



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

**CARACTERIZACIÓN DE LOS ESTILOS ESTRUCTURALES EN EL MARGEN
CONTINENTAL CHILENO ENTRE LAS COSTAS DE VALPARAÍSO Y
CONSTITUCIÓN (32 – 35.5°S)**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

MATIAS FRANCISCO MOCANU DIAZ

PROFESOR GUÍA:

JUAN AUGUSTO BECERRA MIRANDA

PROFESOR CO-GUÍA:

MARCELO ALEJANDRO FARIAS THIERS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

EDUARDO CONTRERAS REYES

ANDREI MAKSYMOWICZ JERIA

SANTIAGO DE CHILE

2018

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE: GEÓLOGO
POR: MATIAS MOCANU D.
FECHA: 09-03-2018
PROF. GUÍA: JUAN BECERRA MIRANDA**

**“CARACTERIZACIÓN DE LOS ESTILOS ESTRUCTURALES EN EL MARGEN
CONTINENTAL CHILENO ENTRE LAS COSTAS DE VALPARAÍSO Y
CONSTITUCIÓN (32 – 35.5°S)”**

Este trabajo pretende determinar los procesos de deformación y los principales dominios estructurales presentes en la región marina del antearco andino entre los 32 y 35.5° de latitud sur. Para lograrlo se emplean datos batimétricos y de reflexión sísmica de alta resolución en conjunto con una serie de herramientas computacionales (Arcgis, Matlab, Move, Opendtect, Surfer), para generar un mapeo morfoestructural en profundidad en tres secciones transversales al margen continental. Además, se recurre a la teoría de cuñas de Coulomb para entender y explicar la geometría y estructura interna del talud continental y prisma de acreción.

Se identifican tres unidades que subdividen al talud continental cuyos límites marcan importantes quiebres de pendiente, correspondiendo de Este a Oeste al talud superior, medio e inferior, además de dos dominios estructurales principales delimitados por el quiebre talud medio-superior, uno extensional de vergencia Este en el sector oriental y uno compresivo de vergencia Oeste en la parte occidental.

El talud superior se caracteriza por un fallamiento normal pervasivo, donde estructuras de alto ángulo disponen geometrías de horst, graben y hemigraben con grandes bloques basculados hacia el Este y en colapso hacia la fosa. El talud medio exhibe estructuras compresivas como pliegues anticlinales de gran longitud de onda y vergencia Oeste que forman un cinturón plegado sobre el cual se desarrollan extensas y profundas cuencas de antearco, cuyos depósitos se han visto afectados por eventos de carácter extensional posteriores. En el límite occidental del margen, el talud inferior se muestra como una zona extremadamente deformada, con pliegues apretados y de menor escala, así como escarpes y evidencias de remociones en superficie.

Mediante el análisis de cuña de Coulomb, se postula que estas variaciones longitudinales en el margen son producto de cambios en la presión interna de fluidos y fricción basal, que responden principalmente a la reología y permeabilidad de las rocas. También se discuten una serie de procesos que estarían controlando el desarrollo y evolución de la cuña continental, como la acreción/erosión basal de sedimentos, *underplating*, y sedimentación entre otros; y su relación con la arquitectura estructural propuesta en este trabajo.

DEDICATORIA

Dedico este trabajo a mi querida Panchi, que estés donde estés sigas irradiando ternura.

AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer a todos quienes aportaron, directa e indirectamente con este trabajo. A mi Familia por estar siempre a mi lado, incondicionales, soy lo que soy gracias a ustedes; a la Luciana por apoyarme y soportarme siempre, linda, ya tantos meses; mis amigos por hacer de la Facultad un lugar inolvidable. Gracias a los profesores de esta comisión por lo mucho que aportaron a esta memoria, en especial a Juanito por su dedicación como guía y la confianza que ha depositado en mi para realizar este trabajo. Gracias al Pope, compañero de la vida y las peras.

TABLA DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Objetivos	5
1.1.1	Objetivo general	5
1.1.2	Objetivos específicos	5
1.2	Hipótesis de trabajo	5
2	METODOLOGÍA	6
2.1	Adquisición de datos	6
2.2	Análisis batimétrico	6
2.3	Filtros	6
2.3.1	Steering cube	6
2.3.2	Fault enhancement filter (Filtro de realce de falla)	7
2.3.3	Pseudo-relief filter (Filtro de seudo relieve)	8
2.4	Modelo de velocidades	8
2.5	Modelo de cuña no-cohesiva de Coulomb	9
3	RESULTADOS	12
3.1	Caracterización de las unidades morfoestructurales	12
3.1.1	Talud Inferior / Prisma activo	13
3.1.2	Talud Medio	14
3.1.3	Talud Superior	16
3.2	Estructuras y Cuencas	17
3.3	Modelo de cuña compresiva de Coulomb	21
4	DISCUSIONES	24
4.1	Estructuras y características principales	24
4.2	Efectos de la sedimentación, subducción de montes submarinos y otros procesos	26
4.3	Modelo de la cuña y dominios estructurales	28
4.4	Relación con la sismicidad	32
4.5	Posibles fuentes de error en la metodología	33
5	CONCLUSIONES	35
6	BIBLIOGRAFÍA	36
7	ANEXOS	40
	Anexo A	40
	Anexo B	41
	Anexo C	42
	Anexo D	43

Anexo E.....	44
Anexo F.....	45
Anexo G.....	46
Anexo H.....	47
Anexo I.....	48

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Esquemas donde se muestra la estructura cortical del margen chileno de un modo erosivo, a los 31°S (A) y acrecionario, a los 38°S (B). Tomado de Becerra, 2016 (Modificado de Contreras-Reyes et al., 2008, 2014). En la Figura 2 se ilustra la ubicación de estos perfiles.....	1
Figura 2. Contexto geodinámico del margen occidental de Sudamérica entre los 18 y 48° de latitud Sur. Las líneas rojas en el mapa marcan los límites entre las placas tectónicas de Nazca, Antártica y Sudamericana. Se muestran los modos acrecionario y erosivo del margen, además de la posición de los perfiles A y B mostrados en la Figura 1. Modificado de Becerra et al. (2013).....	2
Figura 3. Arriba: mapa batimétrico con los principales accidentes geográficos del área de estudio. Las líneas negras gruesas corresponden a los perfiles sísmicos utilizados en este trabajo. Abajo se muestra la misma zona en 3 dimensiones. Las líneas segmentadas denotan la traza de la dorsal de Juan Fernández, cuyo límite oriental corresponde al Guyot y Monte Submarino O'Higgins.	4
Figura 4. Ejemplo de un Steering Cube (izq.) de la línea VG-18 (der.).....	7
Figura 5. A la izquierda se muestra una parte de la sección VG-18 original y a la derecha el mismo sector tratado con el fault enhancement filter. Se observa una notable reducción del ruido.....	7
Figura 6. A la izquierda se muestra una parte del perfil C-15 original y a la derecha la misma sección con el pseudo-relief filter en escala de grises. Se puede observar como los datos son modificados para crear la apariencia de relieve en los reflectores.....	8
Figura 7. Curvas que muestran la velocidad en función del two-way time (tw, izq.) y de la profundidad (der.) bajo el fondo marino.	9
Figura 8. Esquema donde se muestran los parámetros considerados en la teoría de cuña de Coulomb aplicado al margen chileno. Modificado de Maksymowicz (2015).	10
Figura 9. Envoltente de ruptura para la cuña en un gráfico α β . Las líneas negras gruesas corresponden a los sectores donde se generan fallas normales (arriba) e inversas (abajo). Tomado de Maksymowicz (2015).	10
Figura 10. Mapa donde se muestran los quiebres de pendiente identificados en los perfiles batimétricos y las principales unidades morfoestructurales definidas.....	12
Figura 11. Vista en 3D de las unidades morfoestructurales y principales rasgos batimétricos....	13
Figura 12. Interpretación en el talud inferior para las secciones VG-05 (izq.) y C-15 (der.). Notar los patrones caóticos de los reflectores.....	14
Figura 13. Cinturón plegado del talud medio en el perfil C-15, donde se observa la porción occidental de la cuenca de Valparaíso (izq.) Transición entre el talud medio e inferior en la línea VG-18, donde puede observarse un gran pliegue anticlinal que es intruido por lo que se interpreta como diapiros de lodo. Hacia el flanco del pliegue se desarrolla la Cuenca de Nagalgue cuyos depósitos se ven afectados por fallas normales posteriores.	15
Figura 14. Talud superior observado en la línea C-15 (izq.) y VG-05 (der.). Las secuencias se ven afectadas por fallas normales formando estructuras de horst y graben.	16
Figura 15. Interpretación morfoestructural de la línea C-15.	18
Figura 16. Interpretación morfoestructural de la línea VG-18.	19
Figura 17. Interpretación morfoestructural de la línea VG-05.	20
Figura 18. Esquema del análisis de cuña de Coulomb realizado en la sección CONDOR-15. Arriba, los círculos representan los ángulos de ruptura principales predichos por el modelo para el talud inferior, medio y superior. Al centro se muestra la geometría y	

