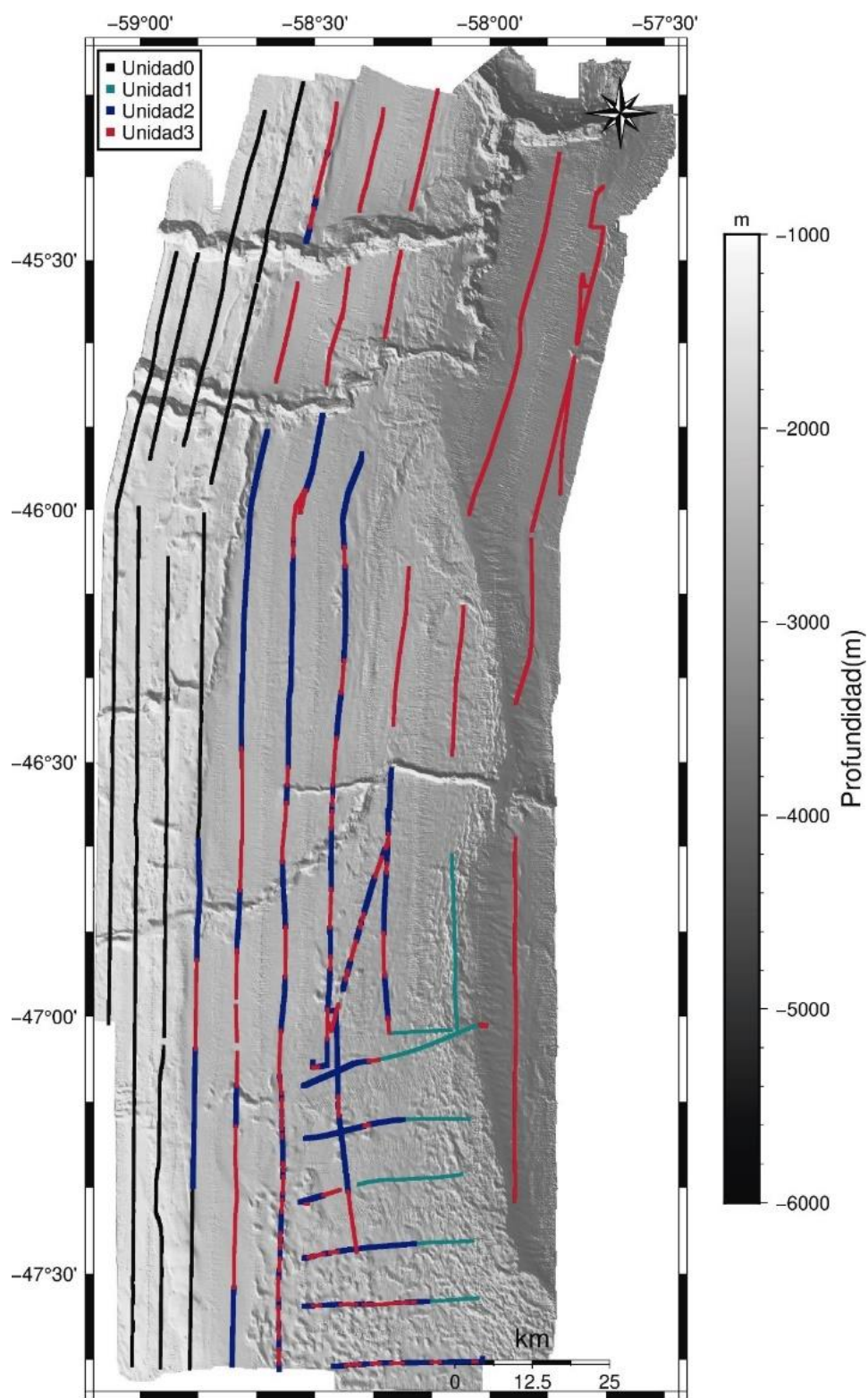


Fig. 91. Distribución de las unidades sísmicas a lo largo del área de estudio.

4.3.8 Distribución y espesor de la US 3 - síntesis

La US 3 es reconocida en la TPB y la TVF (Fig. 91) y es interpretada como depósitos contorníticos. En la TVF su presencia es continua y sólo está ausente en las inmediaciones del cañón submarino 1, mientras que en la TPB se encuentra distribuida en parches que en general aumentan sus dimensiones hacia el sector norte de la terraza. Hacia el sur de cañón submarino 1 forma parches de menos de 10 m de espesor y se ubica preferentemente hacia el norte de las depresiones (Figs. 92-95). En las cercanías de los cañones submarinos, en particular hacia el norte de éstos, es donde exhibe su mayor espesor superando los 50 m (Figs. 93-95).

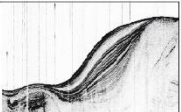
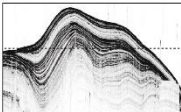
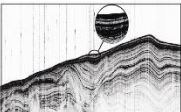

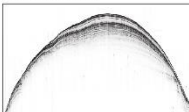
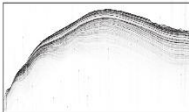
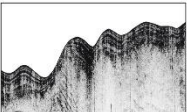
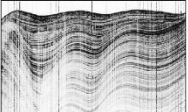
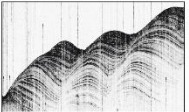
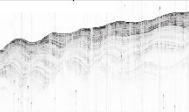
	Terraza Perito Moreno	Terraza Piedra Buena Sur	Terraza Piedra Buena Centro	Terraza Piedra Buena Norte	Terraza Valentín Feilberg Sur	Terraza Valentín Feilberg Norte
Unidad sísmica 3 3	Ausente	<p>Parches monituculares</p> <hr/> <p>Zona de depresiones: Cuerpos monticulares de ~15 ms de espesor</p>  <p>Cañón submarino 1:</p>  <p>Cuerpos monticulares de ~50 ms de espesor</p>	<p>Cuerpos laminares de <10 ms de espesor</p> <hr/> <p>Cuerpos laminares de sobre discordancia erosiva</p>  	<p>Cuerpos monticulares de >100 ms de espesor</p> <hr/> <p>Norte cañón 3</p>  <p>Norte cañón 4</p> 	<p>Ondas de sedimento</p> <hr/> <p>Ondas de sedimento <20 ms de espesor</p>  	<p>Ondas de sedimento</p> <hr/> <p>Ondas de sedimento <100 ms de espesor</p>  <p>Alternancia ondas de sedimento y facies transparentes</p> 

Fig. 92. Principales características de la unidad sísmica 3 a lo largo de la zona de estudio.

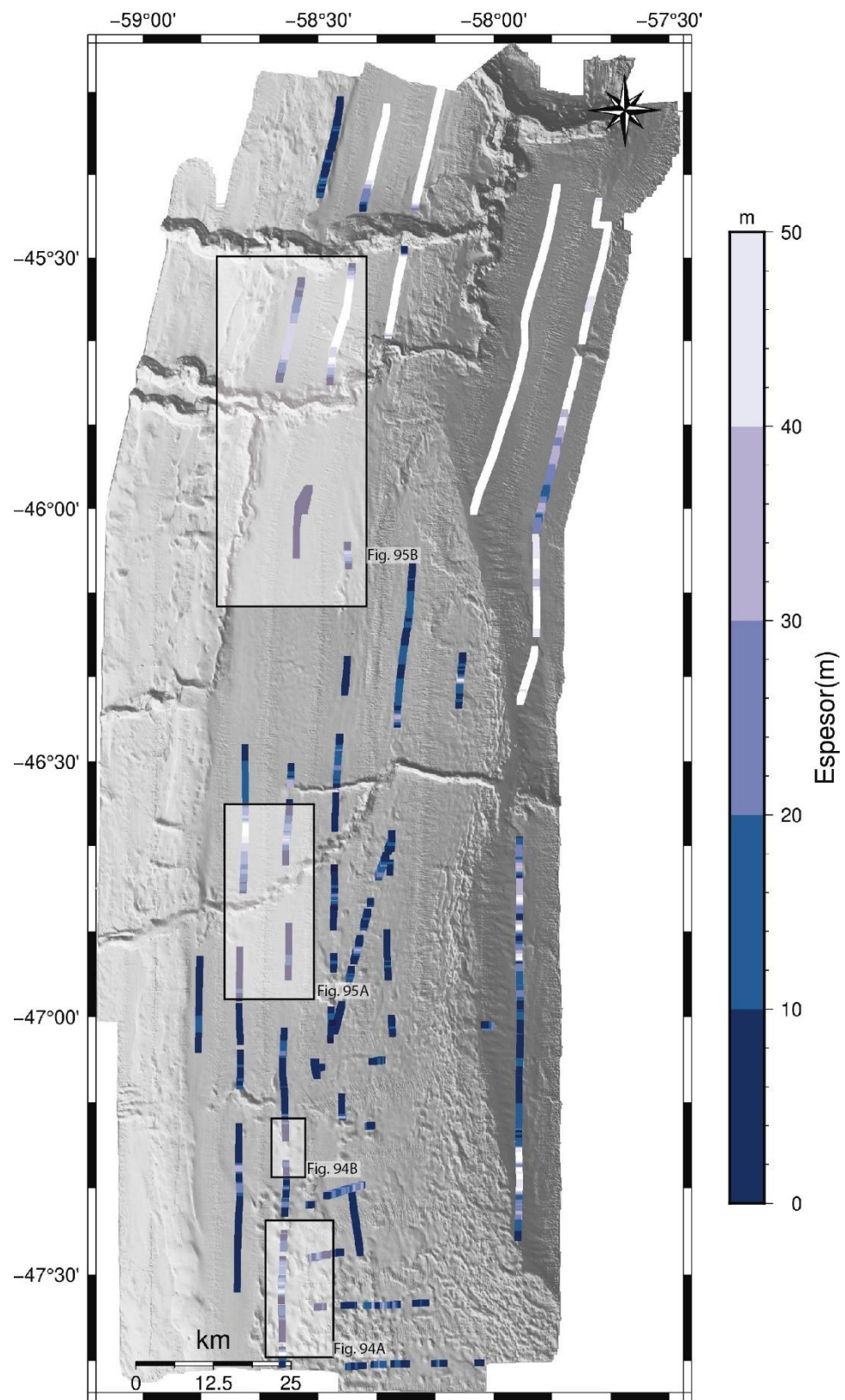


Fig. 93. Espesor de la US 3 a lo largo de la zona de estudio.

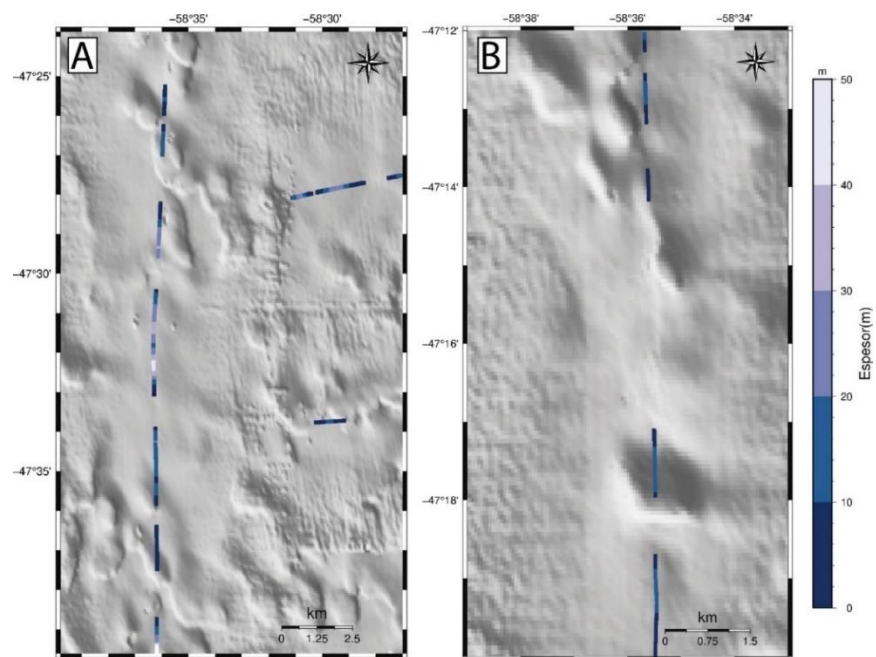


Fig. 94. Espesor de la US 3 a lo largo de la zona de depresiones.

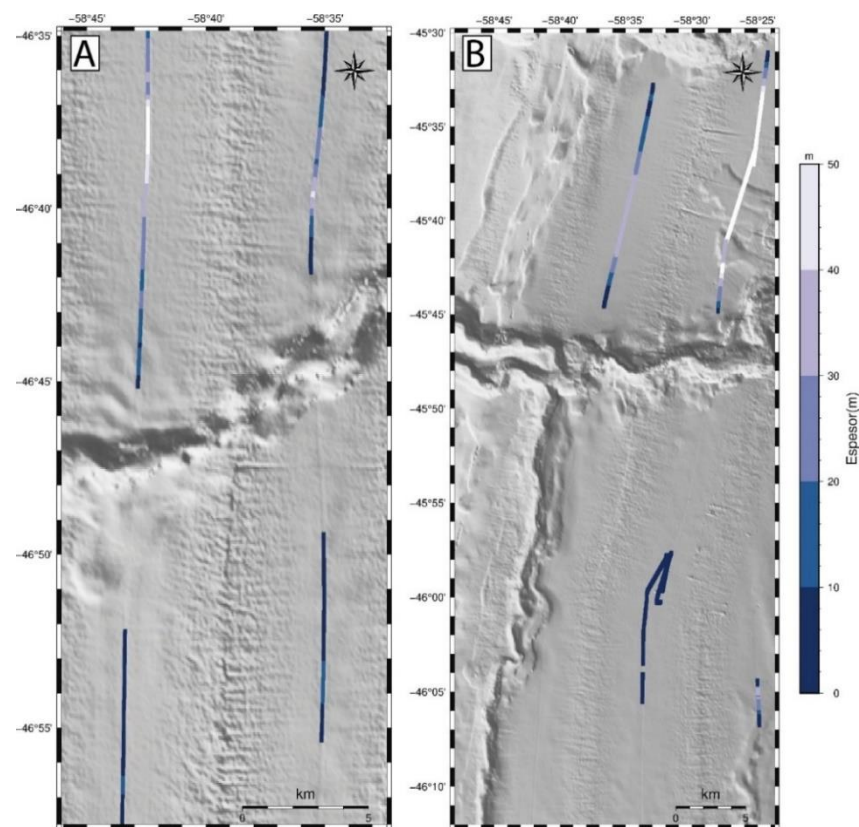


Fig. 95. Espesor de la US 3 a lo largo de los cañones submarinos 1(A) y 3(B).

4.4 Características sedimentológicas de la US 3

En este apartado se presenta una caracterización sedimentológica del registro sedimentario superficial de la TPB basada en el análisis de 3 testigos sedimentarios (Fig. 96 y Tabla 6). También, con el fin de establecer un marco cronológico para la estratigrafía somera se presentan 5 dataciones absolutas AMS ^{14}C realizadas sobre dos de los testigos (Tabla 7).

Nombre	Longitud	Latitud	Profundidad (mbnm)	Largo (cm)
AU_GEO02_GC20	-58.5021	-45.9319	2589	312.5 cm
AU_GEO02_GC21	-58.5758	-46.5215	2379	614 cm
AU_GEO02_GC26	-58.4625	-47.0089	2601	373 cm

Tabla 6. Testigos sedimentarios utilizados en esta tesis doctoral.

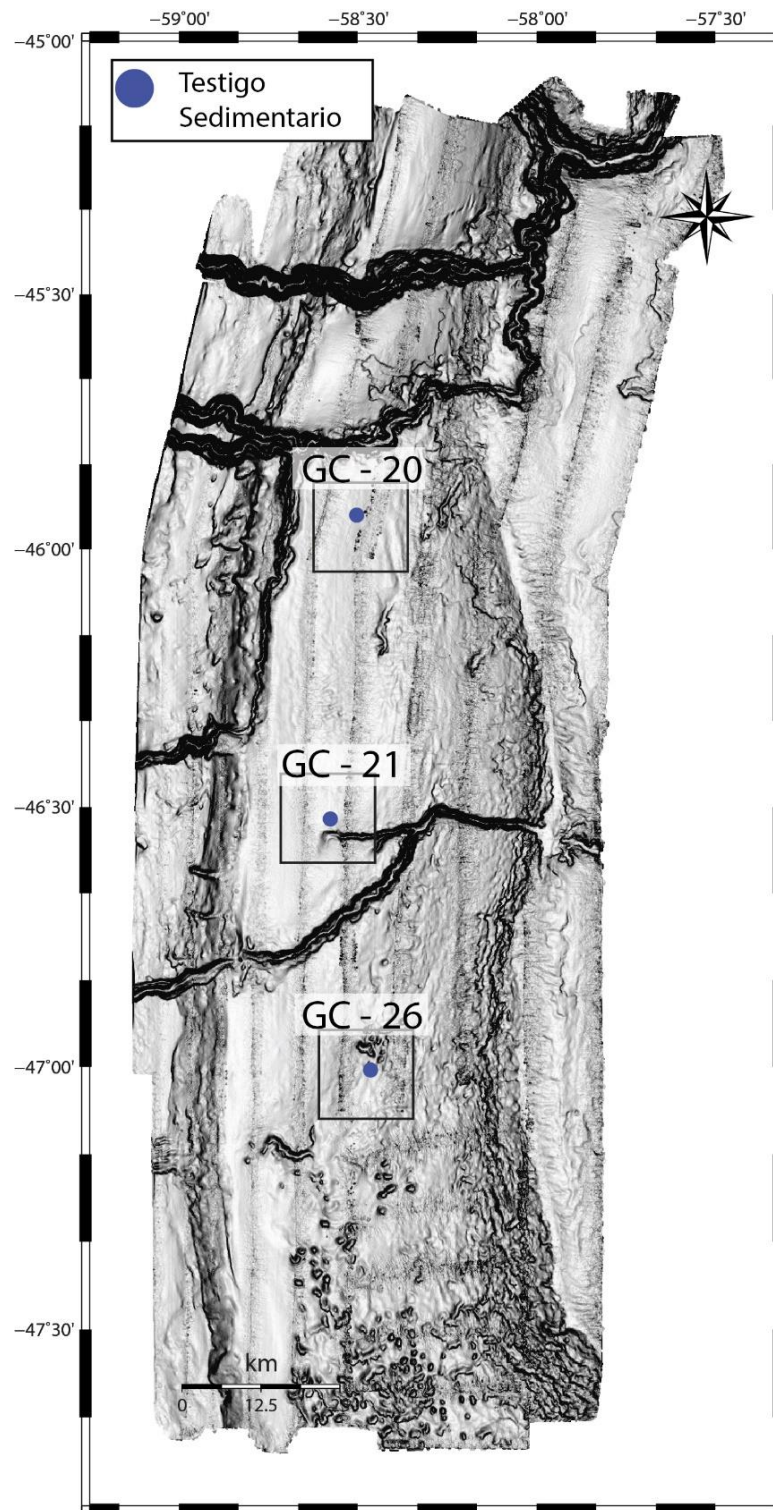


Fig. 96. Mapa de pendientes de la zona de estudio con la localización de los tres testigos sedimentarios utilizados en esta tesis doctoral indicados con un círculo azul.

4.4.1 Descripción de los testigos sedimentarios

4.4.1.1 Descripción del testigo Au_Geo02_GC26

A partir de la descripción visual y el análisis de 26 mediciones granulométricas se dividió al testigo AU_GEO02_GC26 en 5 intervalos sedimentarios (Fig. 97).

El intervalo IS-1 (372-361 cm) se compone de una secuencia granodecreciente de sólo 9 cm de espesor y color gris verdosa. La base se compone de arena gruesa con contenido de material gravoso y hacia el techo se reconoce una mayor presencia de arena fina a media. La única muestra tomada en este intervalo indica unas relaciones arcilla-limo-arena de 17-49-34.

El intervalo IS-2 (361-267 cm) está constituido por una arcilla cohesiva compuesta de material biogénico (principalmente nanofósiles y foraminíferos) de color blanco (5Y/8). Se observan algunas manchas negras en 310 cm y 317 cm, y algunas más dispersas a lo largo del tramo. En promedio las relaciones arcilla-limo-arena de este intervalo son de 64.5-35-0.5 respectivamente.

El intervalo IS-3 (267-202 cm) se compone principalmente de limo con abundante fauna silíceas color gris oliva claro (5Y6/2). Todo el intervalo se encuentra muy saturado en agua. Se observa, entre 262 y 264.5 cm, arcilla blanca compuesta por nanofósiles (5Y8/1), mezclada por bioturbación con arena silícea (5Y6/2), y entre 264.5 y 267.5 cm, arena silícea (5Y6/2). En promedio las relaciones arcilla-limo-arena de este intervalo son de 13-70-17 respectivamente

El intervalo IS-4 (202-18 cm) se compone principalmente de arena fina a muy fina. con abundantes radiolarios. Se reconoce arena más negra en 73 – 79 cm y 100 – 103 cm; en el resto del intervalo los sedimentos están finamente intercalados y en algunos sectores también se reconocen sutiles laminaciones. En promedio las relaciones arcilla-limo-arena de este intervalo son de 5-16-79 respectivamente

El intervalo IS-5 (18-0 cm) se compone de un limo arenoso con abundantes foraminíferos color gris claro. La única muestra tomada en este intervalo indica relaciones arcilla-limo-arena de 10-59-31.

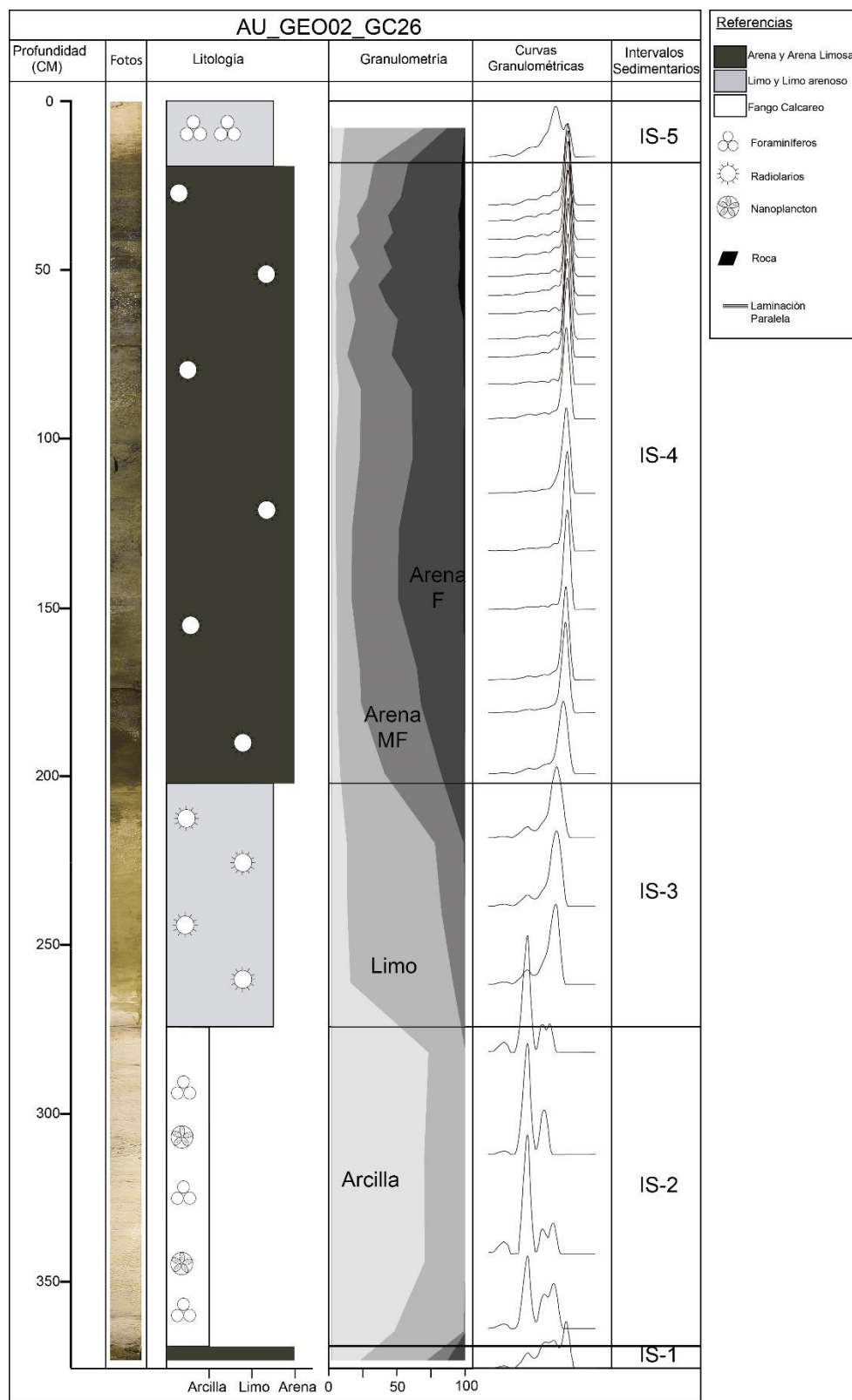


Fig. 97. Testigo sedimentario AU_GEO02_GC26. De izquierda a derecha se indican: largo del testigo, fotos, litología, curvas granulométricas, intervalos sedimentarios. Ver localización en Fig. 96.