	direcciones características de las fallas interpretadas en los distintos tramos. Abajo, la envolvente de ruptura que representa a cada unidad morfoestructural.	21
Figura 19.	Esquema del análisis de cuña de Coulomb realizado en la sección VG-18. Arriba, los círculos representan los ángulos de ruptura principales predichos por el modelo para el talud inferior, medio y superior. Al centro se muestra la geometría y direcciones características de las fallas interpretadas en los distintos tramos. Abajo, la envolvente de ruptura que representa a cada unidad morfoestructural.	22
Figura 20.	Esquema que resume los resultados del análisis de cuña de Coulomb realizado en la sección VG-05. Arriba, los círculos representan los ángulos de ruptura principales predichos por el modelo para el talud inferior, medio y superior. Al centro se muestra la geometría y direcciones características de las fallas interpretadas en los distintos tramos. Abajo, la envolvente de ruptura que representa a cada unidad morfoestructural.....	23
Figura 21.	Se muestran una serie de ejemplos de trabajos realizados en el Prisma de Sinu, Colombia, para destacar las similitudes con lo establecido en este estudio. (A) Interpretación sísmica en la cuña acrecionaria de San Jacinto-Sinu (J. F. Flinch & V. Castillo, 2015). (B) Pliegue por flexura de falla intruido en su eje por diapiro de lodo, Prisma de Sinu (Toto & Kellogg, 1992). (C) Relleno en cuencas thrust top, Prisma de Sinu (Tomado de virtual seismic atlas, por Jamie Vinnels & Rob Butler, 2010.). (D) Sección sísmica y batimetría del Prisma de Sinu (Vinnels et al., 2010). (E) Complejo acrecionario en el mar Caribe, costas de Colombia (Mantilla-Pimiento et al., 2005).	25
Figura 22.	Modelos esquemáticos con los cinco tipos de cuencas de antearco propuestos por Noda (2016).....	26
Figura 23.	Esquema que muestra la relación entre la sedimentación y erosión syn-tectónica y la geometría de las estructuras compresivas, tomada de Wu & McClay (2011).....	27
Figura 24.	Vista 3D de los dominios estructurales en el área de estudio. El dominio extensional (verde) incluye a la plataforma continental y el talud superior, mientras que el compresivo (rojo) al talud medio e inferior. En azul se observan los principales cañones submarinos y en gris los ridge de Punta Salinas y Topocalma.	29
Figura 25.	Esquema que muestra la variación de la permeabilidad, presión interna de fluidos y fricción basal en la cuña continental, que explicaría las características de los distintos segmentos.	30
Figura 26.	Esquema que ilustra los mecanismos de gravity gliding (A), gravity spreading (B) y una combinación de ambos (C). Tomado de Morley et al. (2011).	31
Figura 27.	(A) Cuenca Columbus, área de Barbados, Trinidad y Tobago. (B) Sección N-S del Prisma de Makran. (C) Mexican Ridges. (D) Cuenca Krishna-Godavari, India. (E) Cuenca Orange, costas de Namibia. (F) Abanico del Amazonas. Figuras tomadas de Morley et al. (2011).	32
Figura 28.	Mapa que muestra la sismicidad registrada en Diciembre del 2008 (círculos verdes) y Marzo de 2009 (círculos morados), tomado de Contreras Reyes et al. (2015).	33
Figura 29.	Mapa de la ubicación de los perfiles sísmicos CONDOR y RV Vidal Gormaz.	40
Figura 30.	Modelos simplificados de velocidad empleados para conversión a profundidad de los datos sísmicos, basado en los trabajos de Contreras-Reyes et al. (2008; 2010), Moscoso et al. (2011) y Moscoso & Contreras-Reyes (2012).	41
Figura 31.	Mapa con la ubicación de los 25 perfiles batimétricos (líneas púrpuras) generados en la zona.	42
Figura 32.	Perfil CONDOR-15 original.	43
Figura 33.	Perfil CONDOR-15 tratado con Fault Enhancement Filter y migrado a profundidad.	44
Figura 34.	Perfil VG-18 original.	45

Figura 35. Perfil VG-18 tratado con Fault Enhancement Filter y migrado a profundidad.....	46
Figura 36. Perfil VG-05 original.	47
Figura 37. Perfil VG-05 tratado con Fault Enhancement Filter y migrado a profundidad.....	48

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Resumen de los resultados del análisis de cuña de Coulomb para el perfil CONDOR-15	21
Tabla 2. Resumen de los resultados del análisis de cuña de Coulomb para el perfil VG-18	22
Tabla 3. Resumen de los resultados del análisis de cuña de Coulomb para el perfil VG-05	23

1 INTRODUCCIÓN

Las regiones de antearco, desarrolladas a lo largo de arcos magmáticos continentales e insulares, donde una placa oceánica subduce bajo la corteza, corresponden a zonas de importancia para el estudio de una serie de eventos, mecanismos y estructuras geológicas, como los grandes terremotos interplaca, los procesos de transporte, circulación y depositación de sedimentos, la acumulación y formación de yacimientos de hidrocarburos (gas y petróleo) y la dinámica general de las zonas de subducción (Noda, 2016 y referencias ahí citadas).

El estudio de los procesos que dieron paso a la actual configuración de la región marina del antearco chileno puede ser un aporte importante en la reconstrucción de la evolución tectónica de los Andes centrales. Esto constituye un problema fundamental, ya que esta zona ha sido escenario de los desastres naturales más devastadores en la historia de Chile, incluyendo el terremoto más grande desde que se tienen registros sísmicos y una cantidad de tsunamis que han causado estragos incluso en costas separadas por miles de kilómetros de distancia. Conocer la historia del margen occidental de Sudamérica es entonces un importante paso para entender mejor estos eventos y estimar el riesgo que suponen.

Los márgenes convergentes se han subdividido clásicamente en dos tipos, dependiendo de los procesos que en ellos tienen lugar: acreción o erosión tectónica y que guardan relación con la tasa de subducción y el aporte de sedimentos hacia la fosa (Clift and Vannucchi., 2004). La Placa de Nazca converge con la Placa Sudamericana actualmente a una velocidad de 6.6 cm/año (Angermann et al., 1999), y el margen continental es segmentado por la subducción de la Dorsal de Chile hacia el Sur y por el Ridge de Juan Fernández frente a las costas de Valparaíso, que actúa como una barrera para el transporte de sedimentos a través la fosa hacia el norte, separando una zona rellena de sedimentos al Sur de la zona de colisión (y que determina un margen acrecionario), de una zona con escaso aporte de material sedimentario al Norte (correspondiente a un margen erosivo) (von Huene et al., 1997).

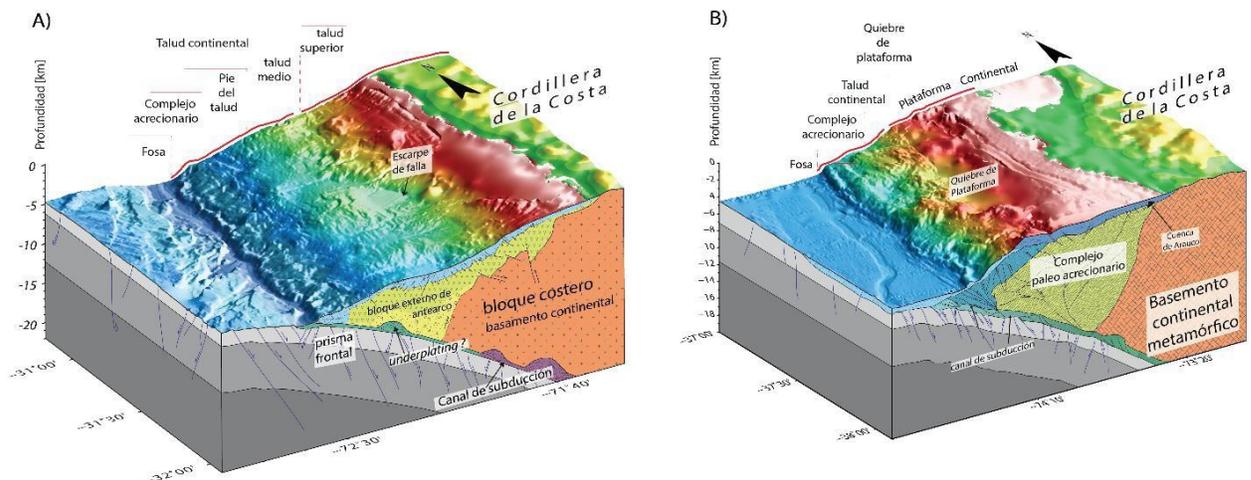


Figura 1. Esquemas donde se muestra la estructura cortical del margen chileno de un modo erosivo, a los 31°S (A) y acrecionario, a los 38°S (B). Tomado de Becerra, 2016 (Modificado de Contreras-Reyes et al., 2008, 2014). En la Figura 2 se ilustra la ubicación de estos perfiles.

El segmento acrecionario, al sur de la colisión del Ridge de Juan Fernández (ver Figura 2), se caracteriza por una desarrollada plataforma continental (20 – 100 km de ancho; Contreras-Reyes et al, 2013) que alberga cuencas sedimentarias rellenas de potentes sucesiones marinas, sobreyaciendo en discordancia al basamento paleozoico; un amplio talud superior y medio con una suave inclinación hacia el oeste y cuencas asimétricas (Laurson et al., 2002; Contardo et al., 2008) y, finalmente, un pequeño prisma de acreción (Contreras-Reyes et al., 2015).

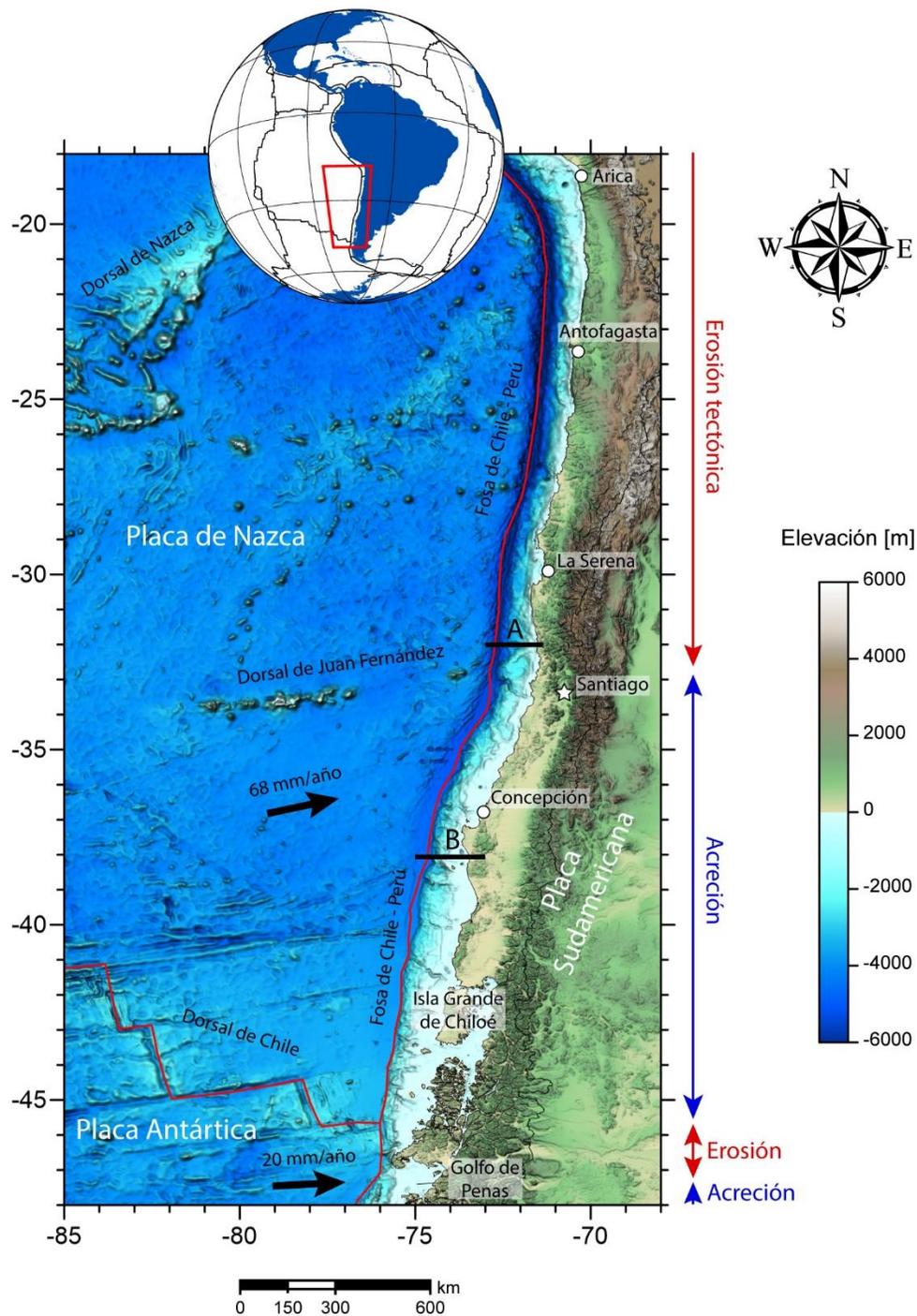


Figura 2. Contexto geodinámico del margen occidental de Sudamérica entre los 18 y 48° de latitud Sur. Las líneas rojas en el mapa marcan los límites entre las placas tectónicas de Nazca, Antártica y Sudamericana. Se muestran los modos acrecionario y erosivo del margen, además de la posición de los perfiles A y B mostrados en la Figura 1. Modificado de Becerra et al. (2013).

Se aprecian variaciones significativas en el ancho de la plataforma y el talud a lo largo del margen en el tramo acrecionario, relacionadas a cambios en el grado de erosión tectónica, acreción y alzamiento del prisma en diferentes latitudes, y se postula que son el resultado del aporte diferenciado de sedimentos hacia la fosa (Contardo et al., 2008).

El trabajo de Laursen et al. (2002), basado en perfiles de reflexión sísmica costa afuera entre los 32 y 34°S, señala que la cuenca de Valparaíso (ver Figura 3) se formó progresivamente sobre una terraza de talud en proceso de subsidencia, que sufrió episodios de compresión que aumentaban su intensidad hacia la fosa. Por otra parte, hacia el sur, el margen mantiene una amplia plataforma y un talud con sedimentos relativamente no deformados. Además, asocian la formación de esta cuenca de antearco a dos procesos: (1) erosión basal de la placa continental; y (2) deformación compresiva inducida por la subducción de montes submarinos de la Dorsal oceánica de Juan Fernández.

Por otra parte, los estudios de Contardo et al. (2008 & 2011), basados también en perfiles de reflexión sísmica entre los 33 y 37°S, indican que las cuencas ubicadas en el talud corresponden a geometrías asimétricas de hemigraben, controladas por fallas de alto ángulo que inducen subsidencia y/o alzamiento diferencial, donde el primero sería consecuencia de la erosión tectónica basal influenciada por la subducción de montes submarinos y el segundo por la acreción basal de sedimentos en la interfaz entre las placas.

Continuando hacia el sur, ya frente a la Península de Arauco, Becerra et al. (2013), señala que la morfología de las secuencias sedimentarias más recientes en la zona (del Plioceno al Cuaternario) estarían controladas por geometrías contraccionales como monoclinales, pliegues asimétricos, pliegues por propagación de falla y fallamiento inverso en general.

Considerando lo anterior, destaca la variación en los estilos y procesos de deformación y generación de cuencas a lo largo del margen en el tramo acrecionario, al Sur de la zona de colisión de la Dorsal de Juan Fernández, y surge la interrogante de si la cuña continental se encuentra segmentada latitudinalmente en diferentes dominios estructurales, y si existen mecanismos de extensión regional que permitan explicar este cambio. Para caracterizar esta zona e intentar esclarecer lo anterior, se realizará un mapeo de las principales morfologías y estructuras en el área de estudio, utilizando los datos batimétricos y sísmicos mostrados en la figura 2, cuya adquisición se detalla en la Sección 2.1, y en base a esto se modelará el margen mediante la teoría de cuña de Coulomb.

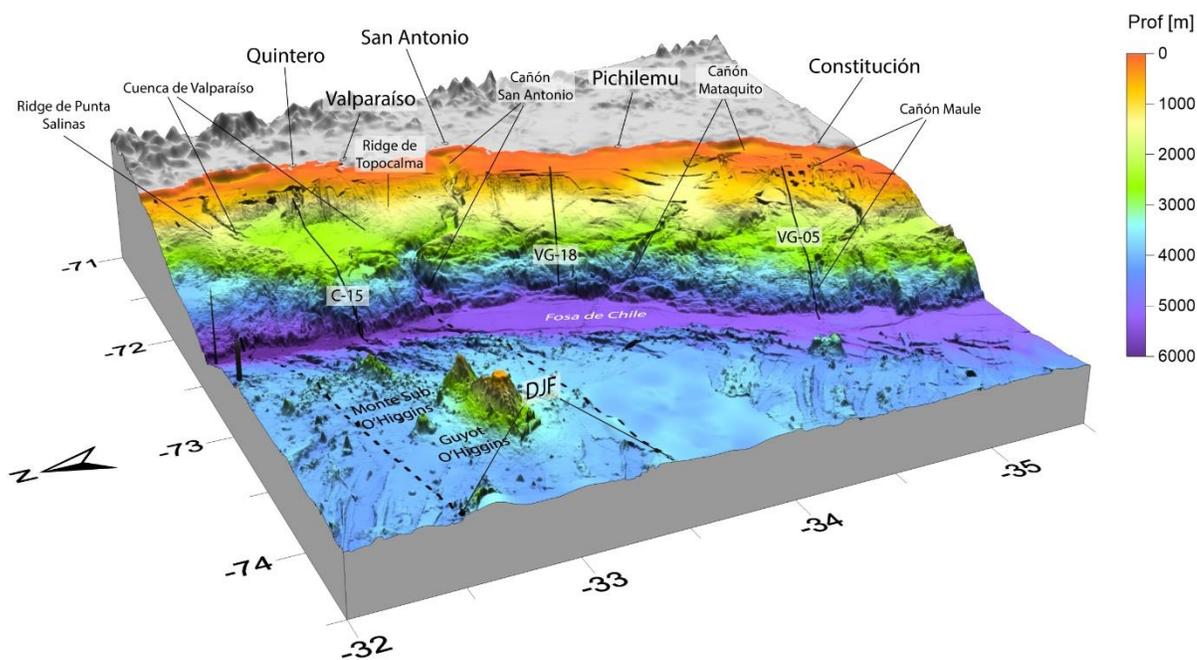
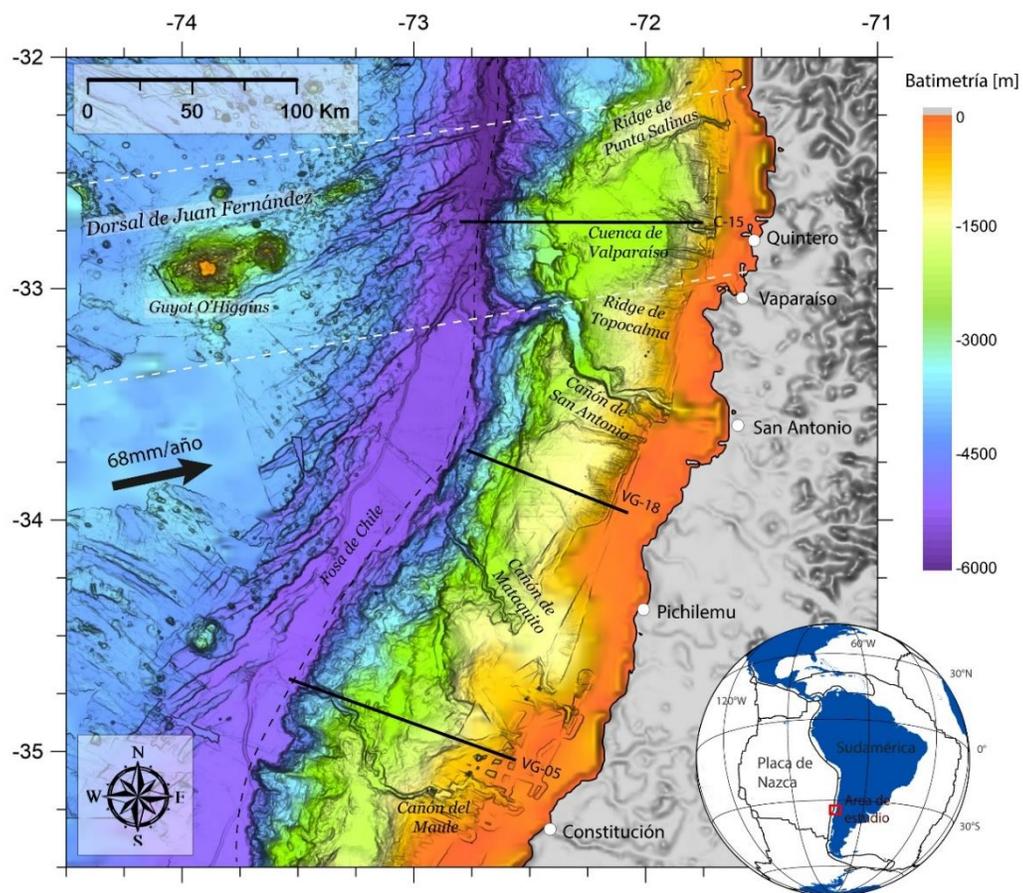


Figura 3. Arriba: mapa batimétrico con los principales accidentes geográficos del área de estudio. Las líneas negras gruesas corresponden a los perfiles sísmicos utilizados en este trabajo. Abajo se muestra la misma zona en 3 dimensiones. Las líneas segmentadas denotan la traza de la dorsal de Juan Fernández, cuyo límite oriental corresponde al Guyot y Monte Submarino O'Higgins.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo general

Comprender la estructura y los procesos de deformación responsables de la actual configuración de la región marina del antearco y su variación a lo largo y ancho del margen chileno entre los 31°S y 35.5°S.

1.1.2 Objetivos específicos

Identificar las principales unidades morfoestructurales que conforman al talud en la zona de estudio en base a datos batimétricos.

Caracterizar las principales estructuras en profundidad de las distintas unidades morfoestructurales a partir de datos de reflexión sísmica.

Determinar los principales dominios estructurales presentes en la zona de estudio y sus implicancias tectónicas.

Establecer los principales factores que controlan la estructura interna del antearco marino y su variación en la zona de estudio.

1.2 Hipótesis de trabajo

La estructura interna del margen continental puede explicarse en función de los procesos de transferencia y transporte de masa entre las placas tectónicas, cambios reológicos y accidentes batimétricos de la placa oceánica, entre otros. Además, la geometría superficial del talud estaría profundamente relacionada con dicha estructura interna y, con las simplificaciones suficientes, puede entenderse mediante la teoría de ángulo de cuña crítico de Coulomb.