4.4.1.2 Descripción del testigo Au_Geo02_GC21

A partir de la descripción visual y el análisis de 28 mediciones granulométricas se dividió al testigo AU_GEO02_GC21 en 6 intervalos sedimentarios (Fig. 98).

El intervalo IS-1 (614-462 cm) está formado por 3 unidades: (1) arena fina muy bioturbada de color variable entre gris oliva y gris oliva oscura, con lentes de arena y laminaciones heterolíticas (614-529 cm); (2) limo arenosos con alto contenido de agua color gris oliva con lentejones de arena muy fina en un arreglo caótico (529-502 cm); y (3) arena limosa saturada en agua (502-462 cm). En promedio las relaciones arcilla-limo-arena de este intervalo son de 12-51-37 respectivamente.

El intervalo IS-2 (462-354 cm) está formado en su base por limo arenoso con alto contenido de agua, lentejones de arena muy fina con limo oscuro organizados en forma caótica (462-439 cm). Por encima, se reconoce una secuencia bi-gradacional (419-406 cm), con arena fina y muy fina en el centro (414-409 cm) y hacia los extremos limo arenoso (406-409 cm y 414-419 cm). Entre los 406-393 cm se reconoce una secuencia con gradación inversa sobre contacto neto; la base de esta secuencia se compone de arena fina con limo color gris oliva oscuro, y en la parte superior por arena fina negra en lentejones. De 393 a 373.5 cm el intervalo se compone de fango arenoso de color gris oliva. La parte superior del intervalo, 373,5-354 cm, está formada por una secuencia granodecreciente con base erosiva, constituida por una base erosiva de arena fina muy fina de color oliva oscura con un arreglo de laminación horizontal. En promedio las relaciones arcilla-limo-arena de este intervalo son de 12-44-44 respectivamente.

El intervalo IS-3 (354-222 cm) está formado de 354 a 337 cm por limo de color gris claro con lentejones limo-arenosos, y por encima, de 337 a 222, de una arcilla cohesiva compuesta de material biogénico de color blanco amarillento. En promedio las relaciones arcilla-limo-arena de este intervalo son de 44-55-1 respectivamente.

El intervalo IS-4 (222-202 cm) se conforma de arena fina a muy fina de color gris muy oscuro interlaminado con arena muy fina de color gris oliva. En este intervalo se observan 2 fragmentos de roca verdosos redondeados en 210 y 211 cm. En promedio las relaciones arcilla-limo-arena de este intervalo son de 13-44-43 respectivamente.

El intervalo IS-5 (202-22 cm) está formado por limo gris oliva con una mayor proporción de arena entre 202-156 en comparación a la parte ubicada por encima. Un contacto neto con bioturbación se observa a los 22 cm. En promedio las relaciones arcilla-limo-arena de este intervalo son de 44-55-1 respectivamente.

El intervalo IS-6 (22-0 cm) está compuesto de limo arenoso gris claro con abundantes foraminíferos planctónicos. La relación arcilla-limo-arena para este intervalo (representado por sólo una muestra) es de 12-78-10 respectivamente.

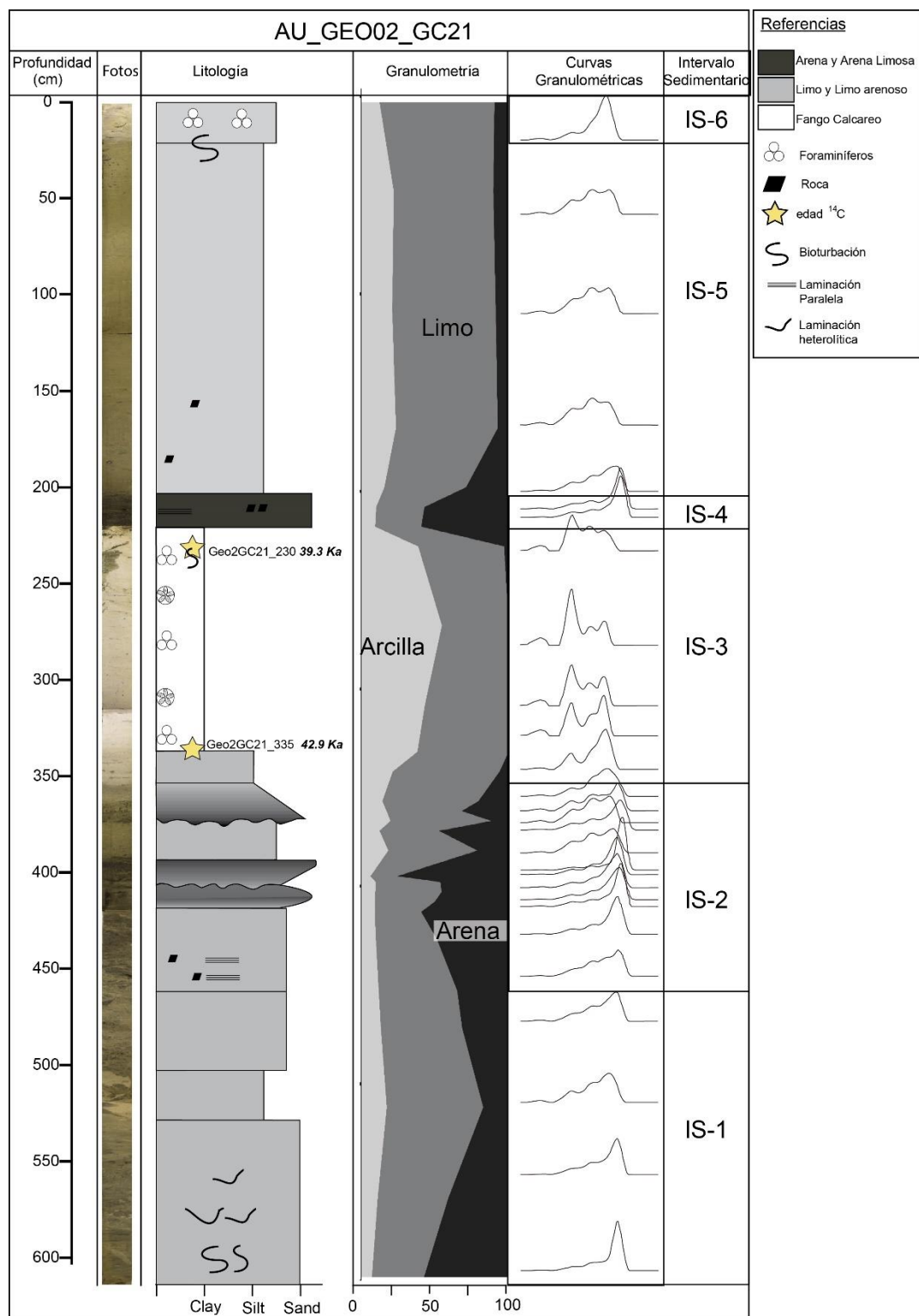


Fig. 98. Testigo sedimentario AU_GEO02_GC21. De izquierda a derecha se indican: largo del testigo, fotos, litología, curvas granulométricas, intervalos sedimentarios. Ver localización en Fig. 96.

4.4.1.3 Descripción testigo Au_Geo02_GC20

A partir de la descripción visual y 14 mediciones granulométricas se dividió al testigo AU_GEO02_GC21 en 4 intervalos sedimentarios (Fig. 99).

El intervalo IS-1 (312 – 115 cm) se compone de limo arenoso color gris oliva con motas negras dispersas y con algunas bolsadas arenosas a lo largo del intervalo. En la parte inferior de este intervalo (312-146) en promedio las relaciones arcilla-limo-arena son de 19-64-17 respectivamente. En la parte superior (146 - 115 cm) el material pasa a un limo arenoso de color gris oscuro (5Y4/1) y gris (5Y5/1). Entre los 115 y 121 cm se reconoce abundante presencia de foraminíferos. El pasaje hacía el IS-2 es gradual. En promedio las relaciones arcilla-limo-arena de este intervalo en la parte superior son de 22-69-9 respectivamente.

El intervalo IS-2 (115-42 cm) se compone de una arcilla blanca de nanofósiles muy cohesiva y compacta. Hay parches de arena gris oliva muy oscura a los 44, 46.5, 53 y 83 – 88 cm. Entre 97 y 107 cm, la arcilla está mezclada con arena muy fina a limo grueso, lo cual deviene en color gris claro. En promedio las relaciones arcilla-limo-arena de este intervalo son de 59-40-1 respectivamente.

El intervalo IS-3 (42-20 cm) se compone de un limo arenoso de color gris oliva oscuro. Se reconoce dentro del intervalo un sector con mayor concentración de arena entre 30 y 34 cm y gravas a los 32 cm. Entre 38 y 42 cm el sedimento se muestra muy disturbado y se observan algunas laminaciones entre 40 y 42 cm. En promedio las relaciones arcilla-limo-arena de este intervalo son de 14-52-34 respectivamente.

El intervalo IS-4 (20-0 cm) se compone de limo arenoso de color gris claro con abundantes foraminíferos. Se observan gravas negras 2 cm, 6 – 7 cm, y 15 cm, y una verde claro en 8 cm. Entre los 15 y 20 cm la cantidad de foraminíferos disminuye. En promedio las relaciones arcilla-limo-arena de este intervalo son de 14-74-12 respectivamente.

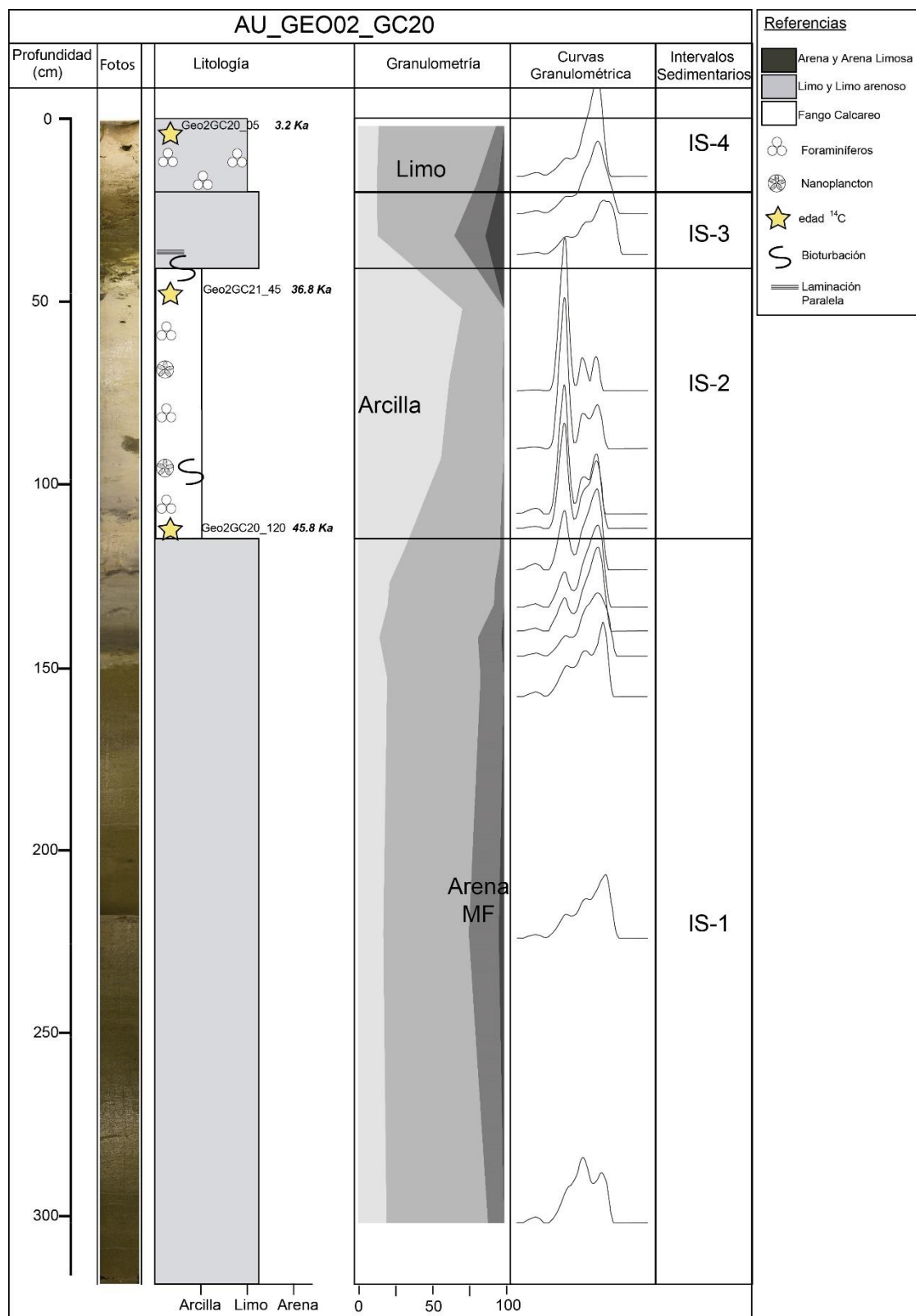


Fig. 99. Testigo sedimentario AU_GEO02_GC20. De izquierda a derecha se indican: largo del testigo, fotos, litología, granulometría, intervalos sedimentarios. Ver localización en Fig. 96.

4.4.2 Interpretación de los intervalos sedimentarios

4.4.3.1 AU_GEO02_GC26

El testigo sedimentario AU_GEO02_GC26 fue dividido en 5 intervalos sedimentarios.

El intervalo IS-1 se compone de una secuencia granodecreciente que podría ser interpretada tanto como un depósito turbidítico o bien como la sección superior de una secuencia bi-gradacional depositada por corrientes contorníticas (Stow et al., 2000, Rebesco et al., 2014). El IS-2, compuesto principalmente por material biogénico de tamaño limo-arcilla, es interpretado como sedimentación pelágica asociada a un ambiente de poca velocidad de corrientes de fondo y un aporte de material continental limitado. El intervalo IS-3 (267-202 cm) se compone principalmente de limo con abundante fauna silíceo, y es interpretado como un intervalo de transición entre el IS-2 y el IS-4, donde la acción de las corrientes de fondo aumenta gradualmente y el aporte de material terrígeno sigue siendo limitado. El IS-4 se compone por completo de un banco relativamente homogéneo de arenas finas y muy finas bien seleccionadas. Bancos arenosos con buena selección en el ambiente marino profundo suelen ser producto del retrabajo de arenas transportadas por flujos gravitacionales por la acción persistente de corrientes de fondo (Shanmugan, 1993; de Castro et al., 2020). En este sentido este intervalo es interpretado como un banco de *bottom-current re-worked sands sensu* Shanmugan, 1993. El IS-5, representado por los 22 cm más someros del testigo puede ser considerado hemipelágico por la abundancia de foraminíferos que exhibe este intervalo.

4.4.3.2 AU_GEO02_GC21

El testigo sedimentario AU_GEO02_GC21 fue dividido en 6 intervalos sedimentarios. El intervalo SI-1 está constituido por una mezcla de arena gris oscura y arena gris oliva saturada en agua y limo fangoso formando un arreglo heterolítico. Esta alternancia de escala centimétrica entre limo, arena y fango es comúnmente asociada a cambios en la intensidad de flujo en el fondo marino (Martín-Chivelet et al., 2008), y puede por lo tanto interpretarse como resultado de la circulación de corrientes de fondo. Entre los cm 502 y 529 se puede reconocer una alternancia entre limo gris oliva y parches de arena gris oscura con un arreglo caótico que podrían ser el resultado de retrabajo de depósitos de posible origen turbidítico. Esta interpretación es consistente con la localización del testigo AU_GEO02_GC21, ubicado a unos 2,5 km hacia el N del brazo subsidiario del cañón submarino 1 (Fig. 96). El IS-2 podría también interpretarse como el producto de la acción de corrientes de fondo ya que se compone de una secuencia bi-gradacional completa (419-406 cm), y dos incompletas (406-393 cm y 373,5-354 cm). El IS-3, compuesto principalmente por material biogénico de tamaño limo arcilla, es interpretado como sedimentación pelágica asociada a un episodio de poca velocidad de corrientes de fondo y poco o nulo aporte de material continental. El intervalo IS-4 se compone de arena fina y muy fina con laminación horizontal y fragmentos de rocas metamórficas verdes. La presencia de arena con un arreglo laminar también es interpretada como un depósito contornítico. El IS-5, formado principalmente por limo y limo arenoso podría ser interpretado tanto como contornítico o como hemipelágico. El tope del testigo, representado por el IS-6, es

interpretado como producto de la decantación de material hemipelágico por la abundancia de foraminíferos presente en este intervalo.

4.4.3.3 AU_GEO02_GC20

El testigo sedimentario AU_GEO02_GC20 fue dividido en 4 intervalos sedimentarios. El IS-1, formado principalmente por limo y limo arenoso, se interpreta como un depósito contornítico; las variaciones en la proporción de arena presentes en el intervalo se vinculan a variaciones sutiles en la energía de las corrientes de fondo. El IS-2 compuesto principalmente por material biogénico de tamaño limo arcilla, es, al igual que en los testigos AU_GEO02_GC21 y AU_GEO02_GC26, interpretado como sedimentación pelágica asociada a un episodio de poca velocidad de corrientes de fondo y poco aporte de material continental. El IS-3, representa un aumento del 33% en el contenido de arena con respecto al IS-2 y se interpreta como un depósito contornítico asociado a un aumento en la energía de las corrientes de fondo y un mayor aporte de material continental. El intervalo superior de este testigo, el IS-4, exhibe las mismas características a lo observado en los topes de los testigos AU_GEO02_GC21 y AU_GEO02_GC26 y es, por lo tanto, también interpretado como producto de sedimentación hemipelágica, asociada a un ambiente de baja energía y aporte continental limitado.

4.4.3 *Correlación y marco cronológico de los testigos*

Los tres testigos sedimentarios descriptos e interpretados en esta Tesis Doctoral exhiben a distintas profundidades un intervalo de ~1,5 m de espesor compuesto casi en su totalidad por material arcilloso biogénico de color 5Y8/1. Las dataciones ¹⁴C realizadas en los testigos AU_GEO02_GC20 y AU_GEO02_GC21 indican que este intervalo en ambos

testigos es coetáneo y fue depositado durante el estadio marino isotópico 3 (MIS 3) (Tabla 7). De una manera similar, los tres testigos exhiben un intervalo sedimentario en el tope con similares características: tamaño limo, abundante material biogénico (principalmente foraminíferos) y color 5Y7/1. La datación realizada sobre este intervalo en el testigo AU_GEO02_GC20 indica una edad de 3.2 Ka, por lo que se presume que el intervalo fue depositado durante el Holoceno (Tabla 7). A partir de esto se infiere que los depósitos calcáreos del tope y medio del testigo AU_GEO02_GC26 de color 5Y7/1 y 5Y8/1 respectivamente, fueron también depositados durante el Holoceno y el MIS 3. De esta manera las dataciones también permiten acotar la edad de las capas terrígenas limitadas entre los intervalos biogénicos al estadio marino isotópico 2 (MIS 2) (Fig. 100).

La correlación se extendió a un testigo sedimentario publicado por Murdmaa et al., (2019) el cual también se compone de la misma alternancia de facies descrita para los testigos presentados en esta Tesis Doctoral (Fig. 100).

Testigo	Profundidad (cm)	Muestra	Edad (ka)
AU_GEO02_GC21	230	Geo2GC21_230	39.3
	335	Geo2GC21_335	42.8
AU_GEO02_GC20	5	Geo2GC20_05	3.2
	45	Geo2GC20_45	36.8
	120	Geo2GC20_120	45.8

Tabla 7. Dataciones AMS ¹⁴C utilizadas en esta tesis doctoral.

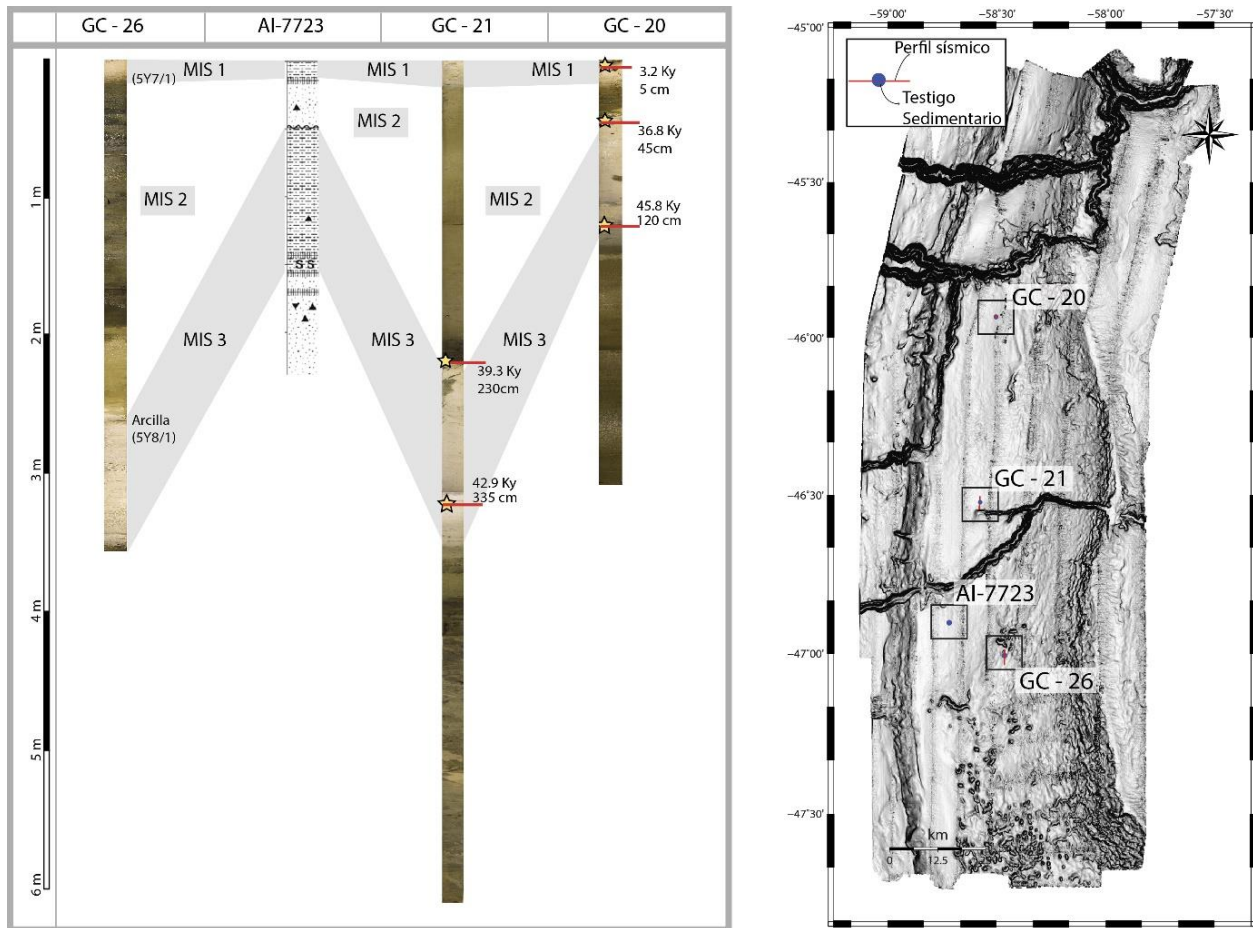


Fig. 100. Correlación entre testigos sedimentarios presentados en esta tesis y el testigo sedimentario AI-7723 (Murdmaa et al., 2019). A la derecha se indica la posición de los testigos en la zona de estudio.