2 METODOLOGÍA

2.1 Adquisición de datos

Los datos de reflexión sísmica de alta resolución frente al corredor de Valparaíso (ver Anexo A) fueron obtenidos como parte de la investigación multidisciplinaria CONDOR (Chilean Offshore Natural Disaster and Ocean Environmental Research) llevada a cabo el año 1995, utilizando el equipo de adquisición sísmico de la Universidad de Aarhus, Dinamarca (von Huene et al., 1995). Las sísmicas al sur del Cañón de San Antonio (ver Anexo A) fueron adquiridas entre los años 2002 y 2004 a bordo del buque científico de la Armada AGOR (Auxiliary General Oceanographic Research) Vidal Gormaz en el marco del proyecto FONDEF “Submarine Gas Hydrates: A New Source of Energy for the Twenty-First Century”, por el grupo del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Aarhus, Dinamarca (Arnhild, 2005; Contardo et al., 2008).

Para abarcar la región de interés, son seleccionados tres de los perfiles disponibles perpendiculares al eje de la fosa, correspondientes a las líneas CONDOR 15, VG-05 y VG18, como se observa en la Figura 2. Para ver en detalle dirigirse a Anexos.

2.2 Análisis batimétrico

Para caracterizar la batimetría se generaron 25 perfiles perpendiculares al margen que abarcan completamente la zona de estudio entre la fosa y la línea de costa (ver Anexo C), y se identifican los principales rasgos geomorfológicos presentes.

2.3 Filtros

Con el fin de mejorar la visualización y facilitar la interpretación de los datos sísmicos disponibles, se emplearon una serie de técnicas de filtrado mediante el software *OpenTect*, detalladas a continuación.

2.3.1 Steering cube

El *steering cube* es una matriz que contiene la información de la pendiente o gradiente (*dip*) en la dirección *inline* y *crossline* (x e y, sólo una en el caso 2D) para cada punto de las líneas de reflexión sísmica (Figura 4). Es utilizado en una variedad de filtros de interés estructural.

Típicamente se utilizan dos tipos de *steering cubes*, el *Detailed Steering Cube*, que preserva el detalle al no aplicar filtros de ruido, calculando la inclinación con los datos originales (información local), útil en filtros para detección de fracturas; y el *Background Steering Cube*, que suaviza los datos lateralmente, generalmente mediante un filtro de mediana, atenuando el ruido y los detalles; reflejando tendencias estructurales mayores (información regional), necesario generalmente en filtros del tipo *dip-steered*, como se detalla en la siguiente sección..

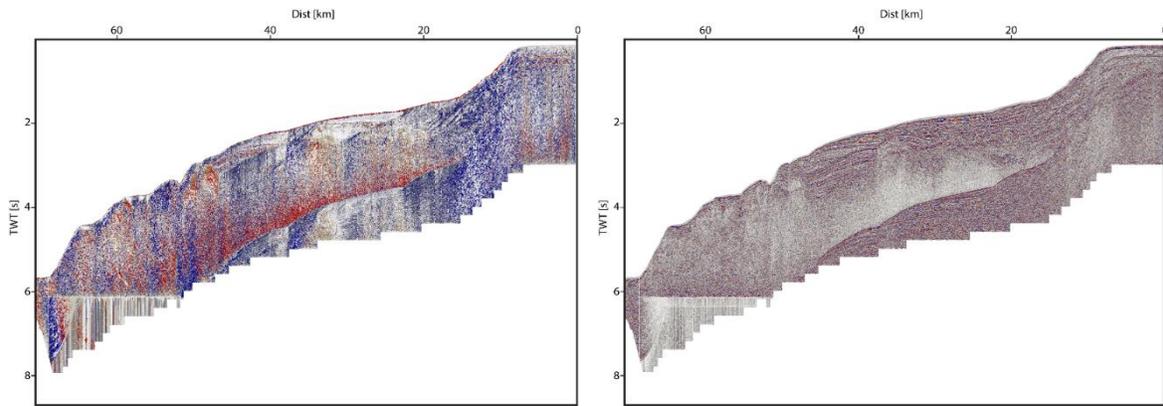


Figura 4. Ejemplo de un *Steering Cube* (izq.) de la línea VG-18 (der.).

2.3.2 Fault enhancement filter (Filtro de realce de falla)

Se basa en una serie de filtros que en conjunto mejoran la calidad visual de los datos sísmicos, reduciendo el ruido aleatorio y resaltando los eventos coherentes, con la virtud de preservar en mayor o menor medida las discontinuidades (dependiendo de los parámetros empleados en el cálculo).

Los principales atributos corresponden al *Diffusion Filter* (DF), que mejora la definición de las discontinuidades migrando la información (amplitud) hacia la falla por ambos lados, pero crea artefactos en las zonas de ruido; y el *Dip Steered Median Filter* (DSMF), consistente en un filtro de mediana que considera la información de la pendiente de los reflectores (mediante un *Steering Cube*) y que genera una notable reducción del ruido aleatorio, aunque suavizando los reflectores a ambos lados de una discontinuidad (se pierde información). Se aplican conjuntamente a través de un valor de corte determinado para el atributo *Similarity*, que establece cuál de los filtros es empleado en cada punto del perfil de reflexión sísmica: para valores de *Similarity* inferiores al de corte se aplicará el DF, mientras que para valores mayores se aplicará el DSMF. Esta combinación permite un equilibrio entre el aumento de definición para las fallas y la reducción del ruido aleatorio.

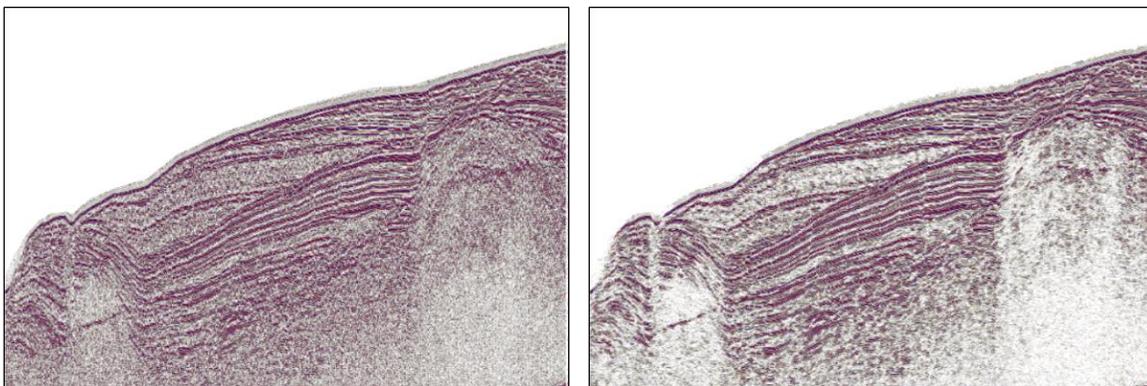


Figura 5. A la izquierda se muestra una parte de la sección VG-18 original y a la derecha el mismo sector tratado con el *fault enhancement filter*. Se observa una notable reducción del ruido.

2.3.3 Pseudo-relief filter (Filtro de seudo relieve)

Consiste en el cálculo de la transformada inversa de Hilbert sobre el valor cuadrático medio (RMS) de la señal en una ventana de tiempo, generando una representación similar a una topografía o afloramiento al ser visualizada con una escala de colores monocromática o de grises, lo que puede facilitar la identificación de discontinuidades e interpretación de los datos en general.

El cálculo del RMS de la amplitud, en términos prácticos, invierte el signo negativo de cada lóbulo de la señal, y cabe destacar que al ser un operador no lineal, el espectro de frecuencias será modificado (aumentando el contenido de frecuencias). Luego, al aplicar la transformada inversa de Hilbert, un operador lineal, la fase es rotada en -90° y se convierten los valores positivos del cálculo anterior en valores tanto positivos como negativos (Vernengo & Trincherro, 2015).

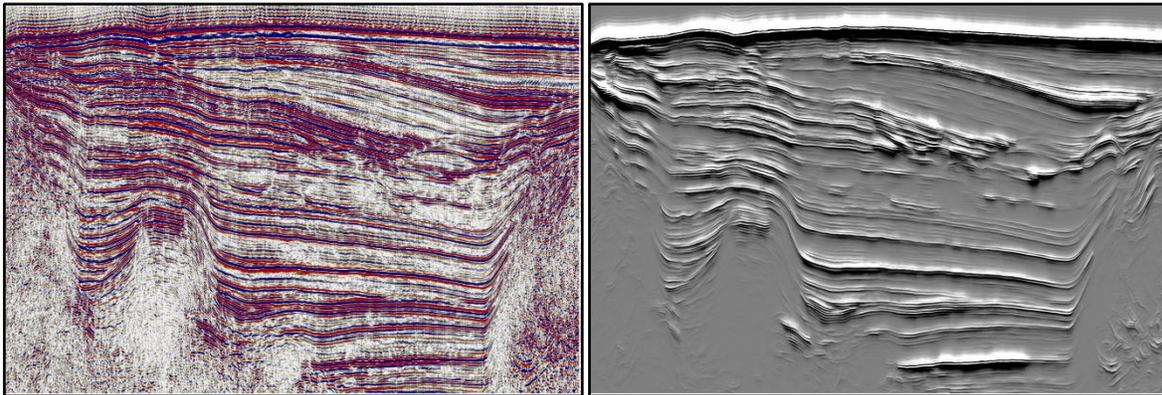


Figura 6. A la izquierda se muestra una parte del perfil C-15 original y a la derecha la misma sección con el pseudo-relief filter en escala de grises. Se puede observar como los datos son modificados para crear la apariencia de relieve en los reflectores.

2.4 Modelo de velocidades

Para realizar la conversión de los datos a profundidad se asume que el agua de mar y las rocas a partir del fondo marino corresponden a medios isótropos y homogéneos. Para ondas acústicas desplazándose a través del agua se asigna una velocidad constante de 1500 m/s, mientras que para las rocas una velocidad inicial en el fondo oceánico de 2500 m/s que aumenta linealmente con la profundidad a un gradiente de 0.4. Estos valores fueron definidos en base a diversos modelos de velocidad realizados en la región y zonas cercanas (Contreras-Reyes et al., 2008; 2010; Moscoso et al., 2011; Moscoso & Contreras-Reyes, 2012).

De esta forma, la transformación de tiempo a profundidad se lleva a cabo mediante la siguiente expresión (e.g. Voelker et al., 2013):

$$z = \frac{v_0}{k} (e^{kt} - 1)$$

Donde z corresponde al espesor de la capa, v_0 a la velocidad en el límite superior de la capa y k al gradiente vertical de velocidad. En la figura 6 se representa la curva en el dominio de tiempo (a) y profundidad (b). Los perfiles en tiempo y profundidad se muestran en la sección Anexos.

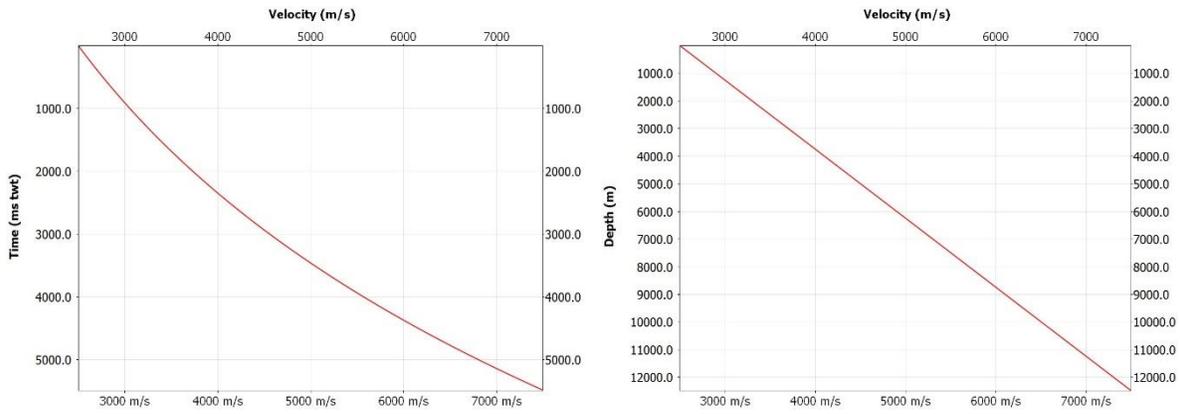


Figura 7. Curvas que muestran la velocidad en función del two-way time (twt, izq.) y de la profundidad (der.) bajo el fondo marino.

2.5 Modelo de cuña no-cohesiva de Coulomb

Se realiza finalmente un análisis simplificado de estabilidad en los diferentes tramos del talud continental, aplicando la teoría de ángulo crítico de cuña no-cohesiva de Coulomb (Dahlen, 1984; Zhao et al., 1986., Maksymowicz, 2015; Maksymowicz et al., 2015). Para ello, se estudian por separado las distintas unidades morfoestructurales determinadas y se considera la geometría del talud observada en los perfiles de reflexión sísmica

El modelo aproxima la geometría de la cuña como un triángulo definido por los ángulos del talud y la subducción. Se estima la inclinación representativa del talud (α) en la unidad morfoestructural, y se considera el ángulo de subducción (β) empleado por Maksymowicz (2015) y referencias ahí citadas. Para una cuña homogénea donde se cumple que los valores de densidad de agua (ρ_w), densidad interna (ρ_s), razón de presión interna de fluidos de Hubbert – Rubey (λ), coeficiente de fricción interna (μ) y el coeficiente de fricción basal efectiva (μ_b^*) se mantienen constantes, se tiene que los ángulos α y β se relacionan mediante la expresión:

$$\alpha + \beta = \Psi_b - \Psi_0$$

Donde Ψ_b y Ψ_0 son los ángulos entre la dirección de stress principal (σ_1) y la base/talud respectivamente (ver Figura 8), definidos por:

$$\Psi_0 = \frac{1}{2} \arcsin \left(\frac{\sin \alpha^*}{\sin \phi} \right) - \frac{1}{2} \alpha^*$$

$$\alpha^* = \arctan \left\{ \left(\frac{1 - \rho_w / \rho_s}{1 - \lambda} \right) \tan \alpha \right\}$$

$$\mu = \tan \phi$$

y

$$\Psi_b = \frac{1}{2} \arcsin \left(\frac{\sin \phi_b^*}{\sin \phi} \right) - \frac{1}{2} \phi_b^*$$

$$\mu_b^* = \tan \phi_b^*$$

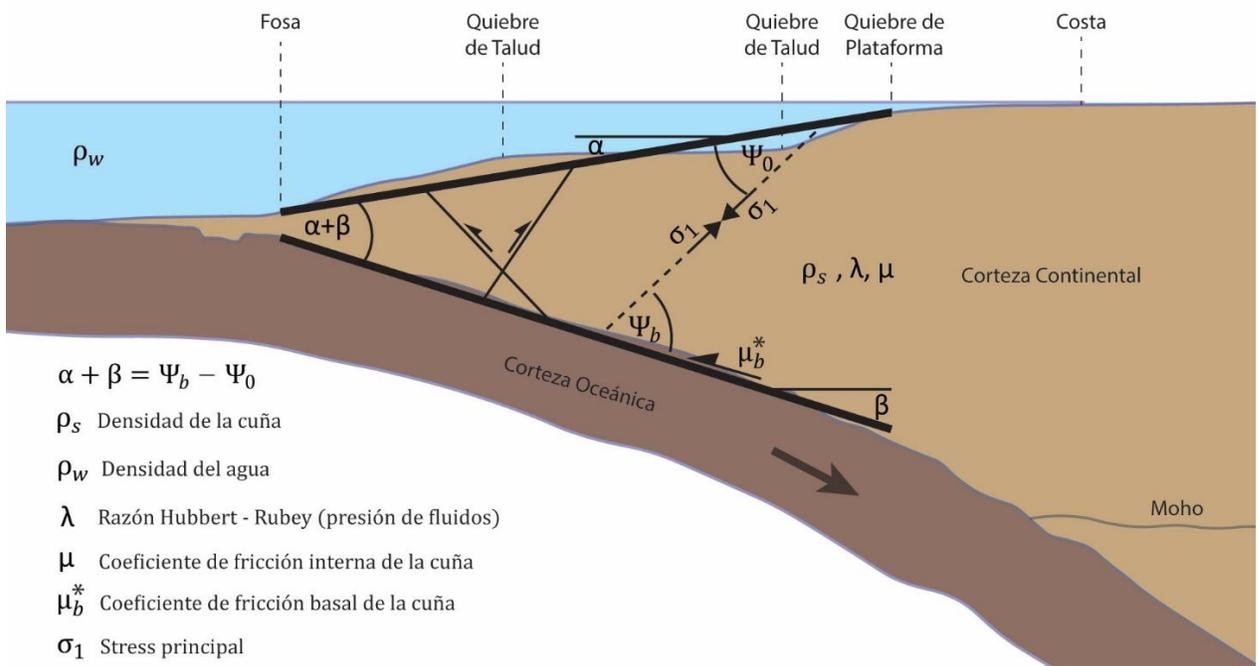


Figura 8. Esquema donde se muestran los parámetros considerados en la teoría de cuña de Coulomb aplicado al margen chileno. Modificado de Maksymowicz (2015).

Como el coeficiente de fricción interna (μ) y la dirección del esfuerzo principal σ_1 son conocidos, pueden calcularse las direcciones conjugadas de ruptura interna para la cuña en cada punto de la envolvente (para un set constante de parámetros, mencionados anteriormente), donde los distintos segmentos en esta representan los tipos de fallas generadas. En la Figura 9 se muestran los dominios de fallamiento normal e inverso de la envolvente.

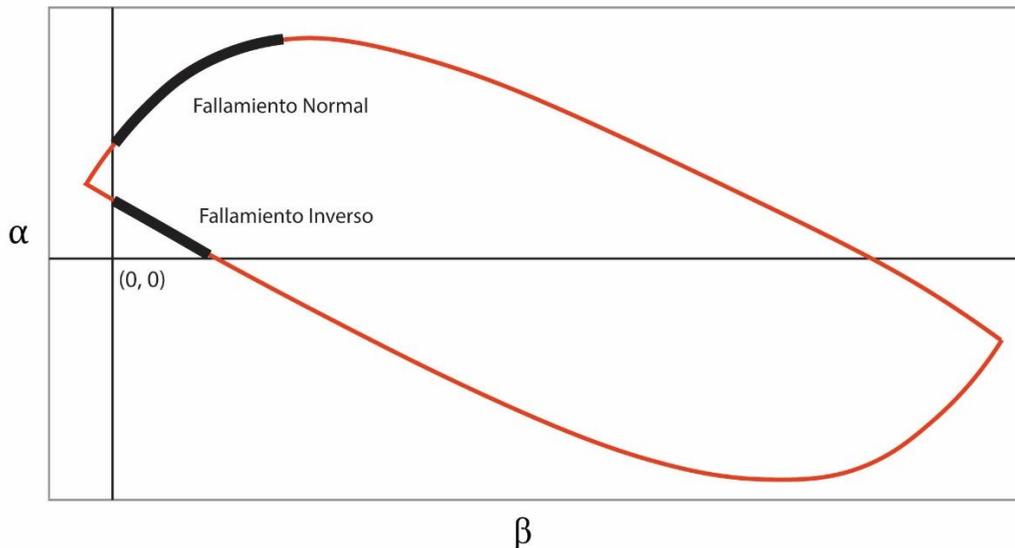


Figura 9. Envolvente de ruptura para la cuña en un gráfico α - β . Las líneas negras gruesas corresponden a los sectores donde se generan fallas normales (arriba) e inversas (abajo). Tomado de Maksymowicz (2015).

Para modelar la geometría de la cuña continental, se consideran principalmente 2 parámetros, fricción basal y razón de presión interna de fluidos, cuya variación es la que genera mayor impacto

en los resultados, como muestra Maksymowicz (2015) en un análisis de sensibilidad sobre las distintas variables involucradas. En base a esto, se establecen los parámetros fijos que caracterizarán los diferentes segmentos considerados en el estudio.

3 RESULTADOS

3.1 Caracterización de las unidades morfoestructurales

El antearco marino en la zona de estudio se encuentra segmentado longitudinalmente en relación al margen continental, con notables cambios de pendiente correspondientes a grandes escarpes y altos estructurales que delimitan las principales unidades morfoestructurales reconocidas (ver Figura 10 y 11). Estas corresponden, de Este a Oeste, al talud superior, talud medio y talud inferior. La fosa oceánica alcanza una profundidad de poco más de 6000 metros en la zona de colisión de la Dorsal de Juan Fernández, disminuyendo progresivamente hacia el sur conforme aumenta el espesor de la cubierta sedimentaria. La placa oceánica de Nazca presenta en superficie (fondo marino) un arreglo de fallas extensionales con tendencia NE-SW.