CAPITULO 5 DISCUSIONES

5.1 Integración de métodos

5.1.1 Registro sísmico vs registro sedimentario

La alta resolución de los SBPs (~20 cm) permitió correlacionar la parte superior del registro de la US 3 con las facies sedimentarias identificadas en los testigos. Para la correlación visual entre el registro sísmico y los testigos sedimentarios, éstos fueron proyectados sobre los SBPs tras convertir su longitud de m a ms TWT asumiendo una velocidad de onda P promedio de 1550 m/s (Figs. 101-103).

5.1.1.1 Testigo AU_GEO02_GC26 y perfil Geo2_SZB_13_c_A

A lo largo de la TPB la estructura acústica somera de la US 3 se compone esencialmente de la alternancia de dos facies sísmicas: FA y FB. La FA se caracteriza por reflexiones con geometría sigmoidal, terminaciones tipo *onlap* y geometría monticular; la presencia de todos estos elementos es diagnóstica de un origen vinculado a la circulación de corrientes de fondo (Nielsen et al., 2008). Esta facies acústica puede ser correlacionada con el intervalo IS-4 del testigo AU_GEO02_GC26. Este intervalo sedimentario se compone principalmente de arenas bien seleccionadas y es interpretado como *bottom currents reworked sands* (Shanmugan, 1993 y de Castro et al., 2020). Esta facies sedimentaria es el producto del retrabajo de las corrientes de fondo sobre depósitos transportados en esta terraza, posiblemente, por flujos densos gravitatorios. El IS-5, por su parte, no tiene un espesor suficiente para ser correlacionado con los SBPs.

La FB, por otro lado, se caracteriza por reflexiones paralelas de muy baja amplitud que alternan con sectores con una estructura acústica transparente, lo que sugiere que la depositación de esta facies habría sucedido durante condiciones de poca energía. La forma monticular que en algunos casos exhibe esta facies sería, por lo tanto, heredada de las capas subyacentes de FA. La FB puede ser correlacionada con los intervalos IS-2 e IS-3 del testigo AU_GEO02_GC26. La interpretación de un origen pelágico para estas facies es a su vez consistente con estos intervalos compuestos principalmente de material hemipelágico (IS-2 foraminíferos y nanofósiles, e IS-3 de radiolarios). El IS-1, de sólo 11 cm de espesor, está por debajo de la resolución de los perfiles sísmicos por lo que no puede ser directamente correlacionado con algún elemento acústico; sin embargo, la presencia de una secuencia granodecreciente dentro de la FB indica que ésta no es completamente pelágica, sino que también presenta depósitos vinculados a episodios de alta energía.

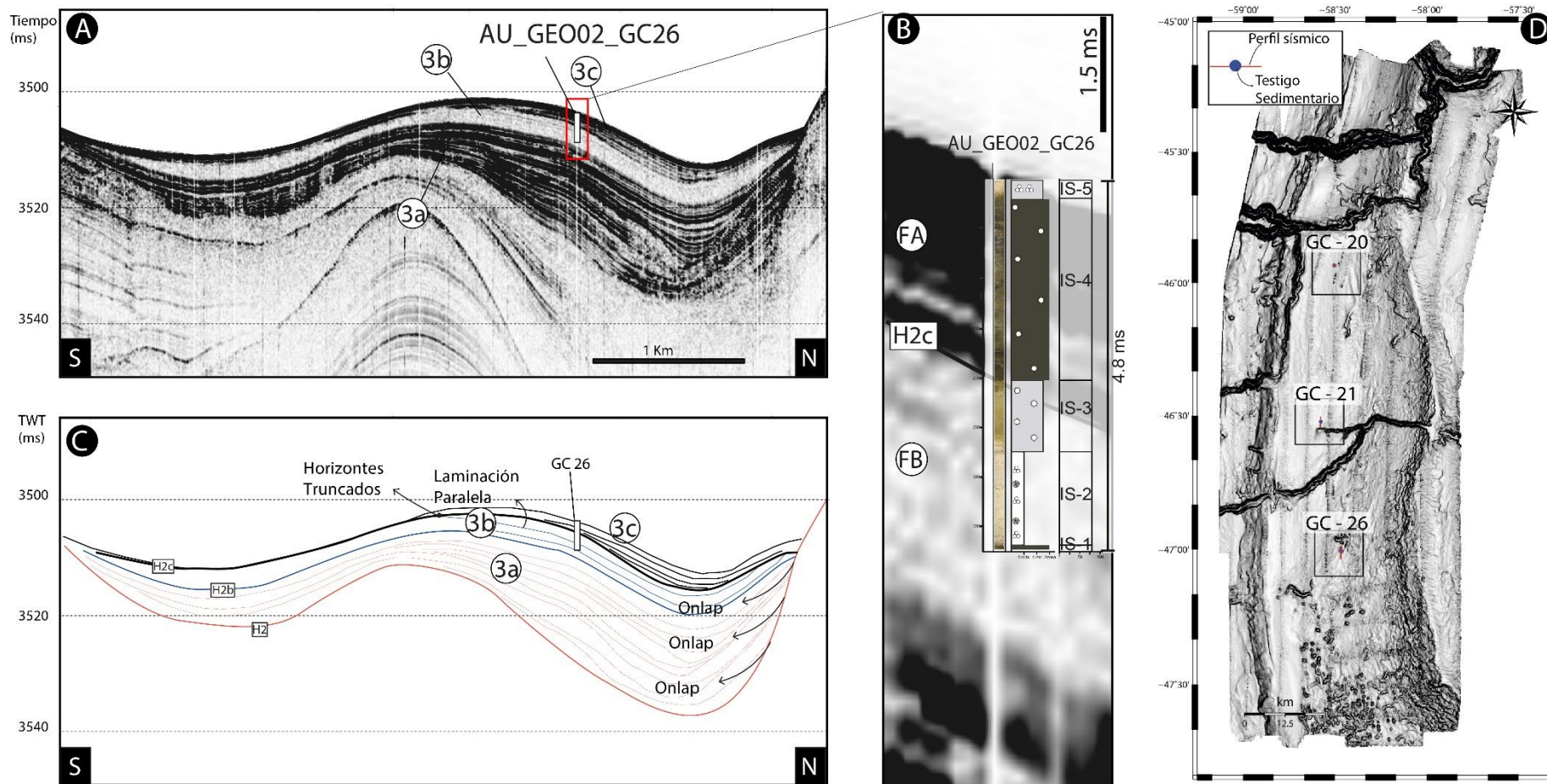


Fig. 101. A. Perfil sísmico de alta resolución con dirección S-N registrado al sur del cañón submarino 1. B. Correlación entre el perfil sísmico de alta resolución y el testigo sedimentario AU_GEO02_GC26. C. Interpretación sísmica del perfil. D. Localización del perfil sísmico y el testigo sedimentario.

5.1.1.2 Testigo AU_GEO02_GC21 y perfil Geo2_SZB_12E

En el sector ubicado inmediatamente al norte del cañón submarino 1 la US 3 exhibe la misma alternancia de facies acústicas reconocida en el sector sur (FA y FB), aunque en este sector se encuentra formando cuerpos monticulares de mayor extensión.

Como ya fue mencionado, la FA reúne una serie de características diagnósticas de un origen derivado de la circulación de corrientes de fondo. Hacia el norte del cañón submarino 1 esta facies puede ser correlacionada con los intervalos sedimentarios del testigo AU_GEO02_GC21 IS-1, IS-2, IS-4 y IS-5 (Fig. 102). Si bien estos intervalos sedimentarios muestran ciertas diferencias entre ellos, todos pueden ser interpretados como depósitos derivados de la actividad de corrientes de fondo, lo cual es consistente con la interpretación de la FA. También, las reflexiones de alta amplitud características de esta facies pueden ser atribuidas al alto contraste de impedancia acústica esperable para la alternancia de fango, limo y arena que es común en estos intervalos sedimentarios.

La FB, por otro lado, se asocia a condiciones de baja energía y es interpretada como deposición hemipelágica o producto de corrientes de fondo con poca energía. En este sector, inmediatamente al norte del cañón 1, la FB puede ser correlacionada con el IS-3 del testigo AU_GEO2_GC21, que se compone de material de origen biogénico interpretado como depósitos pelágicos.

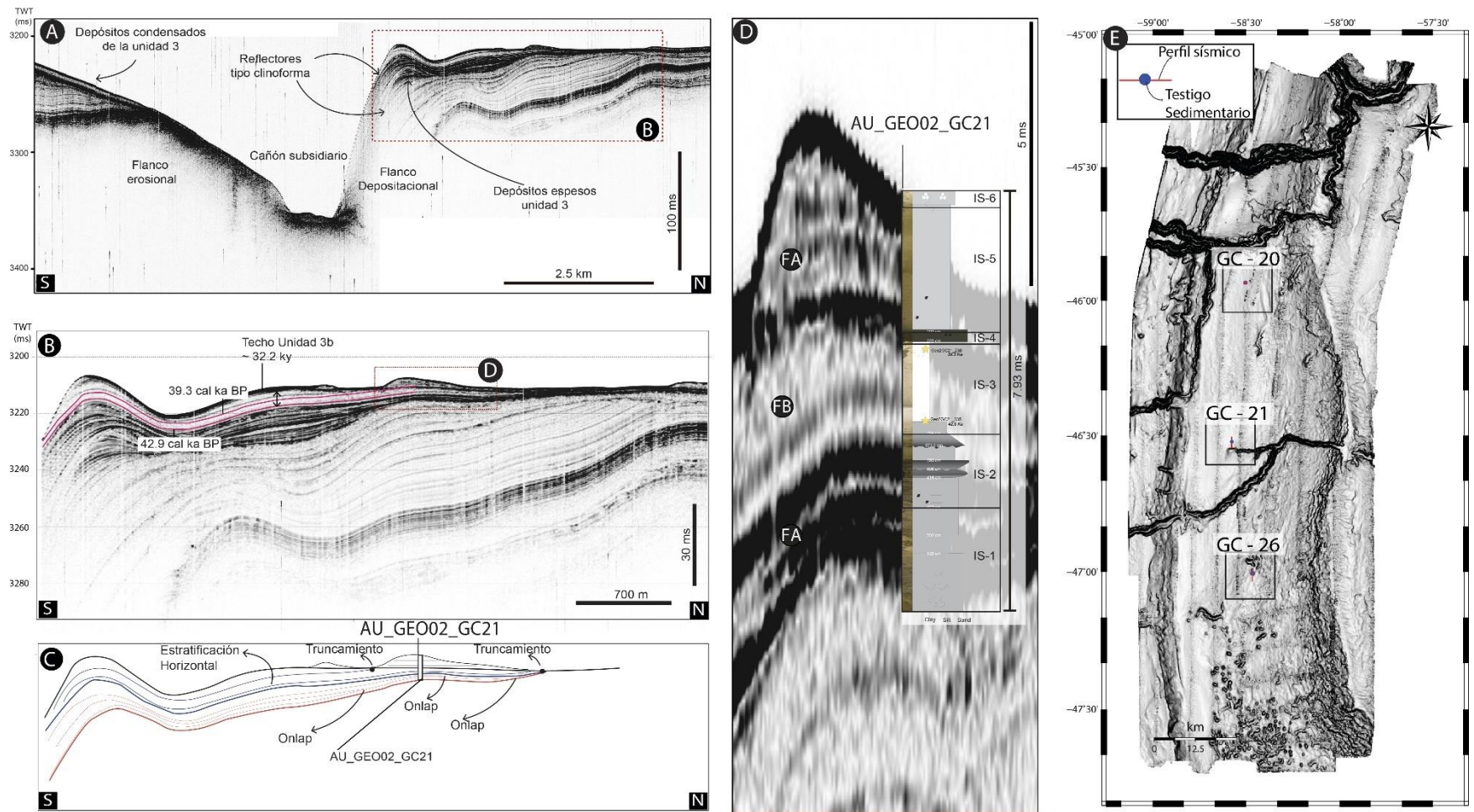


Fig. 102. A. Perfil sísmico de alta resolución con dirección sur-norte registrado a través del brazo subsidiario del cañón submarino 1. B. Detalle de la estructura acústica de los depósitos ubicados en el flanco norte del brazo subsidiario. C. Interpretación sísmica del perfil. D. Correlación entre el perfil sísmico de alta resolución y el testigo sedimentario AU_GEO02_GC21. E. Localización del perfil sísmico y el testigo sedimentario.

5.1.1.3 Testigo AU_GEO02_GC20 y perfil Geo2_SZB_Coring

En el sitio donde se adquirió el testigo AU_GEO02_GC20 la US 3 forma cuerpos con un espesor de sólo unos pocos ms TWT (Fig. 103). El intervalo IS-1 se puede correlacionar visualmente con una facies acústica similar a la FA definida en el sector sur de la TPB, aunque sus reflexiones tienen una menor amplitud. Esta menor amplitud podría asociarse a la homogeneidad de las facies terrígenas del IS 1 en este sector, que no generarían reflexiones intensas de la onda acústica. El intervalo IS-2 se puede correlacionar visualmente con la FB. Los intervalos IS-3 y IS-4 se encuentran en el límite de resolución del SBP y corresponden con una reflexión de alta amplitud definida por el lecho marino.

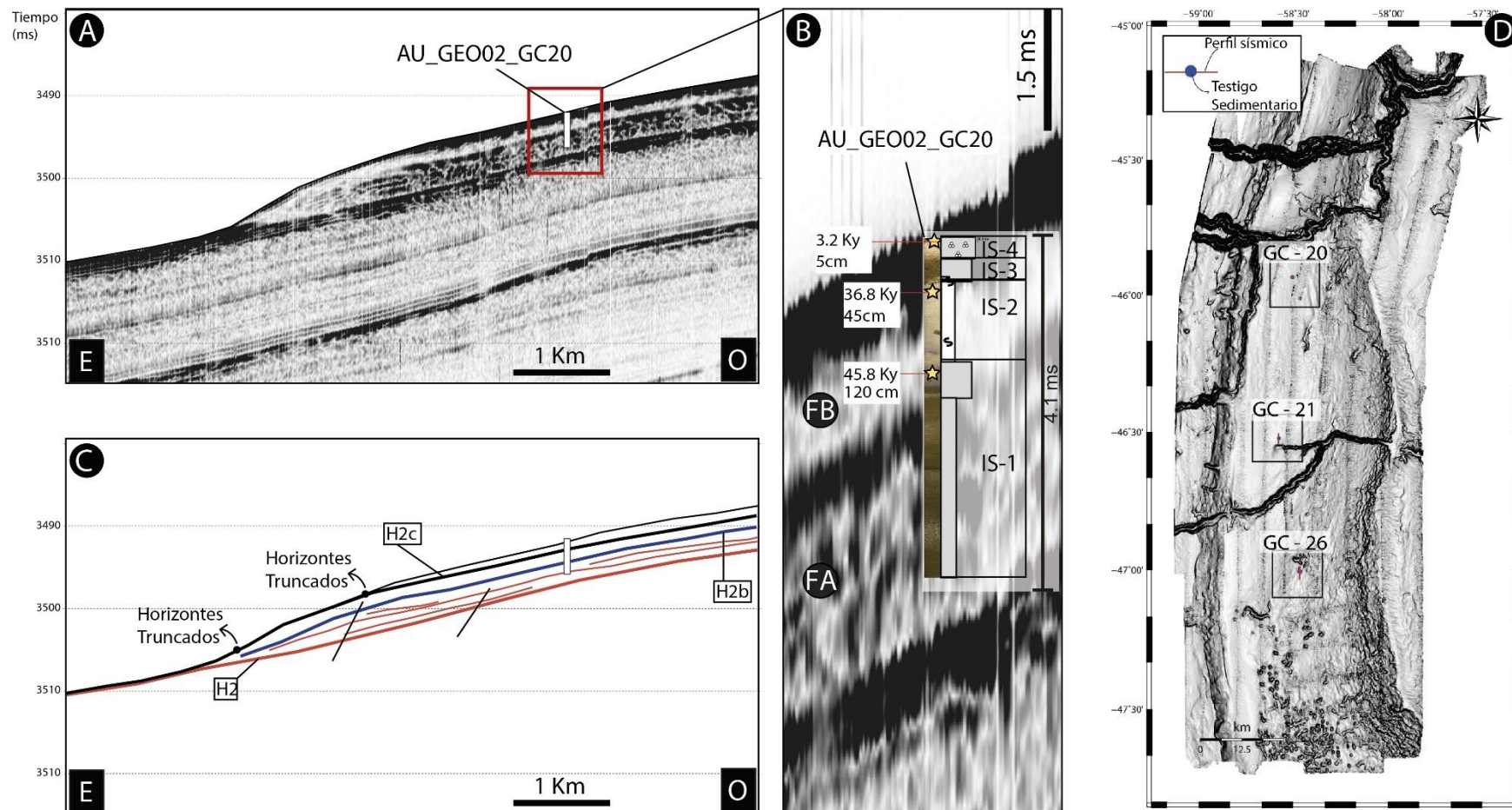


Fig. 103. A. Perfil sísmico de alta resolución con dirección S-N registrado al sur del cañón submarino 3. B. Correlación entre el perfil sísmico de alta resolución y el testigo sedimentario AU_GEO02_GC20. C. Interpretación sísmica del perfil. D. Localización del testigo sedimentario.

5.1.1.4 Registro sísmico vs registro sedimentario - síntesis

La correlación de los testigos sedimentarios con los SBPs permitió determinar la composición de las dos facies acústicas que constituyen a la US 3 y acotar temporalmente su registro más somero.

La FA se compone principalmente de facies sedimentarias terrígenas de variable granulometría. En el sector sur, cerca del campo de depresiones, la FA se correlaciona con facies sedimentarias compuestas principalmente por arenas bien seleccionadas. Hacia el norte, cerca del cañón submarino 1 la FA se compone de material con granulometría limo-arcillosa con gradaciones y laminaciones características de los depósitos contorníticos. En el sector ubicado al norte del cañón submarino 1 la FA se asocia a depósitos limosos. La FB a lo largo de la TPB está constituida por un material arcilloso de origen biogénico.

Dentro de la US 3 también se pudo acotar temporalmente la depositación de las subunidades 3b y 3c. La US 3b, compuesta por la FB, fue depositada durante el MIS 3. Por otro lado, la subunidad 3c queda acotada al MIS 2 y al Holoceno.

5.1.2 Reflectividad de fondo vs unidades sísmicas

5.1.2.1 Distribución entre clases de reflectividad vs afloramientos de unidades sísmicas

En la sección 4.2 se clasificó al lecho marino en 4 clases acústicas a partir de su reflectividad y, posteriormente, en el apartado 4.3 se dividió al registro sísmico en 4 unidades. En esta sección se examinará la correspondencia entre los afloramientos de las unidades sísmicas y las clases acústicas.

La correlación espacial entre los afloramientos de las unidades sísmicas y las clases de reflectividad arrojó distintos resultados según las terrazas; mientras que en la TVF y la TPB pareciera existir una cierta relación entre los afloramientos de las unidades sísmicas y la distribución de las clases de reflectividad, en la TPM la distribución de reflectividades no parecería guardar relación con lo observado en los perfiles sísmicos (Fig. 104).

Los primeros ms TWT del registro sísmico de la TVF están constituidos por la US 3, esta terraza presenta también valores de reflectividad baja, y prácticamente toda su superficie corresponde a las clases acústicas 0 y 1 (Fig. 104). A lo largo de la TPB la distribución de los afloramientos de las unidades sísmicas y de las clases acústicas muestran una mayor heterogeneidad. En el sector sur, donde el lecho marino se caracteriza por la presencia de depresiones morfológicas, se puede reconocer a las clases acústicas 0 y 1 formando parches sub-circulares que en muchos casos se ubican en el flanco norte de las depresiones. En este sector, la US 3 forma cuerpos monticulares de dimensiones similares a los parches de baja reflectividad. Al igual que en la TVF, en el sector sur de la TPB puede observarse una buena relación entre la distribución de las clases acústicas 0 y 1 y los

afloramientos de la US 3. Por otro lado, los afloramientos de la US 2 muestran una buena correspondencia con los sectores donde están presentes las clases de reflectividad 2 y 3 (Fig. 105). Hacia el E del campo de depresiones, donde la US 3 está prácticamente ausente, y la superficie de la TPB se compone principalmente de las unidades sísmicas 1 y 2, la reflectividad del lecho marino se encuentra representada por las clases acústicas 2 y 3 (Fig. 104).

En el sector de la TPB ubicado en las inmediaciones del cañón submarino 1 también puede reconocerse cierta correspondencia entre las clases acústicas y las unidades sísmicas (Fig. 106). Al sur del cañón, en los sectores donde la US 3 forma cuerpos laminares de unos pocos ms TWT de espesor se puede correlacionar con la clase acústica 1, mientras que al norte del cañón submarino 1, donde la US 3 presenta cuerpos monticulares de más de 50 ms TWT de espesor, además puede apreciarse a la clase acústica 0. Dentro del cañón y en sus inmediaciones, donde aflora la US 2, se reconoce a las clases acústicas 2 y 3 (Fig. 106).

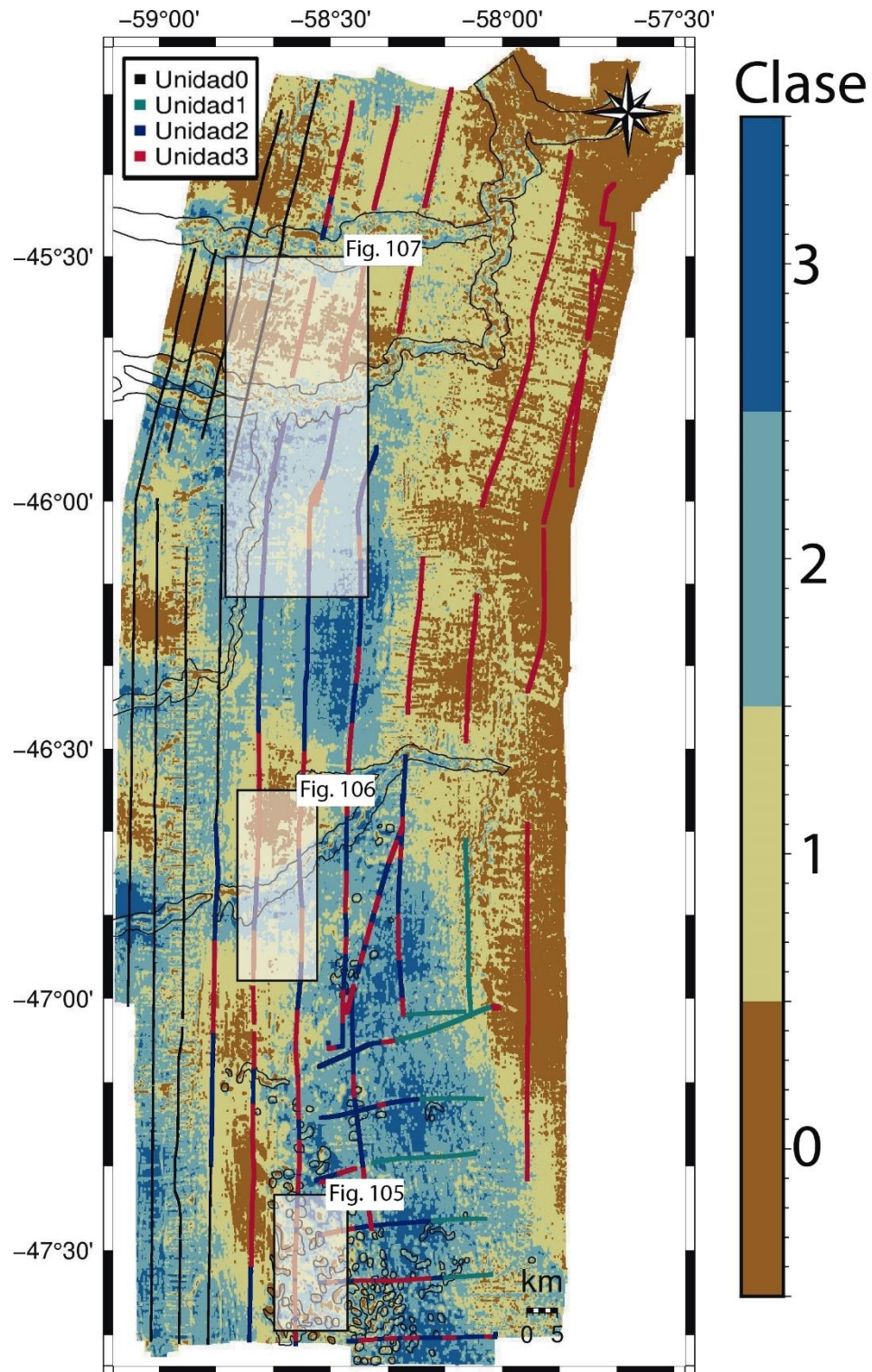


Fig. 104. Mapa con la distribución de las clases de reflectividad calculadas a partir del modelo de mezclas gaussianas a lo largo del área de estudio. Las líneas negras, rojas, verdes y azules indican los afloramientos de las distintas unidades identificadas en los perfiles sísmicos. Las áreas delineadas por curvas negras indican los contornos de las depresiones morfológicas y los cañones submarinos.

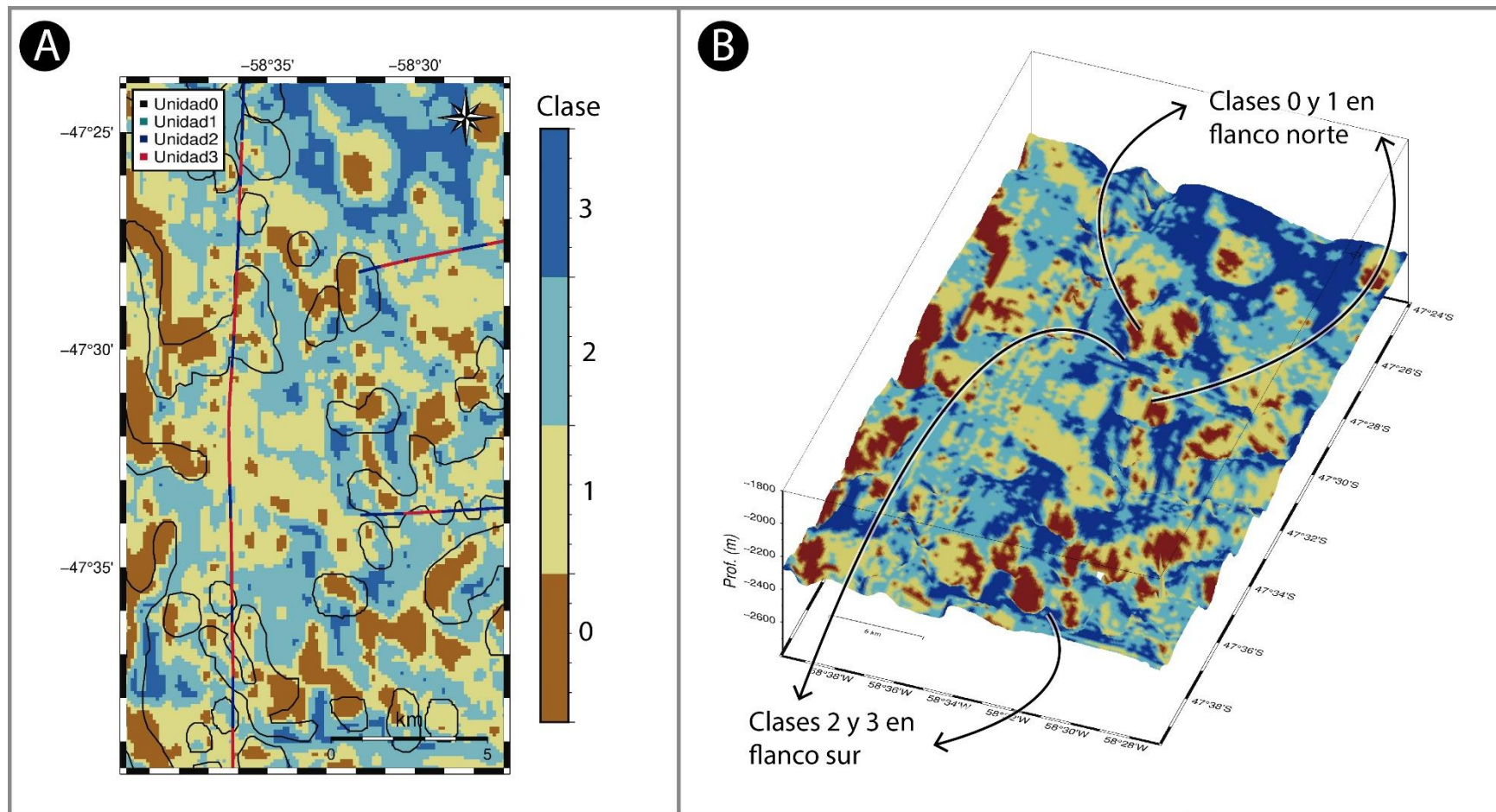


Fig. 105. Mapa con la distribución de las clases de reflectividad calculadas a partir del modelo de mezclas gaussianas en un sector del campo de depresiones. Las líneas rojas y azules indican los afloramientos de las unidades sísmicas 2 y 3. Los polígonos negros indican los contornos de las depresiones morfológicas. B. Bloque 3D con la distribución de reflectividades en la zona de depresiones. Ubicación en Fig. 104.

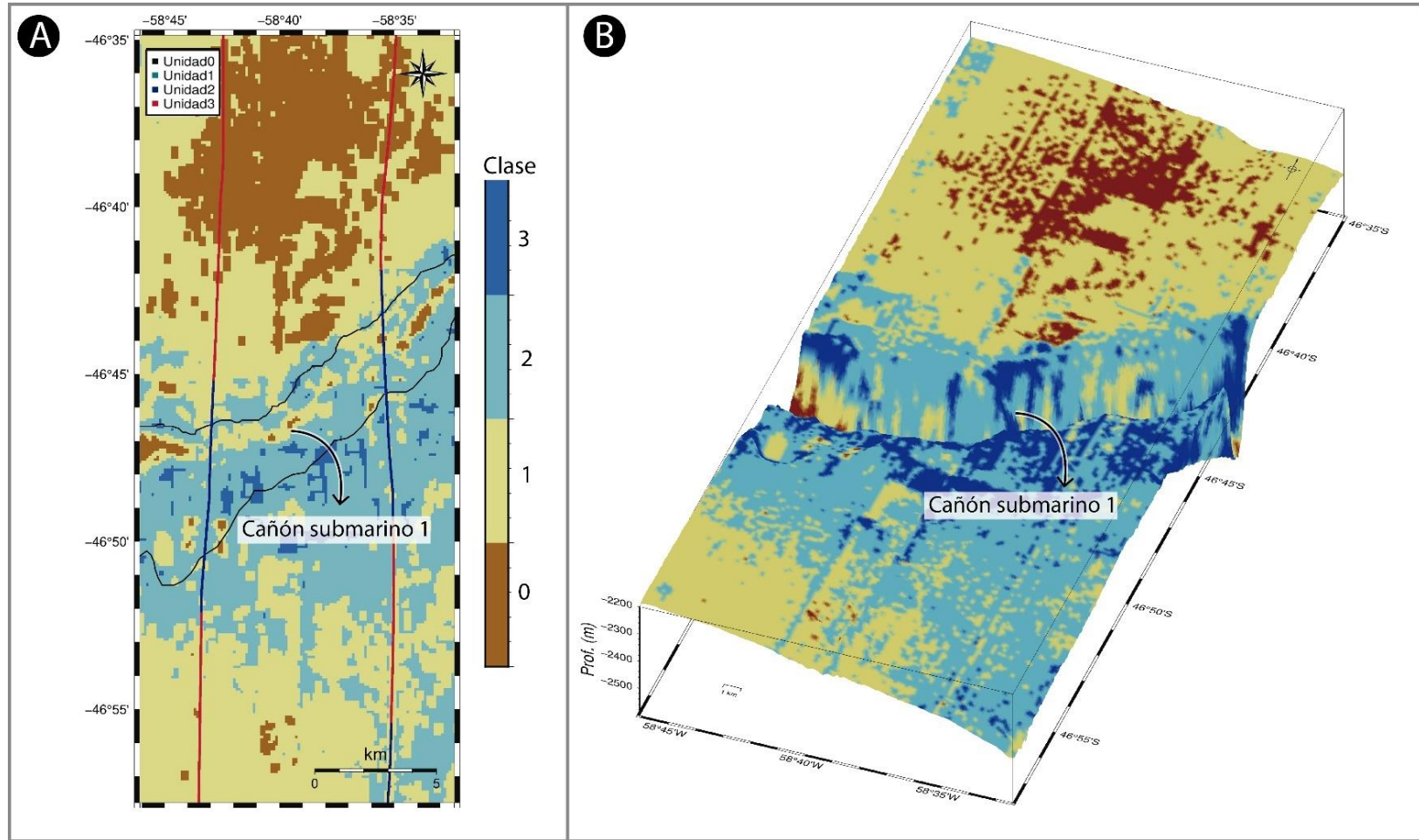


Fig. 106. A. Mapa con la distribución de las clases de reflectividad calculadas a partir del modelo de mezclas gaussianas a través del cañón submarino 1. Las rojas y azules indican los afloramientos de las unidades sísmicas 2 y 3. Las líneas negras indican el contorno del cañón submarino 1. B. Bloque 3D indicando la distribución de reflectividades a través del cañón submarino 1. Ubicación en Fig. 104.

La zona central de la TPB se caracteriza en general por reflectividades altas y está representada casi por completo por las clases acústicas 2 y 3, las cuales se corresponden principalmente con los afloramientos de la US 2. También en este sector de la TPB se puede reconocer un parche de unos 25 km² de la clase acústica 1, que al igual que lo observado en la parte sur de la TPB se corresponde con la US 3 (Fig. 107). A través del cañón submarino 3 la distribución de reflectividades presenta un patrón similar al de las unidades sísmicas; hacia el sur, donde aflora la unidad 2, las clases acústicas de alta reflectividad, las clases 2 y 3, prevalecen, mientras que, al norte del cañón, donde la unidad 3 forma grandes cuerpos monticulares, las clases reflectivas predominantes son las clases 0 y 1 (Fig. 107).

De acuerdo con lo observado en los registros sísmicos en la TPM sólo afloran rocas eocenas pertenecientes a la US 0, sin embargo, el mapa de clases acústicas indica que en esta terraza la distribución de reflectividades es heterogénea, similar a la que se observa en la TPB.

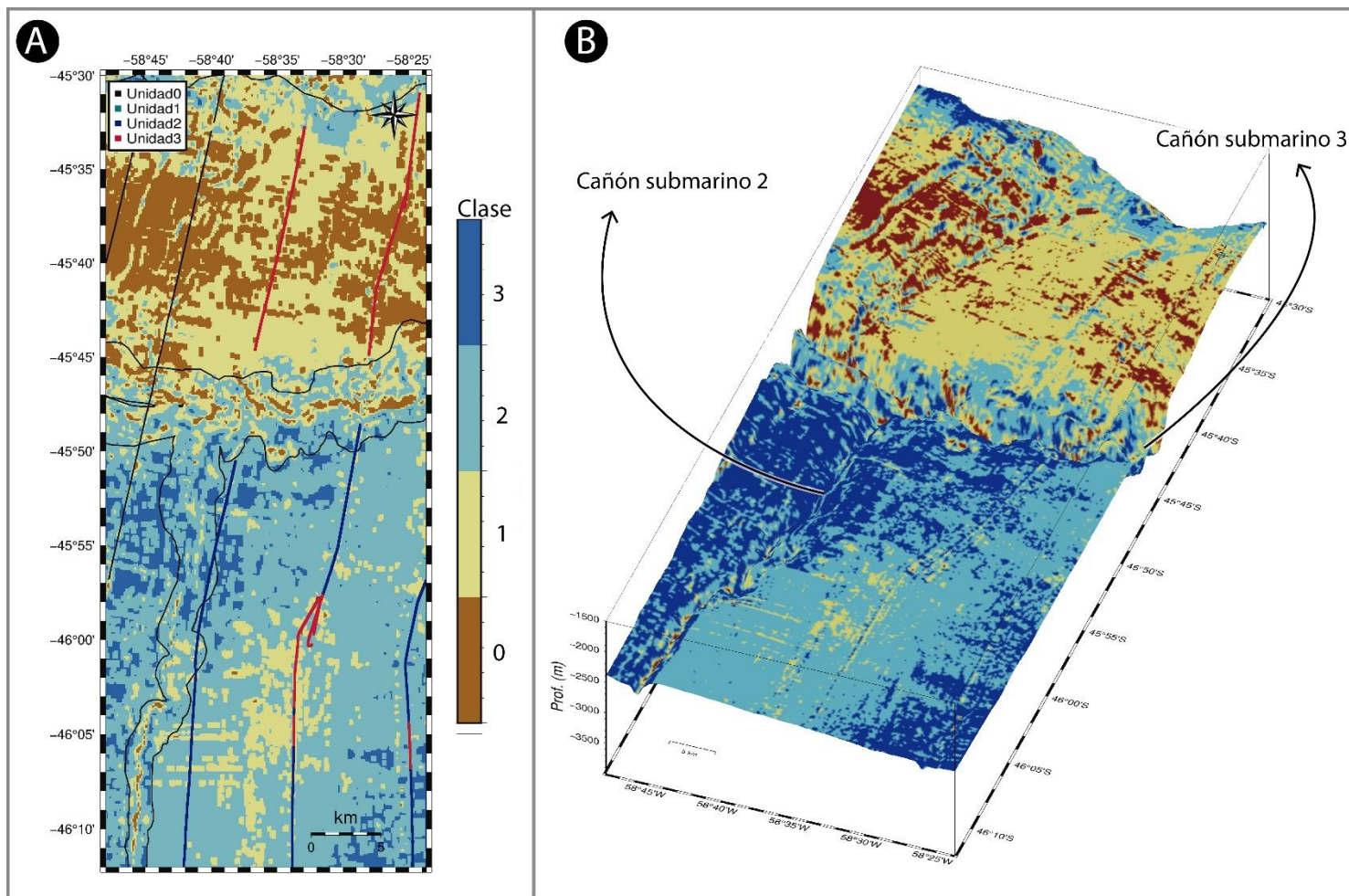


Fig. 107. Mapa con la distribución de las clases de reflectividad calculadas a partir del modelo de mezclas gaussianas a través del cañón submarino 1. Las líneas negras, rojas y azules indican los afloramientos de las unidades sísmicas 0, 2 y 3. Las líneas negras indican el contorno de los cañones submarinos 2 y 3. B. Bloque 3D con la distribución de reflectividades a lo largo del cañón submarino 3. Ubicación en Fig. 104.

En síntesis, a lo largo de la TVF y la TPB las clases acústicas 0 y 1 tienen una muy buena correspondencia con los depósitos asociados a la US 3, mientras que los afloramientos de las unidades 1 y 2 parecieran asociarse a las clases acústicas más reflectivas, las clases 2 y 3. En la TPM, por otro lado, no se reconoce ningún tipo de relación entre unidades sísmicas y reflectividad del lecho marino.

5.1.2.2 Interpretación

La energía con que las ondas acústicas se retrodispersan al alcanzar el lecho marino, como se explicó en la sección 3.1.1, depende de las propiedades físicas del lecho marino y los primeros centímetros del subsuelo, y otras variables independientes de la composición del lecho y subfondo (ángulo de incidencia, tamaño de la huella acústica, pendiente, etc.). El algoritmo utilizado para el procesamiento de los datos de reflectividad los corrige teniendo en cuenta estas variables incluyendo: ángulo de incidencia, el tamaño de la huella acústica, la pendiente del sector donde se produce la reflexión, la profundidad a la cual se generó la reflexión, entre otros (ver sección 3.3.2). De esta manera, el mapa de clases acústicas generado aquí puede interpretarse como un indicador aproximado de las propiedades acústicas de los sedimentos superficiales y del subfondo somero.

Los sedimentos no consolidados tienen un contraste de impedancias acústicas con respecto al agua menor que los afloramientos rocosos; este bajo contraste de impedancias acústicas resulta en dispersiones débiles de la onda. Además del contraste de impedancias acústicas, la rugosidad del lecho marino también influye en la cantidad de energía que se retrodispersa. Es importante señalar que el término “rugosidad” en este contexto hace referencia a rugosidades de dimensiones comparables a la longitud de la onda utilizada, ya

que heterogeneidades de esta escala son capaces de influir en los fenómenos de dispersión. En este sentido, los materiales arenosos presentan una mayor rugosidad que los materiales fangosos, y por lo tanto suelen asociarse con una mayor reflectividad.

Teniendo en cuenta los principales factores controlando la reflectividad mencionados en el párrafo anterior, y la buena correspondencia entre las clases acústicas de baja reflectividad y la unidad sísmica más reciente, la US 3, se puede inferir que esta clase acústica es el producto de la dispersión de ondas acústicas sobre el sedimento reciente de baja impedancia acústica que conforma a la US 3 (Fig. 108). Por otro lado, los afloramientos de las unidades sísmicas 1 y 2 representan sectores de mayor contraste de impedancia acústica con el agua, que resultan en la dispersión de ondas con mayor amplitud. Diferencias en la granulometría podrían ser una explicación para las diferencias de reflectividades más sutiles presentes entre las clases 0 y 1, y las clases 2 y 3 (Fig. 108). En ese sentido los parches de baja reflectividad asociados a la US 3 se componen por un halo externo dominado por la clase acústica 1 y un sector central dominado por la clase acústica 0. Si bien no se cuenta con muestras de sedimento que permitan determinar con certeza la génesis de este patrón de reflectividades, se infiere que el mismo podría ser producto de la presencia de granulometrías más finas en el sector central del depósito. Miramontes et al., (2019), muestran a partir de modelados numéricos que la cresta o sector central de los *drifts* contorníticos se asocian generalmente a mínimos en la energía y capacidad de transporte de las corrientes de fondo. Por lo tanto, sería esperable que los parches contorníticos asociados a la US 3 se compongan de granulometrías más finas en el sector central del *drift*.

A diferencia de lo observado en la TPB y la TVF, la distribución de reflectividades de la TPM no tiene ninguna correspondencia con los SBPs. Una posible causa de la incongruencia entre clases acústicas y unidades sísmicas, podría estar asociada a la presencia de sedimentos recientes formando bancos de un espesor que este por debajo de la resolución de los SBPs, es decir de solo unas pocas decenas de centímetros. De esta manera, aunque exista material que genere una respuesta poco reflectiva, éste no sería identificable en el SBP como una unidad sísmica diferenciable en el registro (Fig. 108). Teniendo en cuenta que los parches de baja reflectividad de esta terraza se encuentran ubicados al norte de los cañones submarinos, se podría especular con que el material causante de las bajas reflectividades esté asociado al material transportado por los cañones (Fig. 108).

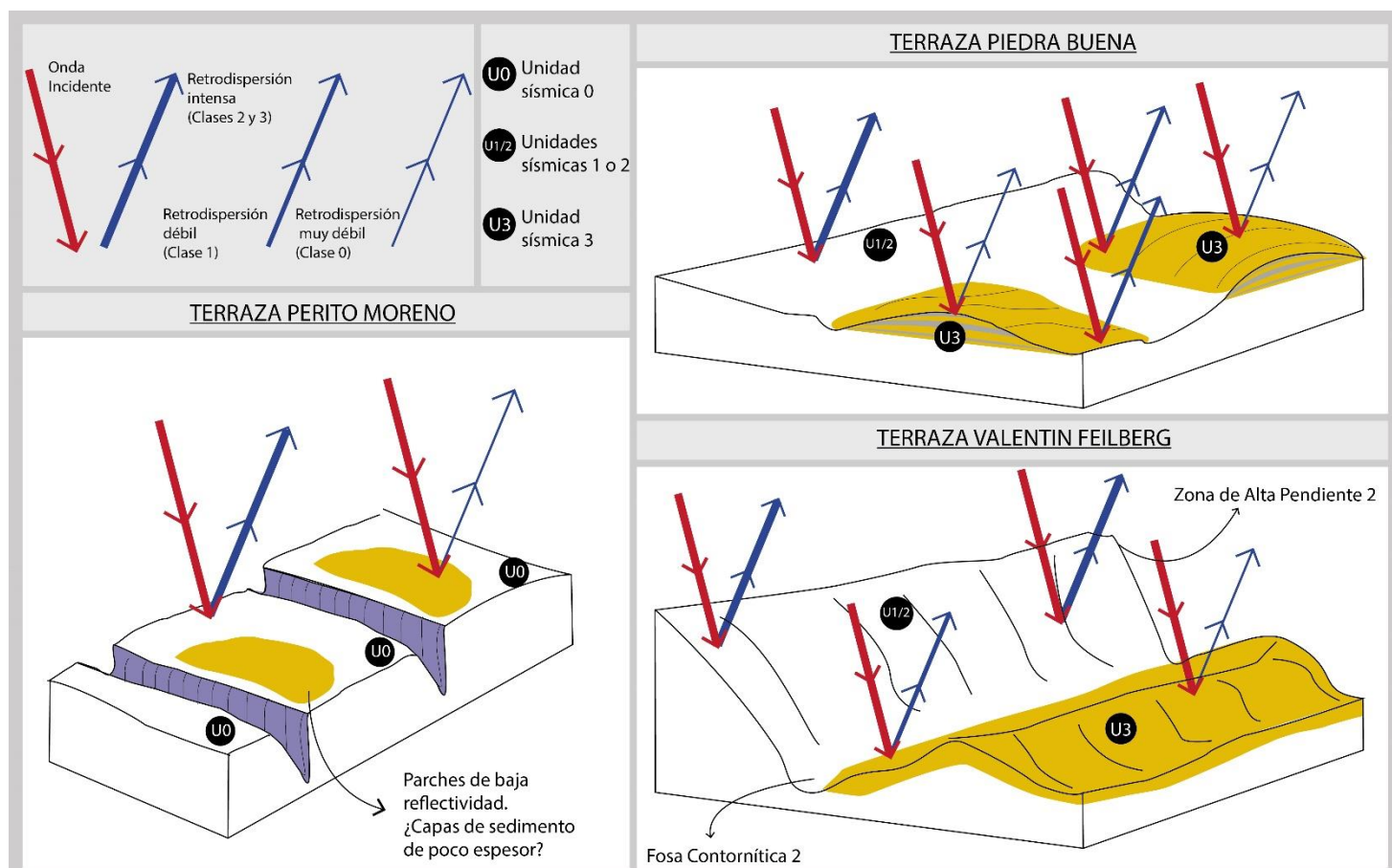


Fig. 108. Representación esquemática de la relación entre la distribución de reflectividades y unidades sísmicas en las distintas terrazas de la zona de estudio.