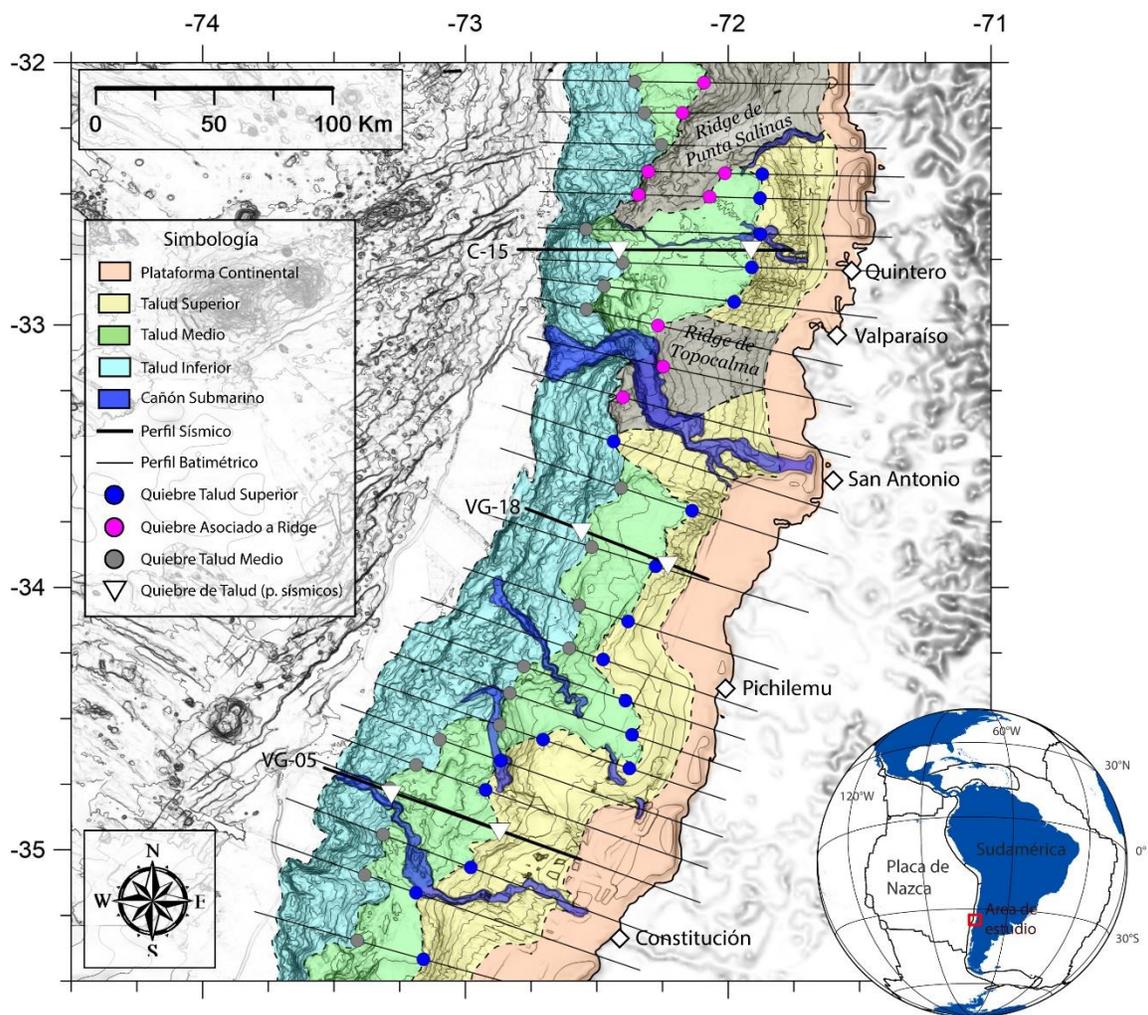


Figura 10. Mapa donde se muestran los queiebres de pendiente identificados en los perfiles batimétricos y las principales unidades morfoestructurales definidas.

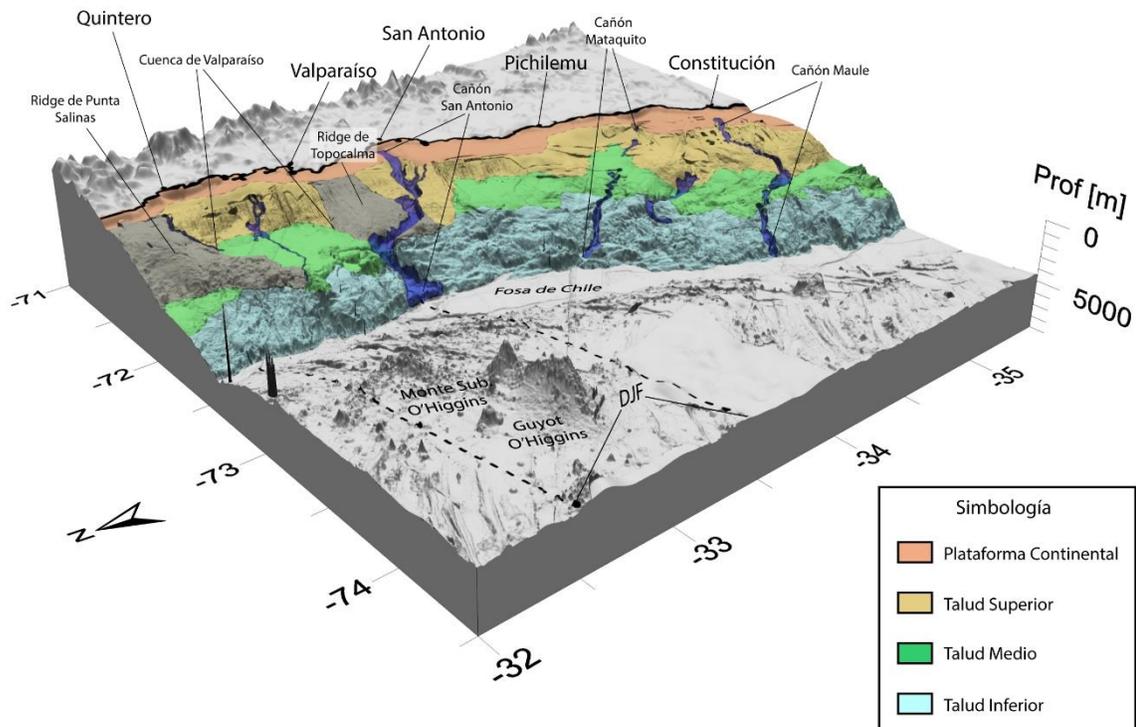


Figura 11. Vista en 3D de las unidades morfoestructurales y principales rasgos batimétricos.

3.1.1 Talud Inferior / Prisma activo

El talud inferior, donde se ubica el frente de deformación y actual complejo acrecionario, se encuentra entre la fosa y el importante cambio de pendiente asociado a los altos estructurales, manteniendo una extensión en torno a los 40 km a lo largo del área de estudio. Se observan lineamientos correspondientes principalmente a escarpes de orientación preferentemente NE, sub-paralelos al margen tectónico, asociados probablemente a fallas inversas y/o procesos de remoción en masa por colapso gravitacional. En las secciones 2D esta zona presenta patrones de reflexión interna discontinuos y muy caóticos, sugiriendo que las rocas se encuentran extremadamente deformadas (Figura 12).

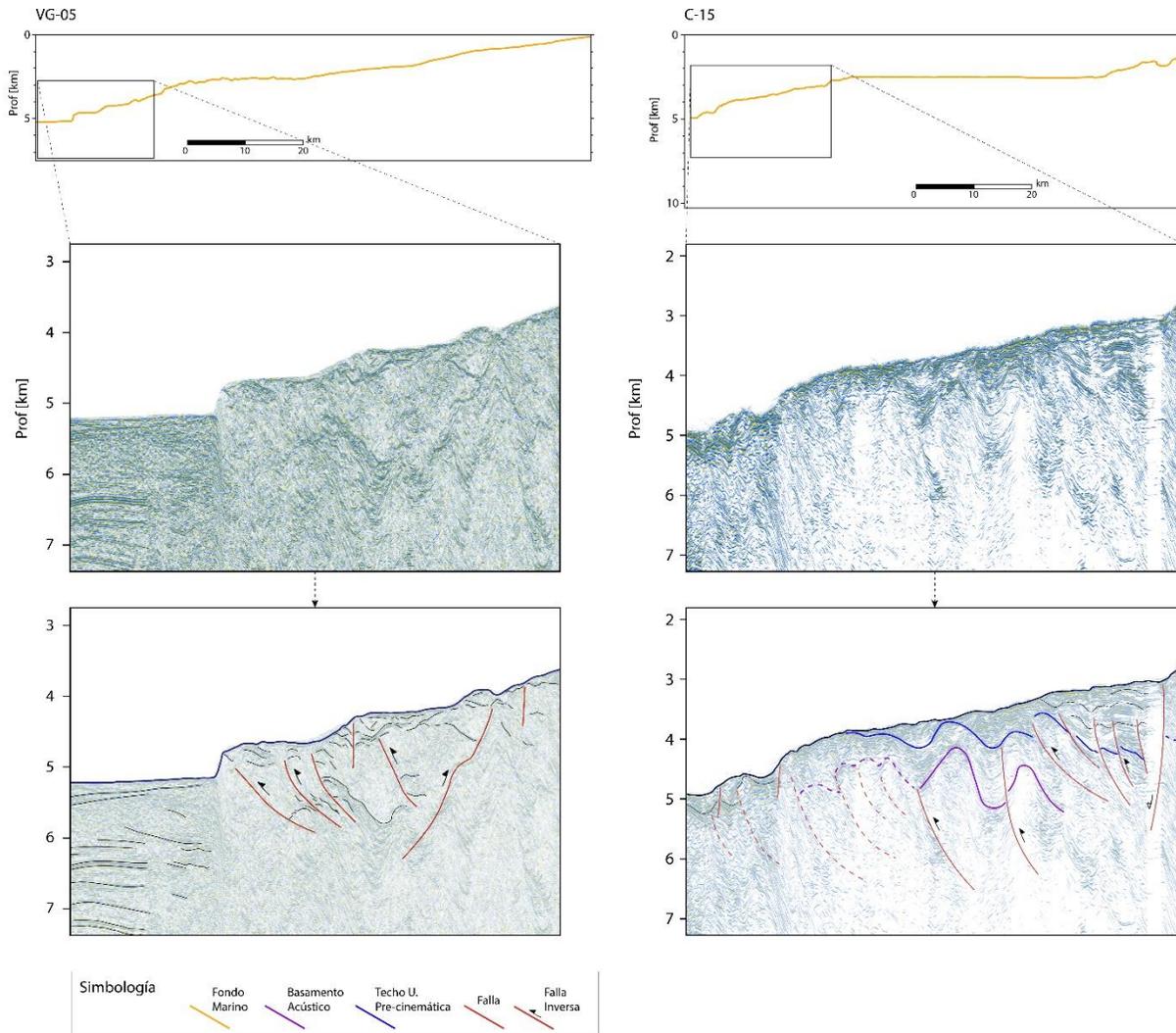


Figura 12. Interpretación en el talud inferior para las secciones VG-05 (izq.) y C-15 (der.). Notar los patrones caóticos de los reflectores.

3.1.2 Talud Medio

El talud medio se extiende desde el talud inferior hasta el quiebre correspondiente a la base del talud superior, con dimensiones variables a lo largo del margen, llegando a alcanzar varias decenas de kilómetros frente a Constitución y Valparaíso. Posee por lo general una pendiente más suave que las demás unidades (a excepción de la plataforma continental), que aumenta paulatinamente hacia el Sur, y se caracteriza por una serie de grandes estructuras inversas que alcanzarían gran profundidad, principalmente anticlinales de longitudes de onda que pueden llegar a más de 10 km y que vergen en su mayoría hacia el oeste. Las fallas inferidas en base a la geometría de los anticlinales descritos estarían afectando hasta el basamento acústico, aunque no es posible observar el nivel de despegue dada la pérdida de calidad de los datos con la profundidad.

Sobre el paleo-relieve definido por estos pliegues se reconocen secuencias de relleno sedimentario con distintas facies sísmicas asociadas, con terminaciones en onlap y overlap sobre los altos estructurales e importantes discordancias angulares y erosivas que pueden indicar cambios en los

ambientes de depositación, relacionado probablemente a fluctuaciones del nivel del mar (eustatismo). Estas cuencas tectónicas presentan características de “piggyback” o “thrust-top”, en cuanto se formarían sobre capas plegadas en un régimen de compresión (ver Figura 13), y su relleno tiene espesores que van desde unos cientos de metros hasta cerca de 3 kilómetros en la cuenca de Valparaíso. Se observan asimismo estructuras normales de menor escala sobrepuestas a los pliegues y cabalgamientos, que afectan también al relleno de las cuencas, exhibiendo geometrías locales de graben y hemi-graben. Hacia el sector sur del talud medio, en la línea VG-05, estos arreglos extensionales se hacen más evidentes, además de presentar lo que se interpretó como fallas con una componente de rumbo. Otra característica notable corresponde a cuerpos alargados con patrones de reflexión caótico y baja amplitud que, si bien puede tratarse de errores o artefactos derivados del método de adquisición de los datos sísmicos, pueden interpretarse también como diapiros de lodo que intruyen las distintas secuencias de rocas, principalmente observados en los núcleos de anticlinales, deformando las capas superiores y adyacentes. Estructuras de este estilo han sido descritas en diversas partes del mundo, como se discute en la Sección 4.1.

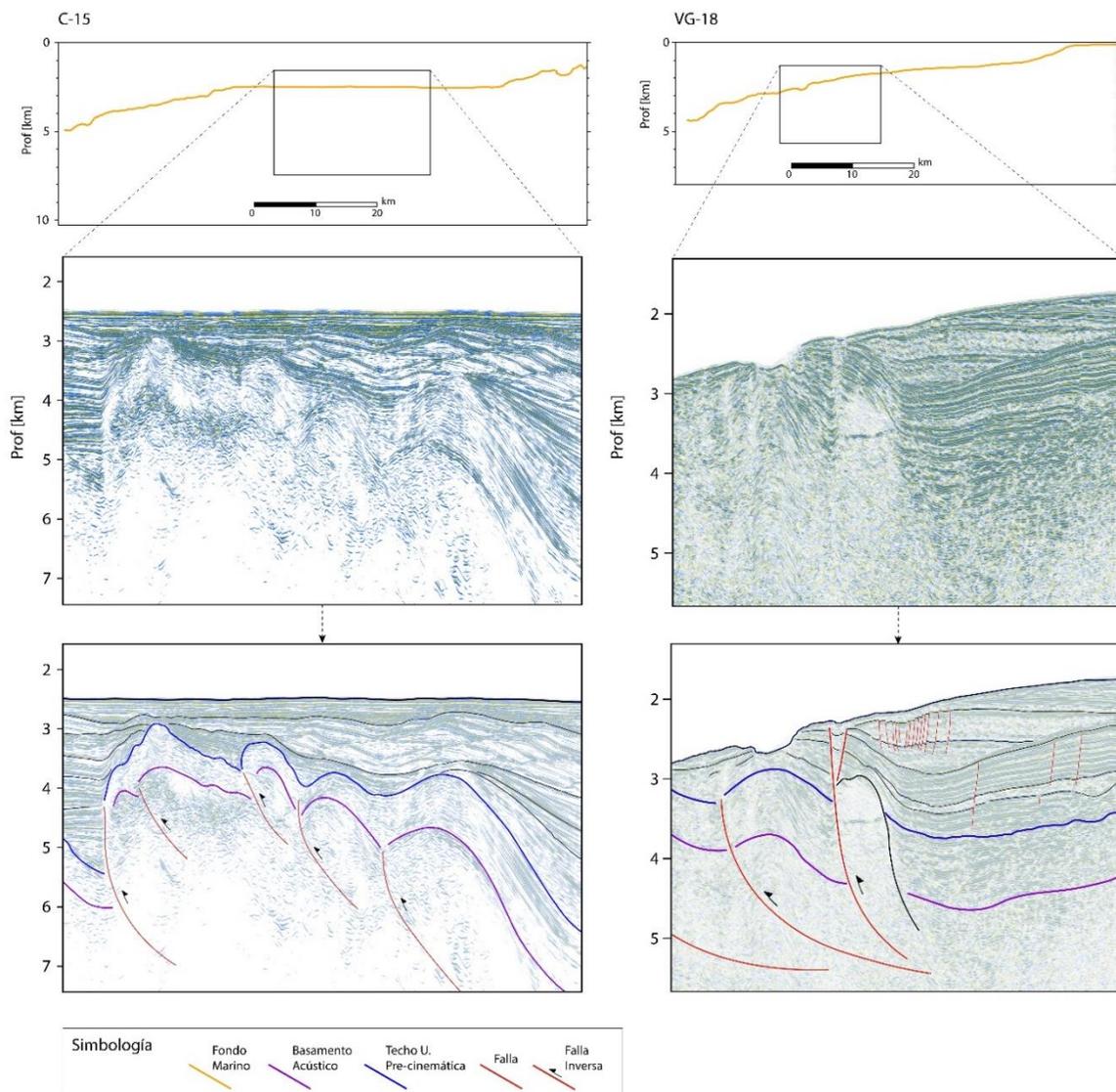


Figura 13. Cinturón plegado del talud medio en el perfil C-15, donde se observa la porción occidental de la cuenca de Valparaíso (izq.) Transición entre el talud medio e inferior en la línea VG-18, donde puede observarse un gran pliegue anticlinal que es intruido por lo que se interpreta como diapiros de lodo. Hacia el flanco del pliegue se desarrolla la Cuenca de Nagalhue cuyos depósitos se ven afectados por fallas normales posteriores.

3.1.3 Talud Superior

Comprende la zona de alta pendiente ubicada entre el talud medio y la plataforma continental, con una extensión variable en torno a los 30 km en la parte norte y centro, aumentando hasta cerca de 50 km frente a Constitución (en torno a los 35,2°S). Se identifican numerosas quebradas y escarpes relacionados a colapsos, además de cliniformas sigmoideas probablemente relacionadas a abanicos y deltas submarinos, y que podrían ser indicios de variaciones en el nivel de mar. Sin embargo, el rasgo más distintivo del talud superior corresponde a una serie de grandes fallas normales vergentes principalmente al este, con grabens y hemigrabens que tienden a caer en dirección a la fosa, y numerosas fallas de menor escala que forman arreglos de bloques de estilo dominó (ver Figura 14) con vergencias tanto al Este como al Oeste.

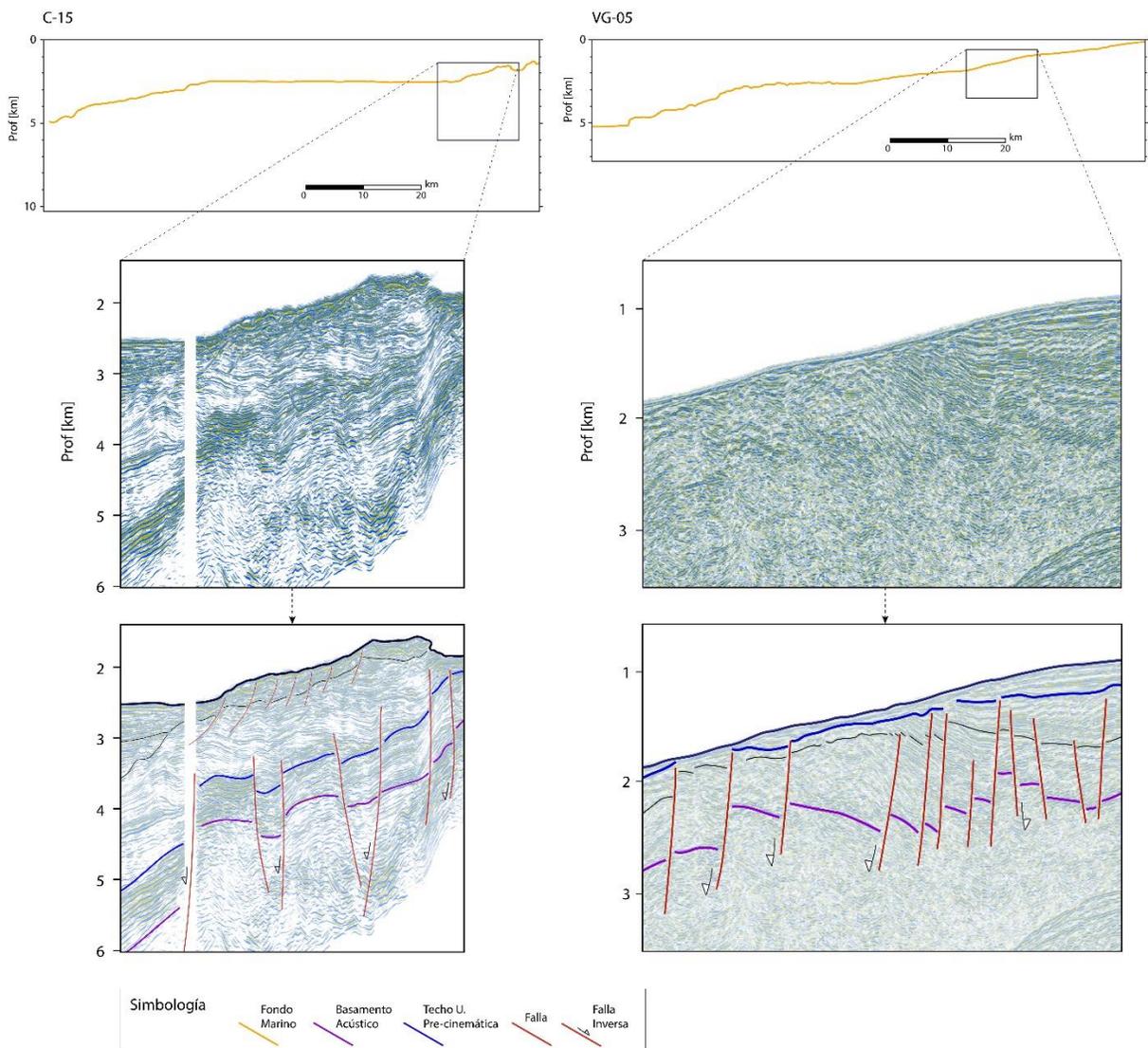


Figura 14. Talud superior observado en la línea C-15 (izq.) y VG-05 (der.). Las secuencias se ven afectadas por fallas normales formando estructuras de horst y graben.