5.1.3 Mapa morfosedimentario

A partir de la integración de la batimetría multihaz, los SBPs y el mapa de reflectividad de la zona de estudio se elaboró un mapa morfosedimentario (Fig. 109).

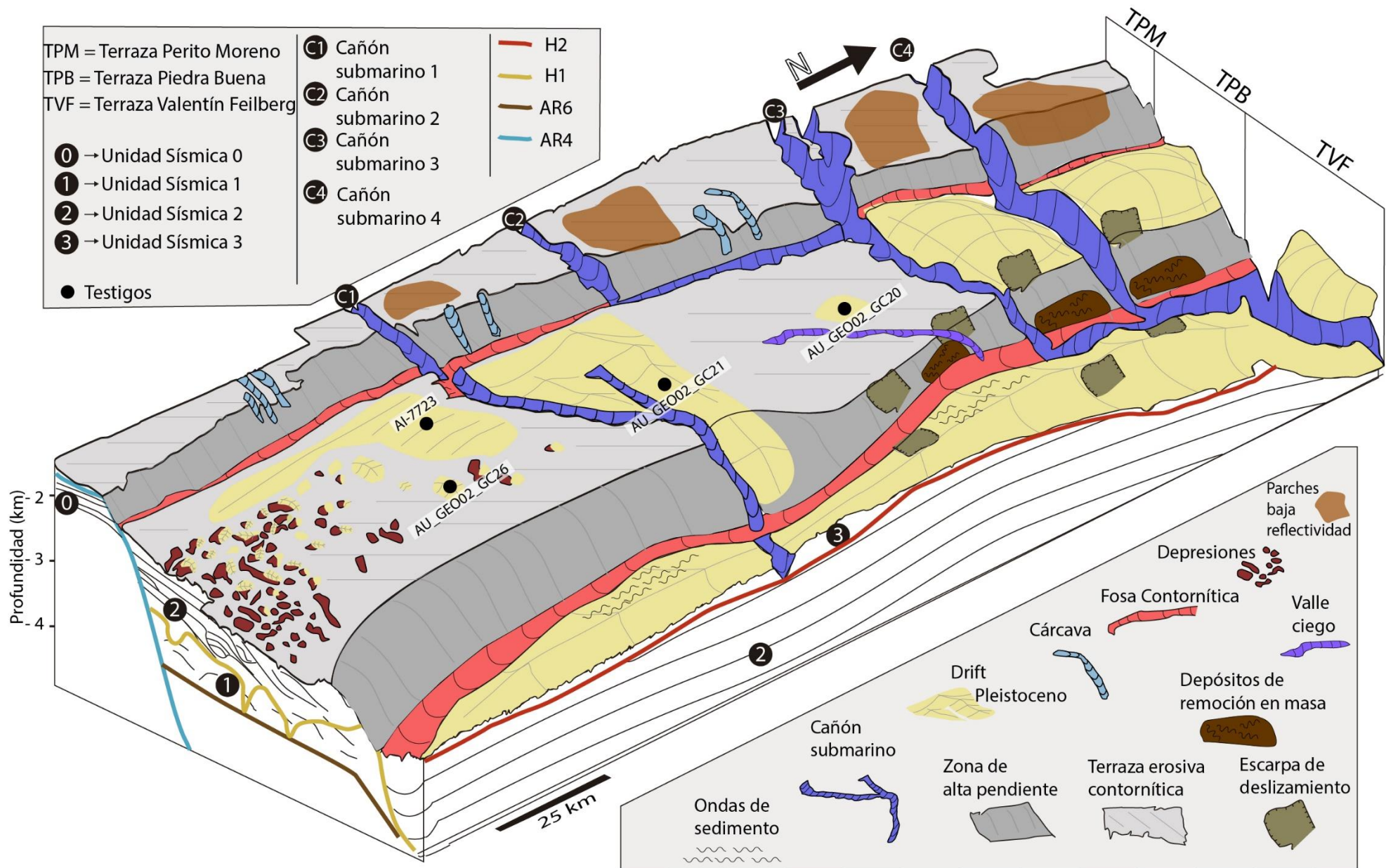


Fig. 109. Mapa en perspectiva de los principales rasgos morfosedimentarios y unidades sísmicas de la zona de estudio. También se indican a modo esquemático la posición de los testigos sedimentarios.

5.2 Distribución y morfología de la US 3

5.2.1 Terraza Piedra Buena - Interacción de las corrientes de fondo con el campo de depresiones y el Sistema de Cañones Patagonia

El registro sísmico de los SBPs muestra que la US 3 se encuentra distribuida a lo largo de la TPB formando parches monticulares por encima de la superficie erosiva H2. En esta sección se discutirá la génesis de estos depósitos haciendo foco en sus tres características más distintivas: forma monticular, localización preferente al norte de las geoformas y alternancia de dos facies acústicas.

La formación de depósitos con forma monticular en el océano profundo se encuentra comúnmente asociada a heterogeneidades en el relieve submarino (Faugeres et al., 1999; Rebesco et al., 2014). En ese sentido, la cercanía de los parches de la US 3 y los obstáculos negativos (depresiones morfológicas, ondulaciones del lecho marino y cañones submarinos), sugiere que su depositación podría estar asociada a procesos hidrodinámicos generados por la interacción de corrientes de fondo y las geoformas negativas.

Los SBPs que atraviesan las depresiones con dirección S-N muestran a la US 3 formando cuerpos monticulares en el flanco norte de las depresiones; un patrón deposicional similar es observado hacia el norte de los cañones submarinos con depósitos más espesos al norte de éstos. Esta morfología podría bien ser interpretada como consecuencia del transporte y relocalización de sedimentos por las corrientes de fondo que operan en este sector (Hernández-Molina et al., 2009; Preu et al., 2013). Los SBPs que cortan las depresiones con dirección E-O muestran, por otro lado, un relleno simétrico de las depresiones de la US 3, sin diferencias morfológicas entre los sectores este y oeste; esta

observación sugiere que los procesos gravitacionales no son factor importante en la localización final y forma de estos depósitos.

Depresiones sub-circulares parcialmente rellenas con depósitos monticulares han sido descritas por Hillman et al., (2018) y Klaucke et al., (2018) en el margen continental neozelandés y por Cukur et al., (2019) en la península de Corea. Estos autores atribuyen la génesis de contornitas monticulares a remolinos locales generados por la interacción entre las corrientes de fondo con las depresiones morfológicas. De manera similar, Nicholson y Stow (2019) reportan depósitos arenosos cubriendo el flanco corriente abajo de depresiones elípticas en el Plateau de Malvinas. Estos autores han sugerido que el flujo se acelera y se vuelve más turbulento conforme se acerca al flanco corriente arriba de la depresión, y luego, desacelera en el flanco corriente abajo propiciando la depositación de sedimentos en este sector.

El complejo escenario hidrodinámico generado durante la interacción entre corrientes de fondo y depresiones ha sido abordado de manera cuantitativa por Hammer et al., (2009) y Pau et al., (2014) a través de modelados numéricos y experimentos de laboratorio respectivamente. Pau et al., (2014) han demostrado que cuando una corriente de fondo interactúa con una depresión circular el flujo laminar es interrumpido y se desarrolla turbulencia. Mediciones de dinámica de flujo en estas condiciones demuestran que con corrientes de entre 17.5 y 36 cm s^{-1} la vorticidad desarrollada en el flanco de la depresión ubicada corriente arriba es máxima (Fig. 110).

Nuestras observaciones se ajustan bien a los resultados de estos experimentos y sugieren que la turbulencia causada por las corrientes de fondo en el flanco sur de las depresiones, impide la depositación de sedimentos, promoviendo la erosión. Del mismo modo, en el flanco norte, donde se esperaría la menor vorticidad, la depositación de sedimentos se vería beneficiada. Se infiere de esta manera que la distribución en parches y la localización preferencial de los depósitos a lo largo de la zona de depresiones es consecuencia de la interacción entre las depresiones morfológicas y las corrientes de fondo que fluyen hacia el norte.

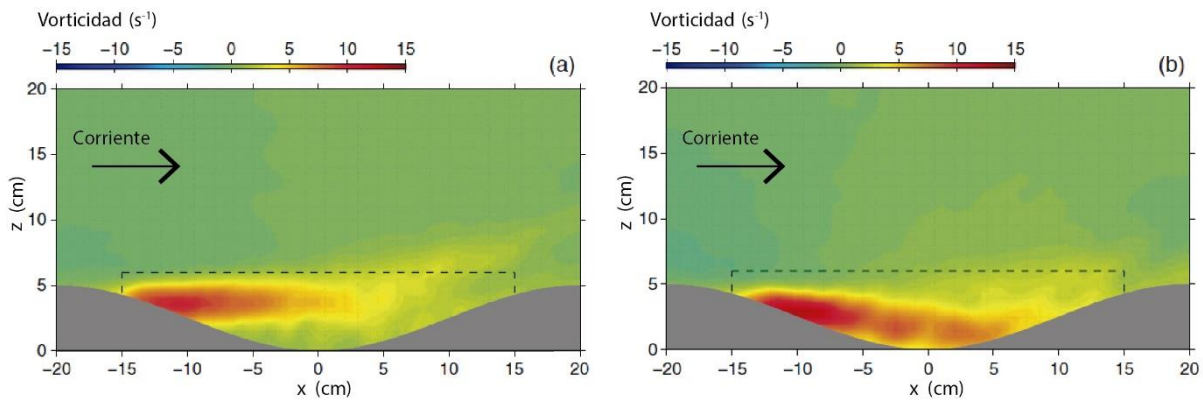


Fig. 110. Resultados experimentales mostrando los patrones de vorticidad desarrollados a 17.5 cms^{-1} (a) y 36 cms^{-1} (b) durante la interacción entre una corriente de fondo y una depresión morfológica. Modificado de Pau et al. (2014).

En los sectores central y norte de la TPB la US 3 exhibe su mayor desarrollo hacia el norte de los cañones submarinos. También se pudo identificar una diferencia en la granulometría de la US 3 al sur y norte de cañón submarino 1. Estas diferencias entre el espesor y la granulometría de la US 3 al sur y norte del cañón submarino 1 podría ser producto de la interacción entre los cañones submarinos y las corrientes de fondo antárticas que fluyen hacia el norte.

La interacción entre cañones submarinos y corrientes contorníticas puede causar variaciones en la granulometría, facies sedimentarias, estructura interna, y tasas de acumulación en los *drift* contorníticos formados a ambos flancos del cañón (Marchès et al., 2007; Mulder et al., 2008). En algunos casos, esto puede deberse a la pérdida de competencia de la corriente contornítica causada por la captura parcial de la corriente por el cañón del submarino (Marchès et al., 2007). En otros casos, la interacción no es sólo morfológica, sino que contempla además la transferencia de material desde los cañones submarinos hacia las corrientes de fondo (Fuhrmann et al., 2020; Hernández-Molina et al., 2018; Miramontes et al., 2020). En estos casos, las corrientes de fondo son capaces de desviar parte de los flujos turbidíticos transportados dentro del valle del cañón submarino hacia el flanco ubicado corriente abajo, generando allí “depósitos híbridos” (contorníticos-turbidíticos *sensu* Shanmugan 1993). Este tipo de depósito es comúnmente reconocido en los registros sísmicos como albardones asimétricos, con el flanco ubicado corriente abajo más desarrollado (Fonnesu et al., 2020; Fuhrmann et al., 2020; Miramontes et al., 2020), o formando clinoformas dentro del valle del cañón con dirección de progradación corriente arriba (Mulder et al., 2008). Este tipo de procesos han sido reportados con mayor frecuencia en los sectores distales de los sistemas de cañones submarinos, en sistemas canal-albardón, donde los procesos depositacionales son más importantes que los erosivos (Fuhrmann et al., 2020; Hernández-Molina et al., 2018; Miramontes et al., 2020). Recientemente, Mencaroni et al., (2021) también reconocen fenómenos de interacción entre corrientes de fondo y flujos turbidíticos en un cañón submarino con una incisión de cerca de 1,5 km, entre 3 y 5 veces la incisión reportada para los cañones estudiados en esta Tesis Doctoral.

Un factor que podría influir en la dinámica sedimentaria en las cercanías del cañón submarino 1, y en parte explicar la presencia de los espesos depósitos de la US 3 localizados al norte de éste, es la desaparición del valle en la intersección del cañón submarino 1 con la fosa contornítica (Fig. 112). La inexistencia de un valle, aunque sólo sea por unas centenas de metros, podría llevar a la descanalización de los flujos turbidíticos propiciando su captura por parte de las corrientes de fondo. Este proceso podría explicar la presencia de espesos depósitos recientes en las inmediaciones del cañón submarino 1 (Figs. 111 y 112). También, la FA hacía el norte del cañón se compone de sedimentos con una mala selección (testigo AU_GEO02_GC21) mientras que hacía el sur del cañón ésta se compone principalmente de arenas bien seleccionadas (testigos AU_GEO02_GC26 y AI-7723). La mala selección de los depósitos ubicados al norte del cañón podría deberse a la captura de parte del material fino transportado en la pluma turbidítica a través del valle del cañón submarino.

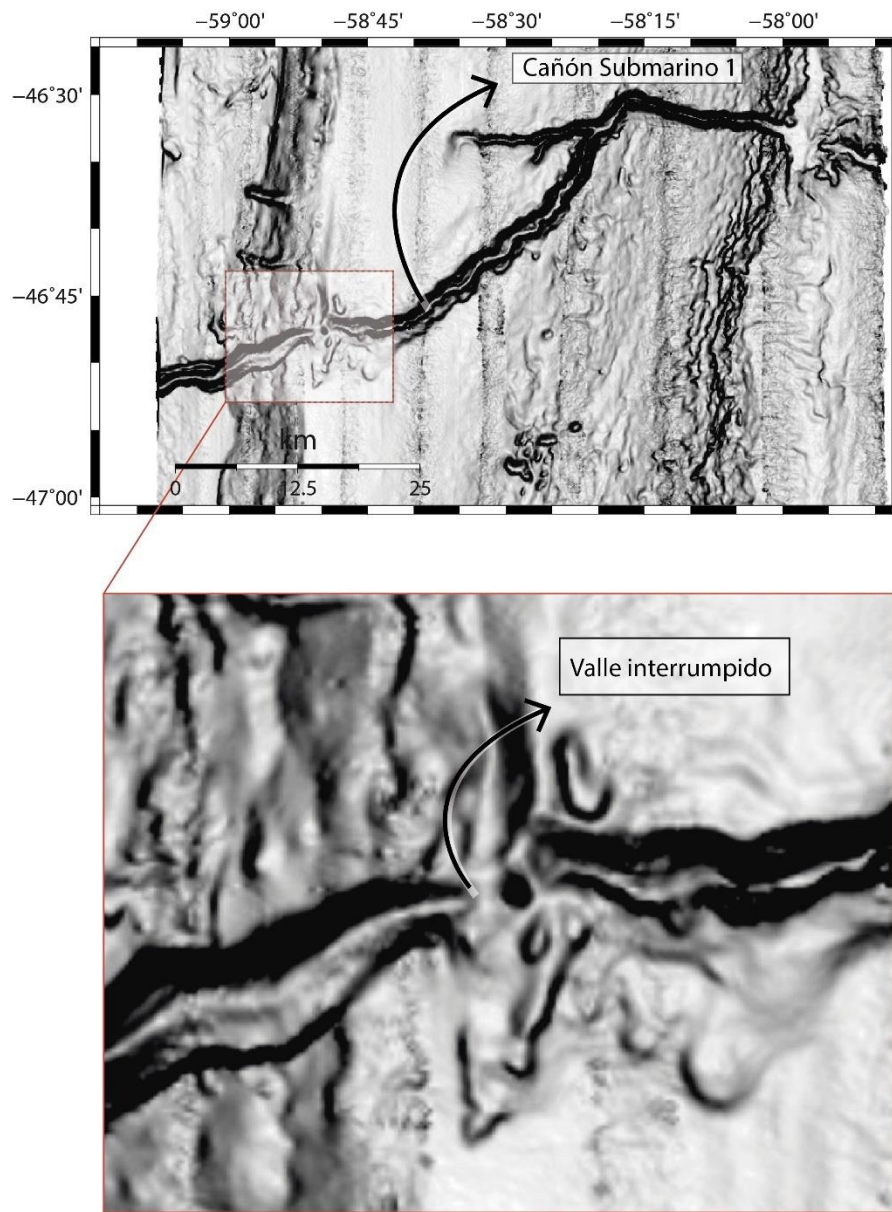


Fig. 111. Detalle del sector donde el cañón submarino 1 es intersectado por la fosa contornítica 1. Abajo se indica el lugar donde el valle del cañón es interrumpido.

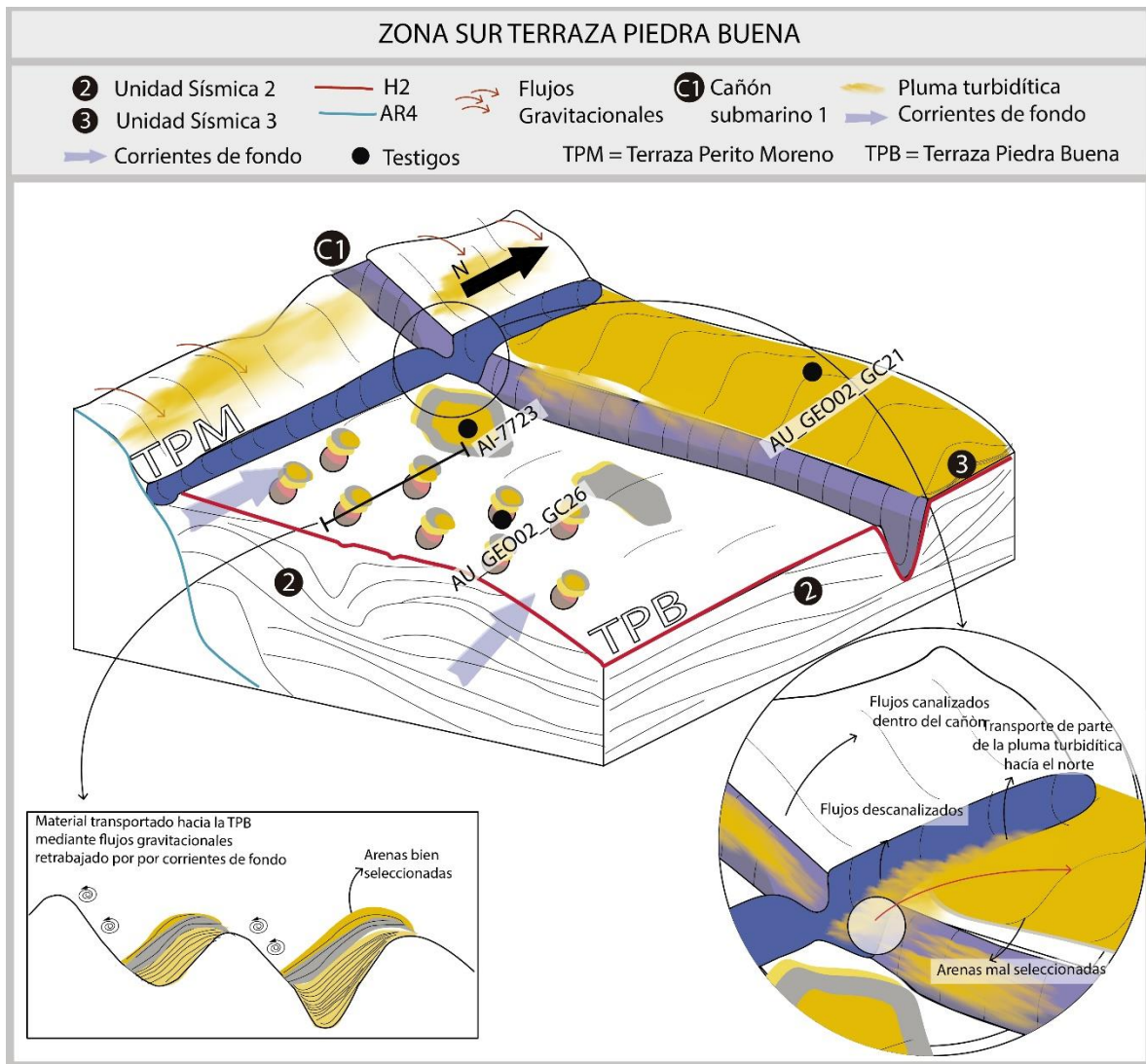


Fig. 112. Modelo esquemático sobre la evolución morfosedimentario Plio-Cuaternaria de la parte meridional de la Terraza Piedra Buena.

El sector de la TPB ubicado entre el cañón submarino 1 y el cañón submarino 3 se caracteriza principalmente por erosión, con la US 3 sólo representada por un parche de poco espesor. La escasez de depósitos modernos podría vincularse a dos factores: la falta de heterogeneidades morfológicas, como las depresiones del sector sur; y la “captura” del cañón submarino 2 por parte de la fosa contornítica 1. Como se mencionó previamente, en el sector austral de la zona de estudio las depresiones morfológicas tienen un rol

significativo en la depositación y preservación de la US 3. A partir de esto se infiere que el relieve más bien llano y levemente convexo hacia arriba que caracteriza a este sector, no propiciaría la depositación de sedimentos. Por otro lado, el valle del cañón submarino 2, separando a la TPM de la TPB, capturaría el material transportado pendiente abajo por flujos gravitacionales hacia la TPB y los canalizaría directamente hacia el norte, sin permitir que éstos lleguen al sector de la TPB ubicado entre los cañones submarinos 1 y 3. Un rasgo geomorfológico interesante que se encuentra presente en este sector es un valle ciego parcialmente enterrado de unos 20 km de largo. Este valle ciego podría ser interpretado como un relictos de un antiguo cañón, el cual habría quedado desconectado del material transportado por flujos gravitacionales. El desvío del cañón submarino 2 podría ser causado por la captura el *drift* separado y fosa contornítica asociados a la US 2. De manera similar a lo propuesto por Mulder et al., (2008), se infiere que la fosa contornítica y la forma monticular de la US 2 podrían haber generado un obstáculo imposible de superar por el cañón submarino 2, provocando la desviación de los flujos transportados a través del valle del cañón submarino (Fig. 113).

El parche de depósitos de la US 3 presente en el sector central de la TPB se compone de una alternancia de facies sísmicas y sedimentológicas similares a las identificadas en el sector sur, aunque en este sector la composición facies terrígena tiene menos arena. La depositación de estos sedimentos limo-arcillosos podría vincularse a la parte superior de plumas turbidíticas transportadas en los cañones submarinos que se compone de la granulometría más fina. Esta pluma puede tener hasta cientos de metros de alto por lo que podría ser capturado por las corrientes de fondo y transportada hacia el norte (Fig. 113).

Al norte de los cañones submarinos 3 y 4 la US 3 forma cuerpos monticulares de más de 100 ms TWT de espesor. El hecho de que estos depósitos se localicen inmediatamente al norte del cañón submarino sugiere que su génesis podría estar asociada a procesos de interacción turbidíticos-contorníticos, como los discutidos para los depósitos ubicados al norte del cañón submarino 1. En este caso, los flujos turbidíticos transportados dentro del valle del cañón submarino 2 es transportado directamente hacia el norte, por lo que su la captura de la pluma de sedimentos por parte de las corrientes de fondo se vería favorecida.

En el sector norte de la TPB también pueden apreciarse abundantes escarpas de deslizamiento afectando a la US 3. El desarrollo de remoción en masa en este sector se encuentra posiblemente vinculado a la morfología y composición de la US 3. De acuerdo con Miramontes et al., (2018), la morfología monticular que en algunos casos desarrollan los *drift* contorníticos genera condiciones propicias para el desarrollo de remoción en masa. En ese sentido, la forma monticular bien desarrolla que la US 3 presente en este sector podría ser un preconditionante para la generación de procesos de remoción en masa. De manera similar, la alternancia de capas de material biogénico con muy baja permeabilidad (FB) y capas terrígenas con mayor contenido de arena (FA) podrían generar condiciones de sobrepresión y desencadenar de deslizamientos (Gatter et al., 2020). Finalmente, la erosión en los sectores basales del *drift* monticular podría también contribuir al desencadenamiento de deslizamientos (Fig. 46). Sin embargo, la falta de testigos sedimentarios e información petrofísica, sumada al escaso relevamiento sísmico, no permite realizar una evaluación más precisa sobre la génesis de estos deslizamientos.

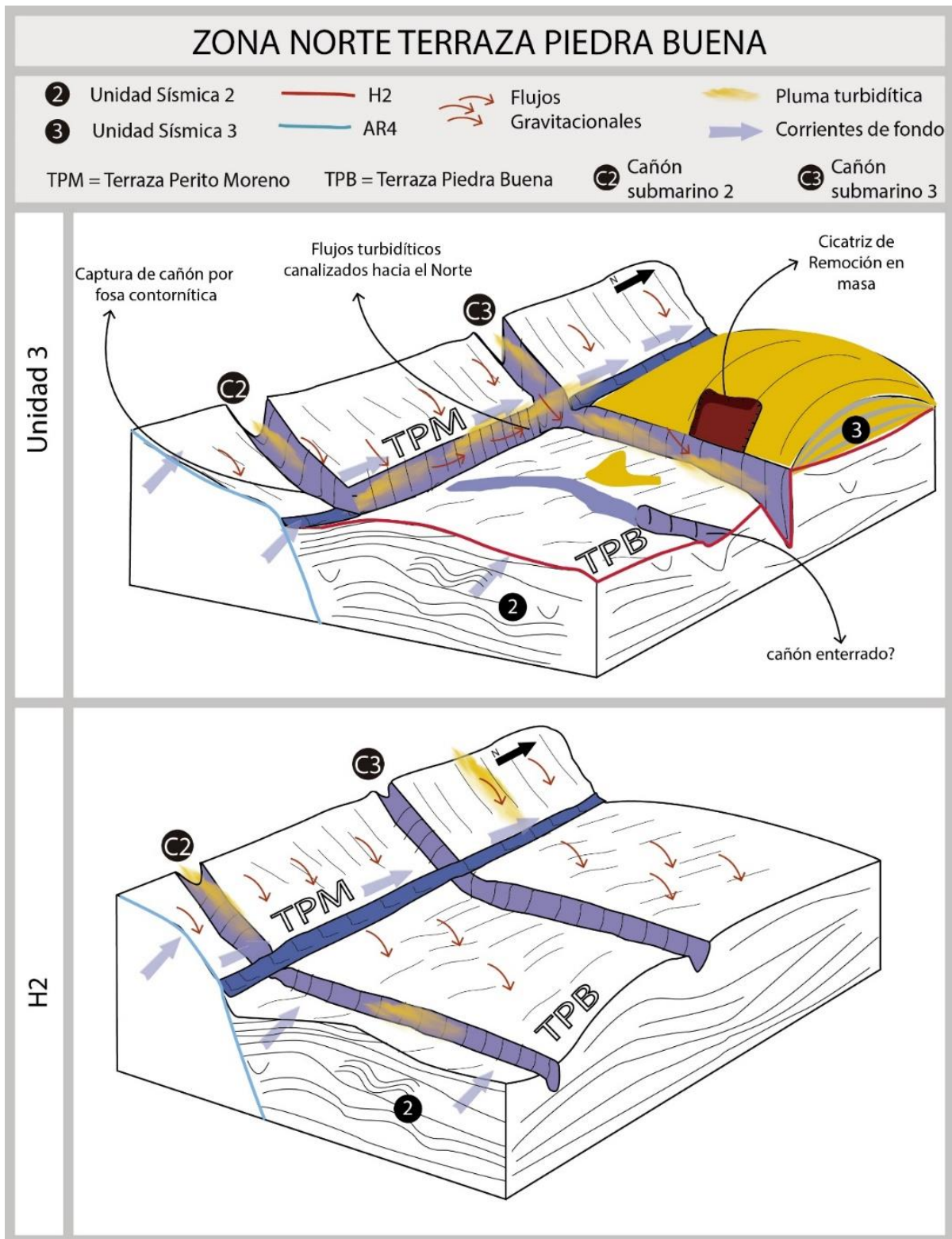


Fig. 113. Modelo esquemático sobre la evolución morfosedimentario plio-cuaternaria de la parte septentrional de la Terraza Piedra Buena.

5.2.2 Terraza Valentín Feilberg – Ondas de Sedimento

A lo largo de la TVF la US 3 se compone principalmente de ondas de sedimento compuestas principalmente por material fangoso que migran hacia el N-NNE (Fig. 114). La génesis de ondas de sedimento en el ambiente marino profundo puede estar vinculada tanto a procesos turbidíticos como contorníticos (McCave, 2017). Cuando las ondas son el producto de procesos turbidíticos suelen ubicarse próximas a cañones submarinos y migran en la dirección de la pendiente; debido a la ausencia de cañones submarinos en la TVF y la cercanía de las ondas de sedimento con la fosa contornítica y su dirección de migración aproximadamente paralela al sentido de circulación de las corrientes (hacia el norte), se interpreta que su origen está vinculado a las corrientes termo-hialinas características de esta zona.

Campos de ondas de sedimento producto de la circulación termohialina han sido reportadas a lo largo del MCAPV (Gruetzner et al., 2014, Wilckens et al., 2021), y en su planicie abisal (Flood y Shor, 1988). Wilckens et al., (2021), reconocen ondas de sedimento con sus crestas orientadas oblicuas a la dirección de flujo de corrientes de fondo en el sector norte del MCAPV; sugieren que estas podrían ser el producto de “ondas internas” vinculadas a las interfaz de masas de agua profunda. Por otro lado, Flood y Shor (1988), proponen el modelo de “*lee-wave model*” para explicar la formación de ondas de sedimento con cresta perpendicular a la dirección de corrientes de fondo en la planicie abisal. En su modelo, Flood y Shor sugieren que la velocidad de las corrientes en el flanco de la onda ubicado corriente arriba es mayor que en el sector ubicado corriente abajo. Esta diferencia de velocidades traería como consecuencia una mayor depositación en el flanco ubicado

corriente arriba, y la migración de las ondas en ese sentido. Según este modelo las ondas de sedimento se formarían sólo a velocidades de corriente mayores a 9 cm/s y también predice que a velocidades mayores a 16 cm/s comenzaría a producirse erosión en el flanco ubicado corriente abajo. De esta manera, de acuerdo con este modelo, la formación de un campo de ondas de sedimento requiere velocidades de corrientes de fondo estables, ubicadas entre 9 y 16 cm/s.

A partir de lo discutido en el párrafo anterior se puede inferir que las condiciones hidrodinámicas presentes al momento de la depositación de la US 3 en la TVF fueron relativamente estables. Esto es contrastante con lo observado para la US 3 en la TPB, donde el registro Pleistoceno se compone de oscilaciones cíclicas de condiciones de alta y baja energía representadas por la FA y la FB respectivamente.

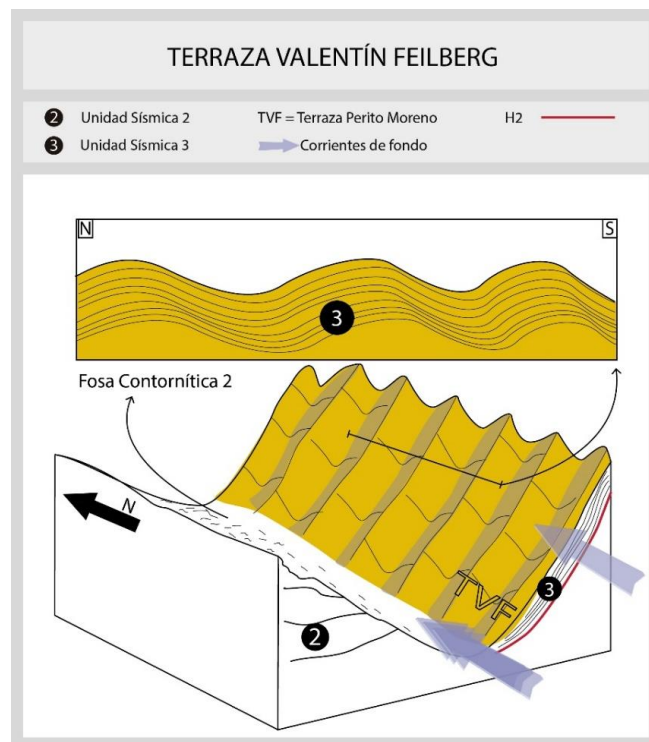


Fig. 114. Bloque 3D ejemplificando la relación entre las ondas de sedimento y la circulación de fondo en la Terraza Valentín Feilberg.

5.3 Historia depositacional e implicancias paleoceanográficas

El comienzo de un ciclo depositacional contornítico se asocia generalmente a un cambio regional en la dinámica de la circulación de corrientes de fondo (Rebesco et al., 2014). En los perfiles sísmicos este cambio se manifiesta como una discordancia erosiva por encima de la cual *drift* contorníticos se depositan bajo las nuevas condiciones oceanográficas (Faugères and Stow, 2008; Nielsen et al., 2008). En la zona de estudio fueron reconocidas 2 etapas de depositación contornítica representadas por las unidades sísmicas 2 y 3 y dos discordancias basales asociadas: H1 y H2.

El horizonte reflector H1 es reconocido a lo largo de toda la zona de estudio como una superficie altamente erosiva que incide la US 1 decenas de ms TWT. Posteriormente al evento erosivo asociado a H1 las condiciones evolucionan a un ambiente de menor energía asociado a la depositación de la US 2, interpretada como un sistema de depositación mixto (turbidítico-contornítico). La edad del horizonte reflector H1 puede ser acotada a través de correlaciones con trabajos previos llevados a cabo en el MCAPV (Gruetzner et al., 2014, Hernández-Molina et al., 2010) y datos de perforaciones (Bushnell et al., 2000) al Mioceno tardío y podría vincularse al comienzo en la circulación de la paleo-NADW en el hemisferio sur. En el período comprendido entre el Mioceno Tardío y Plioceno Temprano la Vía Marítima Centroamericana (VMC) era lo suficientemente profunda como para que parte de la paleo-NADW se transfiriera al océano Pacífico. Como consecuencia, el volumen de la paleo-NADW que ingresaba en el Atlántico sur era limitado. Esta configuración oceanográfica se asocia con importantes hiatos reconocidos en los taludes continentales entre 2000 y 3500 mbnm (Barron y Keller, 1982; Billups, 2002; Gruetzner et al., 2014). Se

infiere en esta Tesis Doctoral que el evento erosivo asociado al horizonte H1 podría estar vinculado a este período de alta energía general de la circulación temo-hialina profunda. Para el Plioceno Inferior la producción de la paleo-NADW era aproximadamente 3 veces mayor a la actual (Billups, 2002) y también para ese período se registra una somerización de la VMC. Estas condiciones habrían llevado a un aumento significativo en el ingreso paleo-NADW en el Atlántico sudoccidental. Este nuevo escenario geográfico-oceanográfico traería aparejado una disminución en la energía LCDW en el MCAPV (Gruetzner et al., 2014) generando condiciones propicias para la depositación de *drift* y ondas de sedimento que componen la US 2. En línea con lo postulado por Gruetzner et al., 2014, se propone que la depositación de los *drift* contorníticos de la US 2 estarían vinculados a este episodio de relativa baja energía de la LCDW producido durante el Neógeno tardío.

La fase depositacional contornítica más moderna de la zona de estudio está representada por la US 3. Contribuciones llevadas a cabo en el sector norte del MCAPV asignaron el comienzo de la última fase depositacional contornítica al fin de la transición del Pleistoceno Medio (MPT) (Preu et al., 2012; Steinmann et al., 2020). Hacia el sur de la zona de estudio, en el plateau de Malvinas, también fue reportada la acumulación de *drift* contorníticos continua sobre una discordancia erosiva asociada al MPT (Nicholson and Stow, 2019). Estas discordancias reconocidas a lo largo del MCAPV también podrían correlacionarse con hiatos identificados en el margen continental de Brasil para el Pleistoceno Medio (Ivanova et al., 2016).

La discordancia H2, la discordancia regional más joven, podría asociarse a este evento registrado para el fin de la MPT. Este evento marca la transición de una periodicidad dominante de 41 Ka a 100 Ka en las oscilaciones glaciares y la asimetría entre los periodos glaciares e interglaciares (Mudelsee y Schulz, 1997; Lisiecki y Raymo, 2005). Por encima de la discordancia H2, el patrón depositacional observado en los SBPs muestra en la TPB cuerpos monticulares compuestos por una alternancia de dos facies sísmicas, FA y FB y en la TVF principalmente ondas de sedimento. Como se discutió en párrafos anteriores para la US 3 en la TPB, FA se corresponde con facies sedimentarias asociadas a la circulación de activas corrientes de fondo, mientras que FB se asocia con sedimentación pelágica y condiciones de poca energía. Esta alternancia de facies bien podría reflejar los cambios característicos glaciares-interglaciares del Pleistoceno Tardío. Esta hipótesis ya ha sido propuesta por Murdmaa et al., (2018) a partir de análisis sedimentológicos llevados a cabo sobre el testigo AI-3327 (Fig. 100). También es interesante notar que en el sector donde la alternancia de facies sísmicas se encuentra mejor preservada se llegan a identificar 7-8 ciclos FA-FB (Fig. 117). Si se extrapola la tendencia identificada en los testigos sedimentarios, donde cada FA y cada FB corresponderían a un estadio marino isotópico, el comienzo de la depositación de la US 3 podría aproximarse para el MIS 16 (~650 Ky). Esta edad es inmediatamente posterior a la culminación MPT (~700 Ky), por lo que sería consistente con la edad asignada para el horizonte reflector H2.

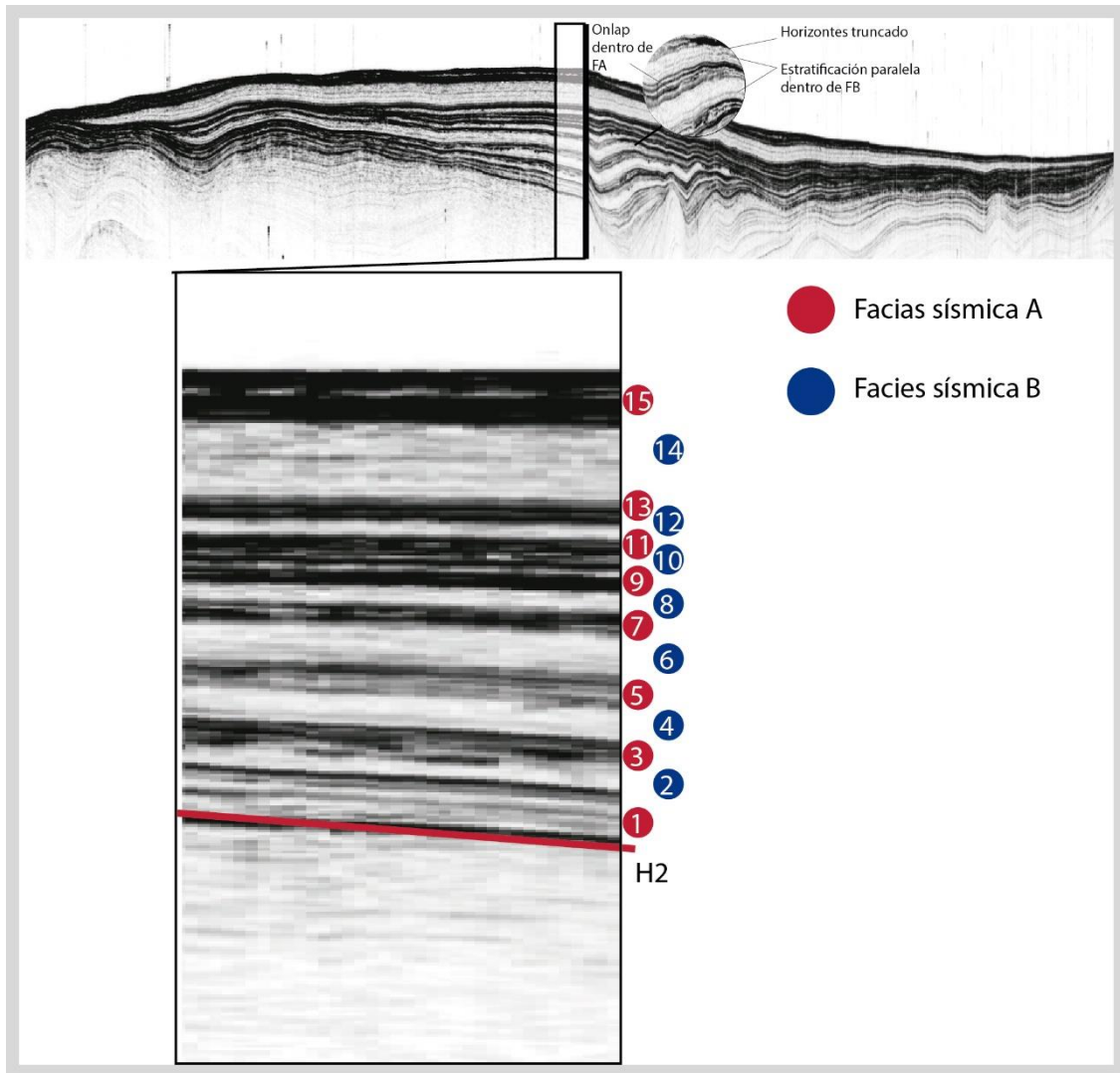


Fig. 117. Detalle del perfil sísmica Geo2_SZB_9A-B exhibiendo la alternancia cíclica entre las facies sísmicas A y B.

Luego de la MPT, durante los períodos glaciares la mayor parte de la plataforma patagónica quedaba expuesta (Cavallotto et al., 2011; Ponce et al., 2011) y los ríos podían alcanzar el quiebre de talud. El volumen de sedimento transportado por la red fluvial durante el Pleistoceno Tardío fue significativamente mayor que durante el Holoceno (Isla et al., 2004; Kokot, 2004; Cavallotto et al., 2011). El material terrígeno transportado por los ríos pudo haber alcanzado los sectores medio e inferior del talud patagónico mediante el Sistema de Cañones Patagonia a través de flujos gravitacionales descanalizados. Durante

los períodos glaciares, la circulación profunda de masas de agua provenientes de la Antártida se intensifica en el Atlántico sur (Duplessy et al., 1988; Mulitza et al., 2013; Preu et al., 2013). También fue sugerido para los periodos glaciares un aumento en la producción de AABW que habría resultado en la somerización de la interfaz LCDW-AABW, que se encuentra actualmente posicionada en el MCP a 3500 mbnm justo por encima de la TVF (Preu et al., 2012, Warratz et al., 2019). Este desplazamiento pudo haber posicionado la interfaz a la superficie de la TPB, modificando los procesos sedimentarios que allí operaron. A lo largo de los márgenes continentales argentino y uruguayo se ha demostrado que las variaciones en las interfaces de las distintas masas de agua profundas es un factor de primer orden en la alternancia cíclica de condiciones de alta y baja energía (Preu et al., 2012, 2013; Hernández-Molina et al., 2018). Sin embargo, a la fecha no se han realizado estudios de detalle sobre la dinámica cuaternaria de las masas de agua de fondo que circulan sobre el MCP y, por lo tanto, la posición vertical de las interfaces de masas de agua durante este período sigue siendo especulativa.

Los depósitos generados durante los períodos glaciares se constituirían por facies terrígenas que incluyen, arenas retrabajadas por corrientes de fondo (sector sur), secuencias bi-gradacionales y con gradación inversa (cercanías del cañón submarino 1) y secuencias limosas con laminaciones (hacia el norte del cañón submarino 1).

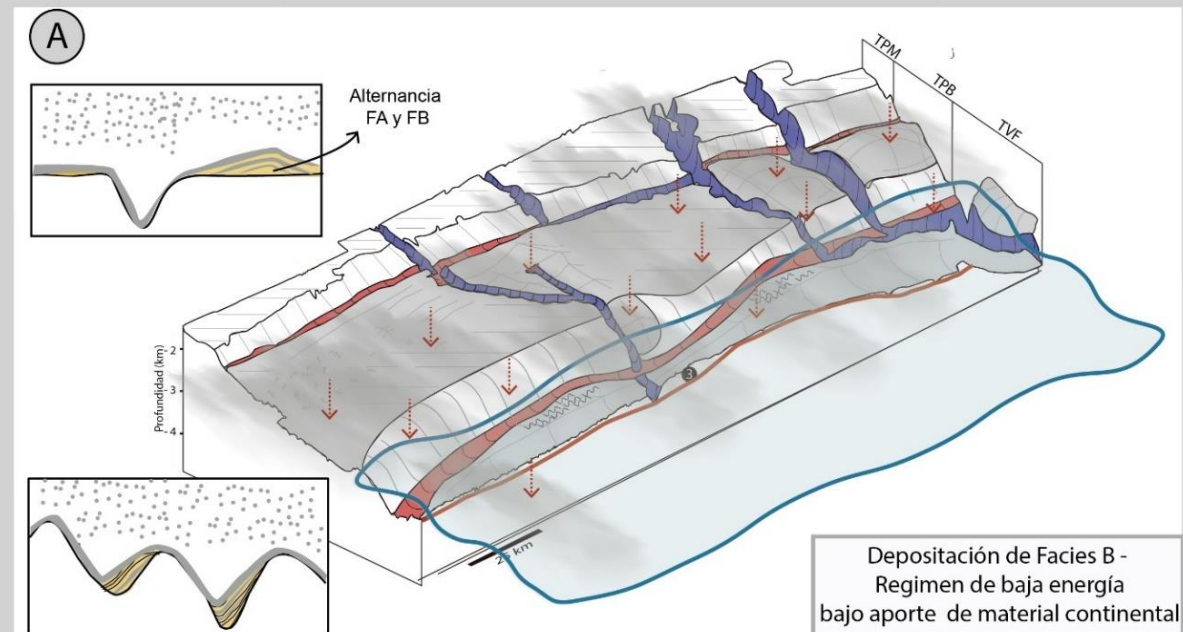
Durante los períodos interglaciares/interestadiales de mar alto relativo, la plataforma continental se encontraba sumergida, los ríos no alcanzaban el quiebre de talud, y, como consecuencia, el aporte de material terrígeno al talud continental se encontraba limitado. En estos períodos, la posición de la interfaz LCDW-AABW estaría localizada en su

posición actual, justo por encima de la TVF (Hernández-Molina et al., 2010). De esta manera los procesos oceanográficos de alta energía vinculados a la interfaz no afectarían a la TPB, sino que actuarían principalmente sobre la zona de alta pendiente 2. Este escenario generaría condiciones propicias para la depositación del material pelágico fino. Este tipo de sedimentación es compatible con la impronta acústica de la facies sísmica FB y los depósitos reconocidos en los testigos sedimentarios para el MIS 3 y el Holoceno. El intervalo temporal correspondiente al MIS 3 no es un período interglaciar estándar y el nivel del mar para este estadio es aún motivo de debate. Sin embargo, en lo que respecta al Atlántico sudoccidental, una serie de trabajos llevados a cabo en la costa patagónica (Isla, 1989) y también a lo largo de la costa brasilera (Cesar et al., 2017; Cuellar y Oliveira, 2019; Dillenburg et al., 2019; y referencias allí) indican la presencia de un mar relativamente alto, cercano a los niveles actuales. La combinación entre bajo aporte de material continental y alta productividad podrían explicar la composición del intervalo biogénico de 1.5m de espesor, sin embargo, estudios de detalle son aún necesarios para entender la génesis y la depositación de esta secuencia sedimentaria.

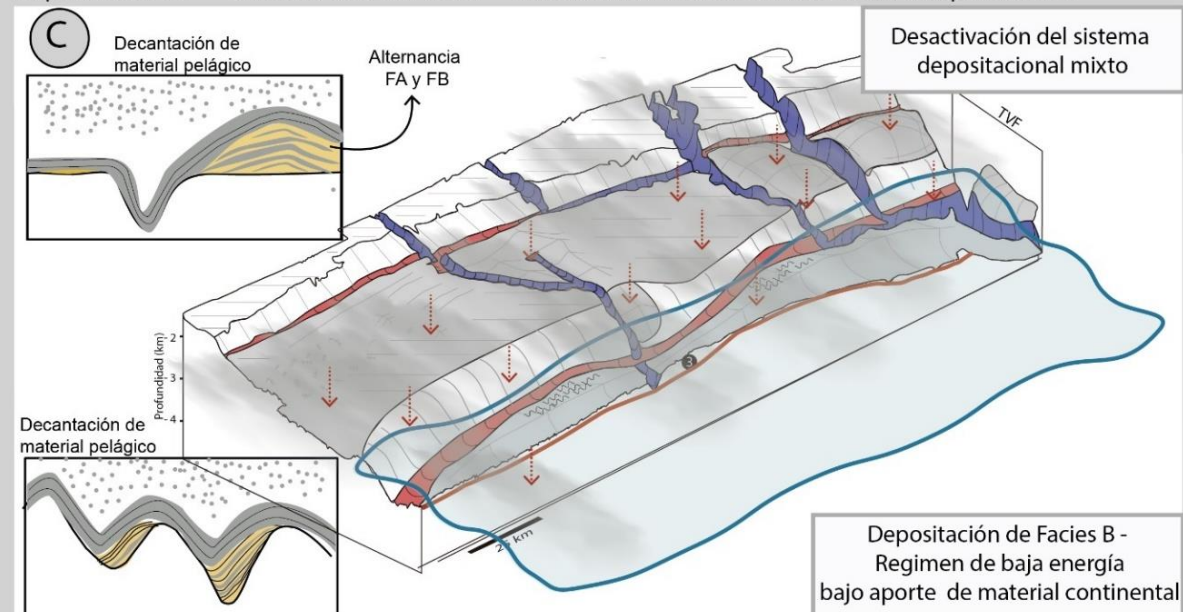
En la TVF el registro sísmico correspondiente al Pleistoceno, se compone principalmente por ondas de sedimento, lo cual da nota de condiciones mucho más estables. Esta estabilidad podría deberse a que la TVF no se vio afectada durante el Pleistoceno por la interfaz LCDW-AABW.

En la Fig. 118 se muestra a modo esquemático la dinámica sedimentaria correspondiente al Pleistoceno Tardío propuesta.

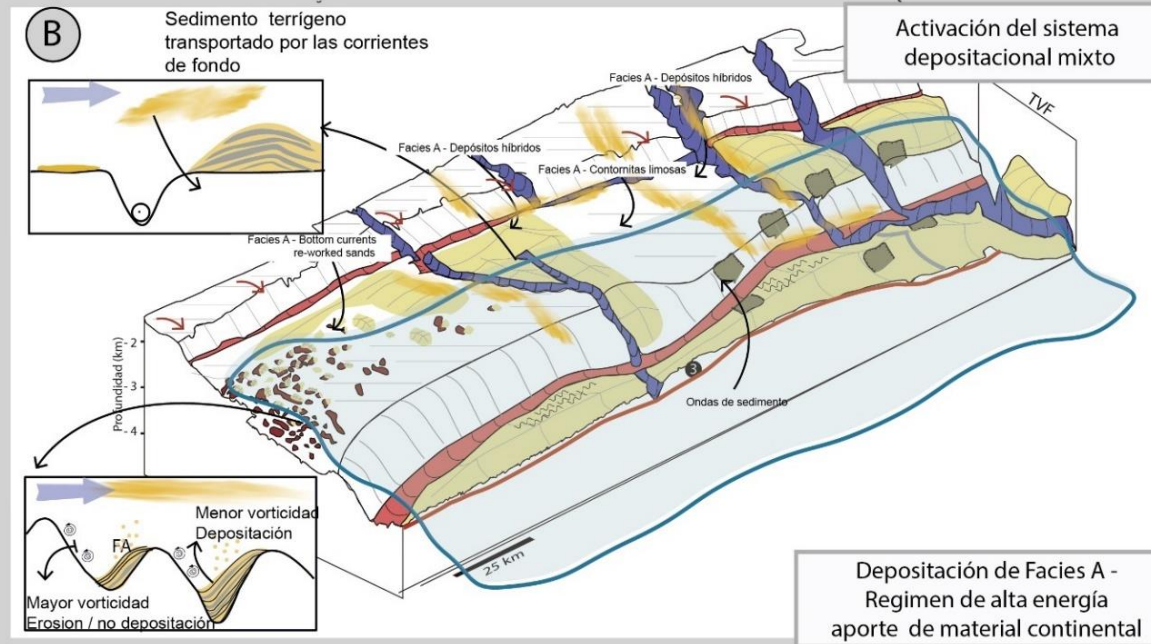
Deposición FB - Interglacial/Interstadial - LCDW/AABW-interfaz en la zona de alta pendiente 2



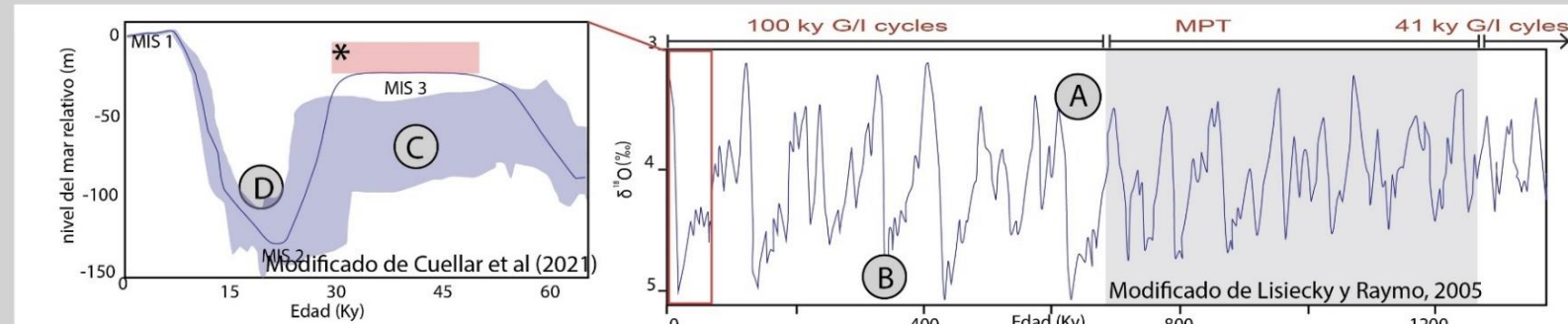
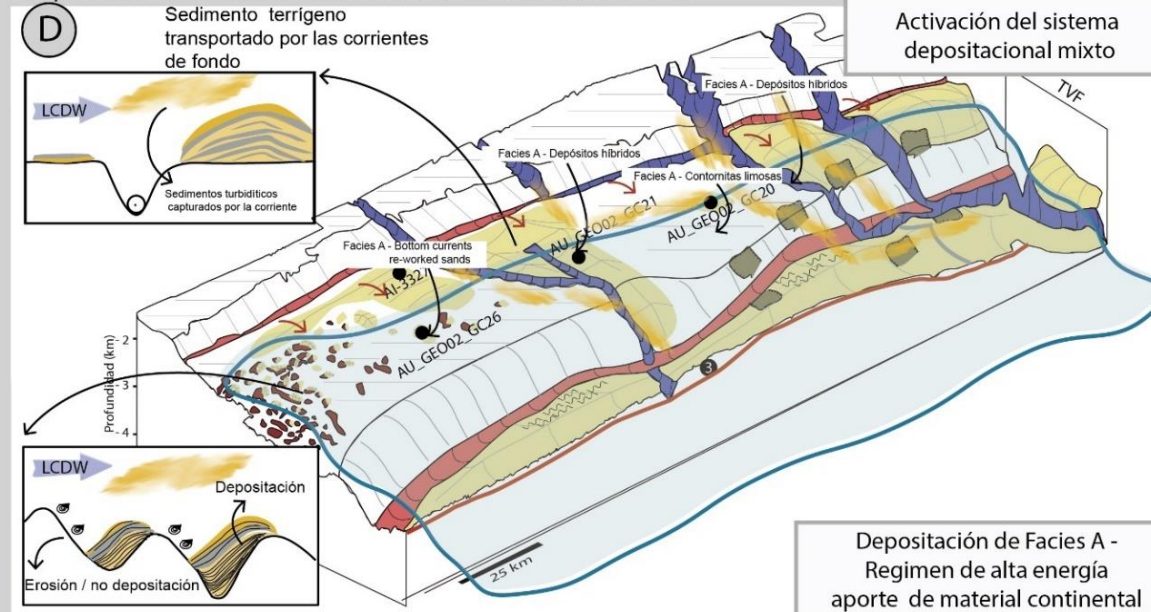
Deposición FB - ~32.2 and 42.9 Cal ka BP- LCDW/AABW-interfaz en la zona de alta pendiente 2



Deposición FA - Periodo Glaciar - LCDW/AABW-interfaz sobre la TPB?



Deposición FA - MIS 2- LCDW/AABW-interfaz sobre la TPB?



* Nivel del mar MIS 3 de acuerdo a = Cuellar et al. 2021; Ireland 1987; Mahiques et al. 2011; Silva et al. 2014; Guimaraes 2014; Rossetti et al. 2015; Salvaterra et al. 2017; Dillenburg et al. 2019

TPM = Terraza Perito Morneo
TPB = Terraza Piedra Buena
TVF = Terraza Valentin Feilberg

● Testigo Sedimentario
FA = Facies sísmica A
FB = Facies sísmica B

● Sedimento biogénico
● Sedimento terrígeno

■ Facie Sísmica A
■ Facie Sísmica B

LCDW/AABW-interfaz

Fig. 118. Modelo evolutivo para el Pleistoceno de la zona de estudio.

CAPITULO 6 SÍNTESIS Y CONCLUSIONES

En esta tesis doctoral se analizaron, interpretaron, e integraron perfiles sísmicos multicanal, datos de batimetría multihaz, mosaicos de reflectividad, perfiles sísmicos subsuperficiales (SBPs), testigos sedimentarios y edades radimétricas de un área muy poco conocida del talud patagónico, con el objetivo de aportar nuevos conocimientos sobre su geomorfología y evolución plio-cuaternaria. Como resultado de esta investigación se desprenden los siguientes resultados principales y conclusiones:

1) Caracterización geológica - morfosedimentaria de la zona de estudio

- El talud medio-inferior patagónico presenta un relieve complejo caracterizado por geoformas producidas tanto por procesos gravitacionales como contorníticos que incluyen: terrazas contorníticas, cañones submarinos, cárcavas, valles ciegos, escarpas de deslizamiento, depresiones de diversas morfologías, fosas contorníticas, ondas de sedimento, y depósitos de remoción en masa.
- El registro sísmico plio-cuaternario de la zona de estudio se compone de dos secuencias contorníticas que se desarrollan sobre dos superficies erosivas de edades inferidas Mioceno tardío – Plioceno temprano y Pleistoceno medio. La secuencia más antigua se encuentra aflorando en buena parte de la TPB donde está constituida por un sistema depositacional mixto contornítico-turbidítico, mientras que en la TVF forma un *drift* contornítico monticular. La secuencia más joven se distribuye en parches monticulares a lo largo de la TPB y cubre por completo la TVF formando en algunos sectores ondas de sedimento.

- Los primeros metros del registro sedimentario de la TPB se componen de una alternancia de material terrígeno de origen contornítico y turbidítico y material biogénico de origen pelágico.

2) Metodología y correlación entre métodos

- La correlación de los SBPs con los tres testigos sedimentarios indicó que las dos facies sísmicas identificadas en la US 3 (FA y FB) corresponden a distintos regímenes hidrodinámicos. La FA se relaciona con depósitos contorníticos-híbridos asociados a alta energía de corrientes de fondo mientras que la FB se asocia a sedimentación pelágica y un ambiente de poca energía.
- La correlación de sísmica multicanal, SBPS, y datos de reflectividad permitió realizar una caracterización de las propiedades sísmo-acústicas de las unidades sísmicas desde múltiples perspectivas. Esta correlación demostró que en buena medida las unidades sísmicas aflorantes en la zona de estudio pueden ser distinguibles en planta a partir de su reflectividad. En particular se determinó que la US 3 se corresponde con bajas reflectividades. También se observó que la reflectividad de los depósitos de la US 3 disminuye hacia el centro del depósito sugiriendo la presencia de granulometrías más finas allí.

3) Dinámica morfosedimentaria y procesos sedimentarios

- Este estudio prueba el rol fundamental que el relieve tiene en la depositación y distribución de sedimentos en el ambiente marino profundo.
- La localización de los depósitos en el flanco norte de los cañones submarinos

(corriente abajo) podrían bien explicarse como el producto de la interacción entre procesos contorníticos y turbidíticos.

- La interacción entre fosas contorníticas y cañones submarinos tiene un rol determinante en la distribución de sedimentos. La captura del cañón submarino 2 por parte de la fosa contornítica 1 interrumpe el aporte de sedimentos en todo un sector de la TPB desviando todos sus sedimentos hacia el norte.
- Los sectores con alta tasa de sedimentación son propensos al desarrollo de fenómenos de remoción en masa.
- La presencia de ondas de sedimento en la TVF indica que durante el Pleistoceno tardío la dinámica sedimentaria de la zona de estudio a profundidades >3500 m bnm se mantuvo relativamente estable.

4) Historia depositacional e inferencias paleoceanográficas

- La secuencia Pliocena, representada por la US 2, se compone en la TPB de depósitos mixtos que incluyen complejos de canales y albardones cerca de la base que evolucionan a depósitos contorníticos y ondas de sedimentos hacia el tope de la unidad, y *drift* contorníticos en la TVF. Esta secuencia, que se edifica sobre la superficie erosiva H1, podría representar la expresión más austral del debilitamiento plioceno de las masas de agua profundas reportada por Gruetzner et al., (2014) en el sector central del MCAPV a causa de una mayor influencia de la NADW en el Atlántico sur.
- La secuencia de edad pleistocena tardía, representada por la US 3, se compone en

la TPB de una alternancia de depósitos contorníticos-híbridos con sedimentos pelágicos. Esta alternancia podría estar asociada a los ciclos glaciares-interglaciares y ser el producto de la conexión y desconexión de la red fluvial con el quiebre de talud y los movimientos verticales de la interfaz LCDW/AABW.

- En la TVF, ubicada a profundidades >3500 m bnm, la presencia de ondas de sedimento evidencia que las condiciones oceanográficas no cambiaron significativamente durante el Pleistoceno.
- Las edades radimétricas presentadas en este trabajo acotan la edad de la estratigrafía somera de la TPB al Pleistoceno tardío-Holoceno. Esto discrepa con contribuciones previas para el área que sugieren edades mucho más antiguas (Mioceno Tardío) para los sedimentos subsuperficiales de esta terraza.
- Los depósitos descritos en esta contribución constituyen un blanco estratégico para futuras investigaciones orientadas a las reconstrucciones paleoceanográficas y paleoclimáticas en el Atlántico sudoccidental.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arhan, M. 2002. Deep lenses of circumpolar water in the Argentine Basin. *Journal of Geophysical Research*, 107: 1–12.
- Arhan, M., Heywood, K. J., y King, B. A. 1999. The deep waters from the Southern Ocean at the entry to the Argentine Basin. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 46: 475–499.
- Baristead, N., Anka, Z., di Primio, R., Rodriguez, J. F., Marchal, D., y Dominguez, F. 2013. New insights into the tectono-stratigraphic evolution of the Malvinas Basin, offshore of the southernmost Argentinean continental margin. *Tectonophysics*, 604: 280–295. Elsevier B.V.
- Barron, J. A., y G. Keller .1982. Widespread Miocene deep-sea hiatuses - coincidence with periods of global cooling. *Geology*. 10(11):577–581. doi:10.1130/00917613(1982)10<577:WMDHCW>2.0.CO;2.
- Billups, K. 2002. Late Miocene through early Pliocene deep water circulation and climate change viewed from the sub-Antarctic South Atlantic, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 185(3-4): 287–307. doi:10.1016/S0031-0182(02)00340-1.
- Becker, K., Franke, D., Schnabel, M., Schreckenberger, B., Heyde, I., y Krawczyk, C. M. 2012. The crustal structure of the southern Argentine margin. *Geophysical Journal International*, 189: 1483–1504.
- Bianchi, J.L. 1984. Interpretación tectonogenética y paleoambiental de la cuenca de

- Rawson. IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche, 1984). Actas III: 47-60. Buenos Aires.
- Bianchi, J.L. 1986. Áreas de licitación cuencas costa afuera: Cuenca Malvinas. *Petróleo y Gas en Argentina*. Centro Internacional de Información Empresaria 1: 240-252. Buenos Aires.
- Bozzano, G., Martín, J., Spoltore, D. V., y Violante, R. A. 2017. Los cañones submarinos del margen continental argentino: Una síntesis sobre su génesis y dinámica sedimentaria. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 24: 85–101.
- Bozzano, G., Violante, R. A., y Cerredo, M. E. 2011. Middle slope contourite deposits and associated sedimentary facies off NE Argentina. *Geo-Marine Letters*, 31: 495–507.
- Bushnell, D. C., J. E. Baldi, F. H. Bettini, H. Franzin, E. Kovaks, R. Marinelli, y Wartenburg G. J. 2000. Petroleum system analysis of the Eastern Colorado Basin, offshore Northern Argentina, in *Petroleum Systems of South Atlantic Margins*, vol. 73, edited by M. R. Mello, pp. 403–415, AAPG Mem, Tulsa, Okla.
- Cavallotto, J. L., Violante, R. A., y Hernández-Molina, F. J. 2011. Geological aspects and evolution of the Patagonian continental margin. *Biological Journal of the Linnean Society*, 103: 346–362.
- Cesar, R., Figueira, L., y Mahiques, M. M. De. 2017. Evidence of an Marine Isotope Stage 3 transgression at the Baixada Santista , south-eastern Brazilian coast, 47: 693–702.
- Continanzia, J., Manceda, R., Covellone, G. M., y Gavarrino, A. S. 2011. Cuencas de Rawson

y Valdés: Síntesis del conocimiento exploratorio - Visión Actual. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 47–64.

COPLA. 2017. El Margen Continental Argentino. 455 pp. Buenos Aires.

Cuellar, R., y Oliveira, D. 2019. Submerged Pleistocene spodic horizon remnant exposed on the inner continental shelf off Guanabara Bay (Rio de Janeiro , Brazil). Geo-Marine Letters.

Cuellar, R. 2021. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA ADJACENTE À BAÍA DE GUANABARA (RJ), A PARTIR DO PLEISTOCENO SUPERIOR. Tesis doctoral. Universidad Federal de Fluminense.

Cukur, D., Kong, G., Chun, J., Kang, M., Um, I., Kwon, T., Johnson, S. Y., y Kim, K. 2019. Morphology and genesis of giant sea floor depressions on the southeastern continental shelf of the Korean Peninsula. Marine Geology, 415: 105966. Elsevier.

de Castro, S., Hernández-molina, F. J., Rodríguez-Tovar, F. J., Llave, E., NG, Z. L., Nishida, N., y Mena, A. 2020. Contourites and bottom current reworked sands: Bed facies model and implications. Marine Ecology.

Dillenburg, S. R., Barboza, E. G., Rosa, M. L. C. C., Caron, F., Cancelli, R., Santos-Fischer, C. B., Lopes, R. P., y do Nascimento Ritter, M. 2019. Correction to: Sedimentary records of Marine Isotopic Stage 3 (MIS 3) in southern Brazil (Geo-Marine Letters, (2019), 10.1007/s00367-019-00574-2). Geo-Marine Letters, 3. Geo-Marine Letters.

Duplessy, J. C., Shackleton, N. J., Fairbanks, R. G., Labeyrie, L., Oppo, D., Labeyrie, L., Oppo,

D., y Kallel, N. 1988. Abstract . The degree of similarity of the $\delta^{13}\text{C}$ an oxygenated $\delta^{13}\text{C}$ rich Intermediate Water 3 Lamont Doherty Geological Observatory , climatic cycles (a few 105 years), variations in $\delta^{13}\text{C}$ is more homogenous in those basins locations , deepwater a $\delta^{13}\text{C}$ ch. *Paleoceanography*, 3: 343–360.

Ercilla, G., Schwenk, T., Bozzano, G., Spiess, V., Violante, R., Estrada, F., Ianniccheri, F., Spoltore, D. V., y Alonso, B. 2019. Cenozoic sedimentary history of the northern Argentine continental slope, off Bahia Blanca, the location of the Ewing Terrace: Palaeogeodynamic and palaeoceanographic implications. *Marine Geology*, 417. Elsevier B.V.

Ewing M., W. Ludwig, J.I. Ewing. 1963. Geophysical investigations in the submerged Argentine coastal plain. Part 1. Buenos Aires to Peninsula Valdez. *Geological Society of America, Bulletin* 74: 275-292, Boulder.

Ewing M. y A. Lonardi. 1971. Sediment transport and distribution in the Argentine basin. 5. Sedimentary structure of the Argentine Margin, basin and related provinces. En L.H. Ahrens, F. Press, S.K. Runcorn y H.C. Urey (eds.) *Physics and Chemistry of the Earth* 8: 125-249. Pergamon Press, New York.

Ewing J.I., W.J. Ludwig, M. Ewing y S.L. Eittreim. 1971. Structure of the Scotia Sea and Falkland Plateau. *Journal of Geophysical Research* 76(29): 7118-7137. Washington.

Faugères, J., y Stow, D. A. V. 2008. *Contourite Drifts: Nature, Evolution and Controls*. CONTOURITES.

Faugeres, J., Stow, D. A. V, Imbert, P., y Viana, A. 1999. Seismic features diagnostic of

contourite *drifts*.

Flood, R. D., y Shor, A. N. 1988. Mud waves in the Argentine Basin and their relationship to regional bottom circulation patterns. *Deep Sea Research Part A, Oceanographic Research Papers*, 35: 943–971.

Fonnesu, M., Palermo, D., Galbiati, M., Marchesini, M., Bonamini, E., y Bendias, D. 2020. A new world-class deep-water play-type, deposited by the syndepositional interaction of turbidity flows and bottom currents: The giant Eocene Coral Field in northern Mozambique. *Marine and Petroleum Geology*, 111: 179–201. Elsevier.

Franke, D. 2013. Rifting, lithosphere breakup and volcanism: Comparison of magma-poor and volcanic rifted margins. *Marine and Petroleum Geology*, 43: 63–87. Elsevier Ltd.

Franke, D., Neben, S., Ladage, S., Schreckenberger, B., y Hinz, K. 2007. Margin segmentation and volcano-tectonic architecture along the volcanic margin off Argentina/Uruguay, South Atlantic. *Marine Geology*, 244: 46–67.

Fuhrmann, A., Kane, I. A., Clare, M. A., Ferguson, R. A., Schomacker, E., Bonamini, E., y Contreras, F. A. 2020. Hybrid turbidite-*drift* channel complexes: An integrated multiscale model. *Geology*, XX: 1–7.

Gatter, R., Clare, M. A., Hunt, J. E., Watts, M., Madhusudhan, B. N., Talling, P. J., & Huhn, K. 2020. A multi-disciplinary investigation of the AFEN Slide: the relationship between contourites and submarine landslides. *Geological Society, London, Special Publications*, 500(1), 173-193.

- Ghidella, M.E., Paterlini M., Kovacs, L.C, Rodriguez, G. 1995. Magnetic Anomalies on the Argentine Continental Shelf. 4th International Congress of the Brazilian Geophysical Society and 1st Latin American Geophysical Conference, Brazilian Geophysical Society
- Gruetzner, J., Uenzelmann-Neben, G., y Franke, D. 2011. Variations in bottom water activity at the southern Argentine margin: Indications from a seismic analysis of a continental slope terrace. *Geo-Marine Letters*, 31: 405–417.
- Gruetzner, J., Uenzelmann-Neben, G., y Franke, D. 2012. Variations in sediment transport at the central Argentine continental margin during the Cenozoic. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13: 1–15.
- Gruetzner, J., Uenzelmann-Neben, G., y Franke, D. 2016. Evolution of the northern Argentine margin during the Cenozoic controlled by bottom current dynamics and gravitational processes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17: 3131–3149.
- Gruetzner, J., Uenzelmann-Neben, G., Franke, D., y Arndt, J. E. 2014. Slowdown of Circumpolar Deepwater flow during the Late Neogene: Evidence from a mudwave field at the Argentine continental slope. *Geophysical Research Letters*, 41: 2070–2076.
- Hammer, Ø., Webb, K. E., y Depreiter, D. 2009. Numerical simulation of upwelling currents in pockmarks, and data from the Inner Oslofjord, Norway. *Geo-Marine Letters*, 29: 269–275.
- Heezen, B. C., y Hollister, C. 1964. Deep-sea current evidence from abyssal sediments. *Marine Geology*, 1: 141–174.

- Heezen, B. C., Hollister, C. D., y Ruddiman, W. F. 1966. Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. *Science*, 152: 502–508.
- Hernández-Molina, F. J., Paterlini, M., Somoza, L., Violante, R., Arecco, M. A., de Isasi, M., Rebesco, M., Uenzelmann-Neben, G., Neben, S., y Marshall, P. 2010. Giant mounded *drifts* in the Argentine Continental Margin: Origins, and global implications for the history of thermohaline circulation. *Marine and Petroleum Geology*, 27: 1508–1530. Elsevier Ltd.
- Hernández-Molina, F. J., Paterlini, M., Violante, R., Marshall, P., de Isasi, M. M., Somoza, L. L., y Rebesco, M. 2009. Contourite depositional system on the Argentine slope: An exceptional record of the influence of Antarctic water masses. *Geology*, 37: 507–510.
- Hillman, J. I. T., Klauke, I., Pecher, I. A., Gorman, A. R., Schneider von Deimling, J., y Bialas, J. 2018. The influence of submarine currents associated with the Subtropical Front upon seafloor depression morphologies on the eastern passive margin of South Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 61: 112–125. Taylor & Francis.
- Hinz, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Roeser, H. A., Block, M., Souza, K. G. De, y Meyer, H. 1999. The Argentine continental margin north of 48°S: Sedimentary successions, volcanic activity during breakup. *Marine and Petroleum Geology*, 16: 1–25.
- Hollister, C. D. 1993. The concept of deep-sea contourites-discussion. *Sedimentary Geology*, 88: 301–303.
- Hollister, C. D., y McCave, I. N. 1984. Sedimentation under deep-sea storms. *Nature*, 309:

220–225.

Isla, F. 1989. Where was the sea level 30' 50,000 years ago? The Patagonian point of view.

Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 6:33–64. Balkema.

Isla, F., Iantanos, N., Estrada, E., 2004. Dinámica submareal y condiciones ambientales de la ría Deseado. Santa Cruz. Rev. la Asoc. Geol. Argentina 59, 367–375.

Isola, J. I., Ormazabal, J. P., Flores, G., Arismendi, S., Druet, M., Muñoz, A., Río, J. L. de., Etienot, S. D. A., Gomez Ballesteros, M. P., Principi, S., Bolatti, N. D., y Tassone, A. A. 2020. Tectonic and structural controls on Neogene fluid release in the Patagonian Continental Margin. *Marine and Petroleum Geology*, 115: 104246. Elsevier.

Isola, J. I., Tassone, A. A., Esteban, F. D., Violante, R. A., Haller, M. J. F., y ST-Onge, G. 2017. Seismostratigraphy and Cenozoic evolution of a sector of the Nágera and Perito Moreno terraces, Patagonian Continental Margin. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 24: 45–59.

Ivankin, A.N. 1998. *A unified approach to volume and roughness scattering*. *Journal of the Acoustic Society of America*, 103(2):827-837.

Ivanova, E., Murdmaa, I., Borisov, D., Dmitrenko, O., Levchenko, O., y Emelyanov, E. 2016. Late Pliocene-Pleistocene stratigraphy and history of formation of the Ioffe calcareous contourite *drift*, Western South Atlantic. *Marine Geology*, 372: 17–30. Elsevier B.V.

Jakobsson, M., Gyllencreutz, R., Mayer, L. A., Dowdeswell, J. A., Canals, M., Todd, B. J., Dowdeswell, E. K., Hogan, K. A., y Larter, R. D. 2016. Mapping submarine glacial

- landforms using acoustic methods. *Geological Society Memoir*, 46: 17–40.
- Klaucke, I., Sarkar, S., Bialas, J., Berndt, C., Dannowski, A., Dumke, I., Hillman, J., Koch, S., Nodder, S. D., Papenberg, C., y Schneider von Deimling, J. 2018. Giant depressions on the Chatham Rise offshore New Zealand – Morphology, structure and possible relation to fluid expulsion and bottom currents. *Marine Geology*, 399: 158–169. Elsevier.
- Kokot, R. R. 2004. Erosión en la costa patagónica por cambio climático. *Revista de la Asociacion Geologica Argentina*, 59: 715–726.
- LaBrecke J.L. 1986. South Atlantic Ocean and adjacent South Atlantic Ocean and Adjacent Continental Margin, Atlas 13: Ocean Margin Drilling Program Reg. Atlas Sen, 13.
- Lastras, G., Acosta, J., Muñoz, A., y Canals, M. 2011. Submarine canyon formation and evolution in the Argentine Continental Margin between 44°30'S and 48°S. *Geomorphology*, 128: 116–136. Elsevier B.V.
- Lonardi A. y M. Ewing. 1971. Sediment transport and distribution in the Argentine basin. 4. Bathymetry of the continental margin, Argentine Basin and other related provinces canyon and sources of sediment. En L.H. Ahrens, F. Press, S.K. Runcorn y H.C. Urey (eds.) *Physics and Chemistry of the Earth* 8: 79-121. Pergamon Press, New York.
- López-Martínez, J., Muñoz, A., Dowdeswell, J. A., Linés, C., y Acosta, J. 2011. Relict sea-floor ploughmarks record deep-keeled Antarctic icebergs to 45°S on the Argentine margin. *Marine Geology*, 288: 43–48. Elsevier B.V.
- Lovecchio, J. P., Rohais, S., Joseph, P., Bolatti, N. D., Kress, P. R., Gerster, R., y Ramos, V. A.

2018. Multistage rifting evolution of the Colorado basin (offshore Argentina): Evidence for extensional settings prior to the South Atlantic opening. *Terra Nova*, 30: 359–368.
- Lovecchio, J. P., Rohais, S., Joseph, P., Bolatti, N. D., y Ramos, V. A. 2020. Mesozoic rifting evolution of SW Gondwana: A poly-phased, subduction-related, extensional history responsible for basin formation along the Argentinean Atlantic margin. *Earth-Science Reviews*, 203: 103138. Elsevier.
- Ludwig, W.J., J.I. Ewing, M. Ewing. 1965. Seismic refraction measurements in the Magellan Straits. *Journal of Geophysical Research*. 70: 1855-1876. Washington.
- Ludwig, W.J., J.I. Ewing, M. Ewing. 1968. Structure of the Argentine margin. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 52 :2337-2368. Tulsa.
- Ludwig, W.J., C.C. Windisch, R.E. Houtz y J.W. Ewing. 1978a. Structure of Falkland Plateau and offshore Tierra del Fuego, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists. Memoir* 29: 129-138. Tulsa.
- Ludwig, W.J., G. Carpenter, R.E. Houtz, A.C. Lonardi y F.F. Ríos. 1978b. Sediment isopach map of the Argentine continental margin. *Map series Catalog* 827. American Association of Petroleum Geologists. *Memoir* 29: 129-138. Tulsa.
- Ludwig, W.J., J.I. Ewing, C.C. Windisch, A.C. Lonardi y F.F. Ríos. 1979. Structure of the Colorado Basin and continent-ocean crust boundary off Bahía-Blanca, Argentina. En J.S. Watkins, L. Montadert y P.W. Dickerson (eds.) *Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins*, American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 29: 113-124, Tulsa.

- Lurton, X. (2010): An introduction to underwater acoustics - principles and application. 2nd Edition, Springer, Berlin Heidelberg.
- Mainardi, E., M. Turic y R. Stubelj. 1980. La exploración petrolífera en la plataforma continental argentina. Arpel XXXV: 1-9. Mexico.
- Marchès, E., Mulder, T., Cremer, M., Bonnel, C., Hanquiez, V., Gonthier, E., y Lecroart, P. 2007. Contourite *drift* construction influenced by capture of Mediterranean Outflow Water deep-sea current by the Portimão submarine canyon (Gulf of Cadiz, South Portugal). Marine Geology, 242: 247–260.
- Martín-Chivelet, J., Fregenal-Martínez, M.A., Chacon, B. 2008. Traction structures in contourites. In: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), Contourites, Developments in Sedimentology, 60:159–182.
- Masetti G., Sacile R., y A. Trucco. 2001. Remote characterization of seafloor adjacent to shipwrecks using mosaicking and analysis of backscatter response. Italian Journal of Remote Sensing, pp. 77–92.
- Max, M. D., Ghidella, M., Kovacs, L., Paterlini, M., y Valladares, J. A. 1999. Geology of the Argentine continental shelf and margin from aeromagnetic survey. Marine and Petroleum Geology, 16: 41–64.
- McCave, I. N. 2017. Formation of sediment waves by turbidity currents and geostrophic flows: A discussion. Marine Geology, 390: 89–93. Elsevier B.V.
- Mencaroni, D., Urgeles, R., Camerlenghi, A., Llopart, J., Ford, J., Sanchez Serra, C., Meservy,

- W., Gràcia, E., Rebesco, M., y Zitellini, N. 2021. A mixed turbidite – contourite system related to a major submarine canyon: The Marquês de Pombal *Drift* (south-west Iberian margin). *Sedimentology*.
- Micallef, A., Krastel, S., y Savini, A. 2018. Submarine geomorphology. Springer. 556 pp.
- Miramontes, E., Eggenhuisen, J. T., Jacinto, R. S., Poneti, G., Pohl, F., Normandeau, A., Campbell, D. C., y Hernández-Molina, F. J. 2020. Channel-levee evolution in combined contour current–turbidity current flows from flume-tank experiments. *Geology*, 48: 353–357.
- Miramontes, E., Garziglia, S., Sultan, N., Jouet, G., & Cattaneo, A. 2018. Morphological control of slope instability in contourites: a geotechnical approach. *Landslides*, 15(6), 1085-1095
- Miramontes, E., Garreau, P., Caillaud, M., Jouet, G., Pellen, R., Hernández-Molina, F. J., Clare, M. A., y Cattaneo, A. 2019. Contourite distribution and bottom currents in the NW Mediterranean Sea: Coupling seafloor geomorphology and hydrodynamic modelling. *Geomorphology*, 333: 43–60.
- Mulder, T., Faugeres, J. C., y Gonthier, E. 2008. Mixed Turbidite-Contourite Systems, 60: 435–456.
- Mulitza, S., Paul, A., y Wefer, G. 2013. Late Pleistocene South Atlantic. *Encyclopedia of Quaternary Science: Second Edition*: 18–32.
- Muñoz, A., Acosta, J., Cristobo, J., Druet, M., Uchupi, E., Iglesias, S., Portela, J., Del Río, J. L.,

- Parra, S., Sacau, M., Vilela, R., Patrocinio, T., Ríos, P., Almón, B., Elvira, E., Jiménez, P., Fontán, A., Alcalá, C., y López, V. 2013. Geomorphology and shallow structure of a segment of the Atlantic Patagonian margin. *Earth-Science Reviews*, 121: 73–95. Elsevier B.V.
- Muñoz, A., Cristobo, J., Rios, P., Druet, M., Polonio, V., Uchupi, E., y Acosta, J. 2012. Sediment *drifts* and cold-water coral reefs in the Patagonian upper and middle continental slope. *Marine and Petroleum Geology*, 36: 70–82.
- Murdmaa, I. O., Dara, O., Dorokhova, E., y Simagin, N. 2018. Glauconite Sand from the Terrace of the Patagonian Continental Slope , Southwestern Atlantic.
- Mutti, E., Barros, M., Possato, S., Rumenos, L. 1980. Deep-sea Fan Turbidite Sediments Winnowed by Bottom-Currents in the Eocene of the Campos Basin, Brazilian Offshore. 1st IAS Eur. Meet. Abstr., pp. 114.
- Nicholson, U., y Stow, D. 2019. Erosion and deposition beneath the Subantarctic Front since the Early Oligocene. *Scientific Reports*: 1–9. Springer US.
- Nielsen, T., Knutz, P. C., y Kuijpers, A. 2008. Seismic Expression of Contourite Depositional Systems, 60: 301–321.
- Orsi, A. H., Johnson, G. C., y Bullister, J. L. 1999. Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. *Progress in Oceanography*, 43: 55–109.
- Orsi, A. H., Whitworth, T., y Nowlin, W. D. 1995. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Research Part I*, 42: 641–673.

- Pángaro, F., y Ramos, V. A. 2012. Paleozoic crustal blocks of onshore and offshore central Argentina: New pieces of the southwestern Gondwana collage and their role in the accretion of Patagonia and the evolution of Mesozoic south Atlantic sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology*, 37: 162–183.
- Pángaro, F., Ramos, V. A., y Pazos, P. J. 2016. The Hesperides basin: a continental-scale upper Palaeozoic to Triassic basin in southern Gondwana. *Basin Research*, 28: 685–711.
- Pau, M., Gisler, G., y Hammer, Ø. 2014. Experimental investigation of the hydrodynamics in pockmarks using particle tracking velocimetry. *Geo-Marine Letters*, 34: 11–19.
- Piola, A.R., Matano, R.P. 2001. Brazil and Falklands (Malvinas) currents. In: Steele, J.H., Thorpe, S.A., Turekian, K.K. (Eds.), *Encyclopedia of Ocean Sciences*, vol. 1. Academic Press, London, pp. 340–349.
- Ponce, J. F., Rabassa, J., Coronato, A., y Borromei, A. M. 2011. Palaeogeographical evolution of the Atlantic coast of Pampa and Patagonia from the last glacial maximum to the Middle Holocene. *Biological Journal of the Linnean Society*, 103: 363–379.
- Preu, B., Hernández-Molina, F. J., Violante, R., Piola, A. R., Paterlini, C. M., Schwenk, T., Voigt, I., Krastel, S., y Spiess, V. 2013. Morphosedimentary and hydrographic features of the northern Argentine margin: The interplay between erosive, depositional and gravitational processes and its conceptual implications. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 75: 157–174.
- Preu, B., Schwenk, T., Hernández-Molina, F. J., Violante, R., Paterlini, M., Krastel, S.,

- Tomasini, J., y Spieß, V. 2012. Sedimentary growth pattern on the northern Argentine slope: The impact of North Atlantic Deep Water on southern hemisphere slope architecture. *Marine Geology*, 329–331: 113–125. Elsevier B.V.
- Rabinowitz, P.D. 1977. Free-air gravimetry anomalies bordering the continental margin of Argentina. Map series Catalog 825. American Association of Petroleum Geologists. Tulsa.
- Rabinowitz, P.D. y J.L. LaBrecque. 1979. The Mesozoic South Atlantic and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research* 84(B11): 5973:6002. Washington.
- Rabinowitz, P.D., S.C. Candle y J.L. LaBrecque. 1976. The Falkland scarpment and the Agulhas fracture zone: the boundary between oceanic and continental basement at conjugate continental margins. En *Continental Margins of Atlantic Type*. Anais da Academia Brasileira de Ciencias 48: 241-251. Sao Paulo.
- Ramos y Turic. 1996. Relatorio del XII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Argentina. Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo y el Gas. 451 pp.
- Ramos, V. A. 1996. Evolución tectónica de la plataforma continental, en Geología y recursos de la plataforma continental, RAMOS, V. y TURIC, M. (Eds.), Relatorio del XII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo y el Gas, pp. 385-404.

- Rebesco, M., Hernández-Molina, F. J., Van Rooij, D., y Wåhlin, A. 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. *Marine Geology*, 352: 111–154.
- Rodrigues, S., Hernández-Molina, F. J., y Kirby, A. 2021. A Late Cretaceous hybrid (turbidite-contourite) system along the Argentine Margin: Paleooceanographic and conceptual implications. *Marine and Petroleum Geology*, 123.
- Schnabel, M., Franke, D., Engels, M., Hinz, K., Neben, S., Damm, V., Grassmann, S., Pelliza, H., y Dos Santos, P. R. 2008. The structure of the lower crust at the Argentine continental margin, South Atlantic at 44°S. *Tectonophysics*, 454: 14–22.
- Shanmugam, G., Spalding, T. D., y Rofheart, D. H. 1993. Process Sedimentology and Reservoir Quality of Deep-Marine Bottom-Current Reworked Sands (Sandy Contourites): An Example from the Gulf of Mexico. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77: 1241–1259.
- Steinmann, L., Baques, M., Wenau, S., Schwenk, T., Spiess, V., Piola, A. R., y Bozzano, G. 2020. Discovery of a giant cold-water coral mound province along the northern Argentine margin and its link to the regional Contourite Depositional System and oceanographic setting. *Marine Geology*, 427: 106223. Elsevier.
- Stow, D. A. V., y Mayall, M. 2000. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 125–135.
- Talley L. D. 1996. Antarctic Intermediate Water in the South Atlantic. En: Wefer G, Berger WH, Siedler G, Webb DJ (eds) *The South Atlantic: Present and past circulation*.

Springer, Berlin, pp 219–238

Tsuchiya, M., Talley, L. D., y McCartney, M. S. 1994. Water-mass distributions in the western South Atlantic; A section from South Georgia Island (54S) northward across the equator. *Journal of Marine Research*, 52: 55–81.

University of Washington - Applied Physics Laboratory (1994): *APL-UW Highfrequency ocean environmental acoustic models handbook*. Technical Report APL-UW TR 9407

Viana, A. R., Faug, J., y Stow, D. A. V. 1998. Bottom-current-controlled sand deposits—a review of modern shallow-to deep-water environments-AR Viana, JC Faugères, DAV Stow.pdf. *Sedimentary Geology*, 115: 53–80.

Violante, R. a, Paterlini, C. M., Costa, I. P., Hernández-molina, F. J., Segovia, L. M., Cavallotto, J. L., Marcolini, S., Bozzano, G., y Laprida, C. 2010. Sismoestratigrafia Y Evolucion Geomorfologica del Talud Continental Adyacente al Litoral del Este Bonaerense, Argentina, 17: 33–62.

Voigt, I., Henrich, R., Preu, B.M., Piola, A.R., Hanebuth, T.J.J., Schwenk, T. y Chiessi, C.M. 2013. A submarine canyon as a climate archive — interaction of the Antarctic Intermediate Water with the Mar del Plata Canyon (Southwest Atlantic). *Mar. Geol.* 341, 46–57. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.05.002>.

Warratz, G., Henrich, R., Voigt, I., Chiessi, C. M., Kuhn, G., y Lantzsch, H. 2017. Deglacial changes in the strength of deep southern component water and sediment supply at the Argentine continental margin. *Paleoceanography*, 32: 796–812.

Warratz, G., Schwenk, T., Voigt, I., Bozzano, G., Henrich, R., Violante, R., y Lantzsch, H. 2019.

Interaction of a deep-sea current with a blind submarine canyon (Mar del Plata Canyon, Argentina). *Marine Geology*, 417: 106002.

Wilckens H., Miramontes E., Schwenk T., Artana C., Zhang W., Piola A., Baques M., Provost

C., Hernández-Molina F. J., Felgendreher M., Spieß V. y Kasten S. 2021. *Marine Geology*. The erosive power of the Malvinas Current: Influence of bottom currents on morpho-sedimentary features along the northern Argentine margin (SW Atlantic Ocean). Aceptado.

Zambrano J.J. y C.M. Urien. 1970. Geological outline of the basins in southern Argentina and

their continuation off the Atlantic shore. *Journal of Geophysical Research* 75(8): 1363-1396. Washington.

Zambrano J.J. y C.M. Urien. 1974. Pre-Cretaceous basins in the Argentine continental Shelf.

En C.A. Burk y C.L. Drake (eds.) *The Geology of Continental Margins*: 463-470. Springer Verlag. New York.