3.2 Estructuras y Cuencas

Las principales estructuras identificadas en la zona de estudio corresponden a altos estructurales interpretados como pliegues anticlinales con longitudes de onda de incluso varias decenas de kilómetros, donde algunos presentan reflexiones caóticas y discontinuas en sus núcleos. En los flancos y sobre estos pliegues residen varias de las cuencas de naturaleza tectónica, con depósitos syn y post-cinemáticos, donde las disposiciones de los estratos de crecimiento reflejan secuencias asociadas a periodos de compresión y de extensión. También se cuentan los grandes escarpes asociados a sistemas normales y que comprenden posiblemente parte de las fuentes de flujos de detritos y remociones en general.

En el extremo norte del área de estudio se encuentra la cuenca de Valparaíso, sobre parte de la zona de colisión del ridge de Juan Fernández y hacia el sur de esta. Es delimitada en su parte oriental por una estructura normal de alto ángulo vergente al este, con rechazo de alrededor de 1 km. Su borde occidental consiste en una serie de limbos traseros de anticlinales que forman un cinturón plegado, donde se alcanzan bloques de basamento acústico progresivamente hacia el Oeste. Su relleno consiste en distintas secuencias sísmo estratigráficas, que se encuentran en onlap sobre los altos en ambos flancos, con patrones bien definidos en las secciones 2D, mostrando predominantemente reflexiones paralelas, discordancias angulares y clinofomas. Corresponde a la cuenca más extensa y profunda de la zona. En la Figura 15 puede observarse en detalle la interpretación del perfil sísmico que atraviesa cuenca.

Más al sur, frente a Navidad (Figura 16), se reconocen una serie de grandes pliegues vergentes al Oeste, con desplazamientos superiores a 1 km. Su longitud de onda aumenta hacia el continente y entre los limbos se desarrollan cuencas similares a la descrita anteriormente, con rellenos desde algunos cientos metros hasta cerca de 2 km. Se observan crecimientos opuestos a las fallas relacionadas a los anticlinales, lo que podría indicar depositación syn-cinemática, y se ven afectadas por fallamiento normal posterior. Son identificadas de igual forma estructuras alzadas próximas a los núcleos de los pliegues en la porción occidental, que cortan/deforman las secuencias sedimentarias y que pueden ser interpretadas como intrusiones de lodo o estructuras de flor positiva.

A la altura de Constitución, en el extremo meridional del área de estudio, también se identifican morfologías anticlinales (Figura 17), aunque un tanto menores y con vergencia igualmente hacia la fosa. Entre estos profusos altos estructurales se observan numerosas cuencas de pequeña extensión hacia el sector Oeste del talud medio, mientras que en el tramo oriental estas son considerablemente más extensas y profundas, con marcados estratos de crecimiento hacia el Este. Así como en los sectores mencionados anteriormente, las secuencias sedimentarias se encuentran afectadas por numerosas fallas normales posteriores a su depositación, mostrando nuevamente morfologías de graben y hemigraben. Este último rasgo es más intenso en el talud superior, donde se observa un fuerte fallamiento en dominó y bloques basculados hacia el Este.

Perfil CONDOR-15

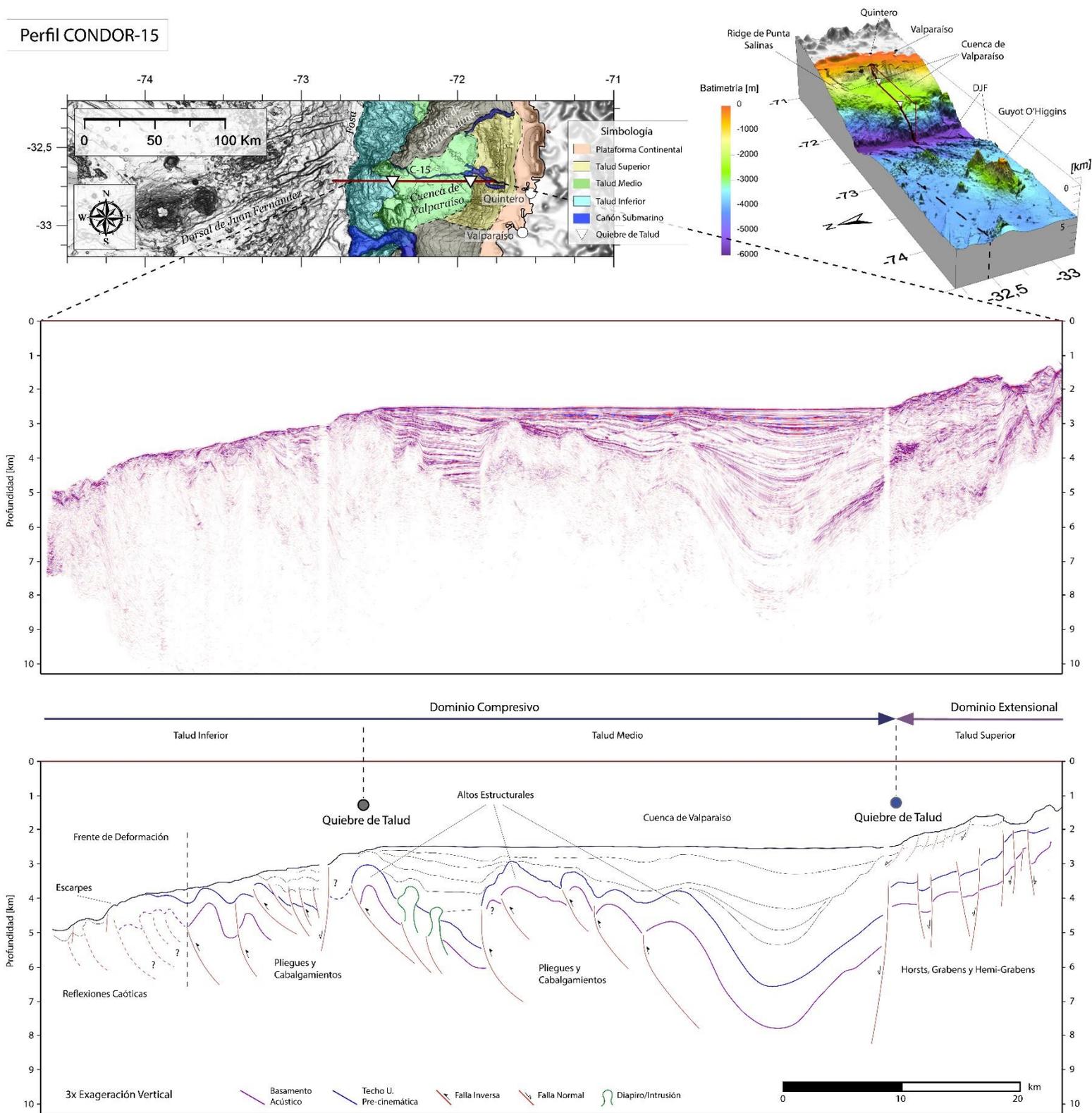


Figura 15. Interpretación morfoestructural de la línea C-15.

Perfil VG-18

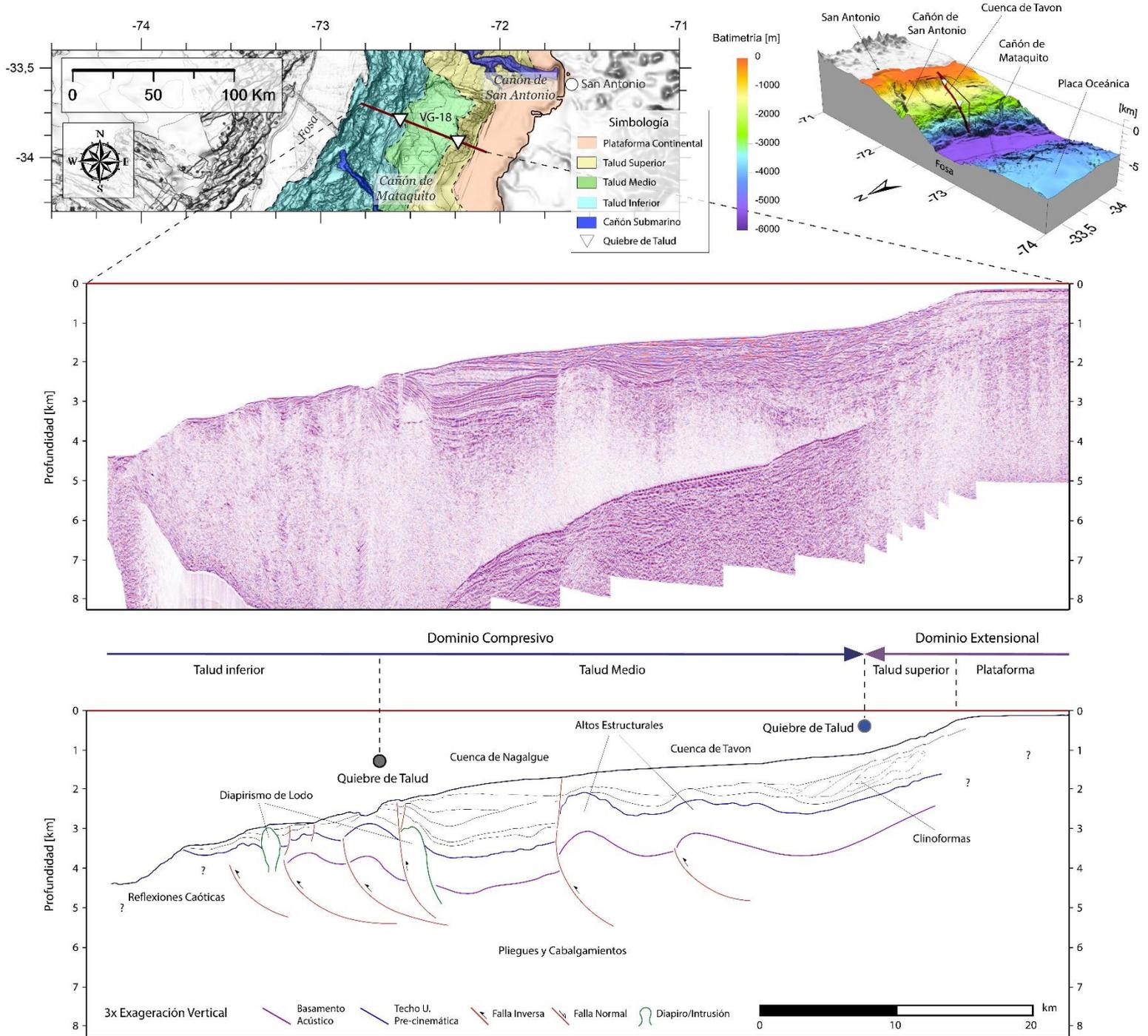


Figura 16. Interpretación morfoestructural de la línea VG-18.

Perfil VG-05

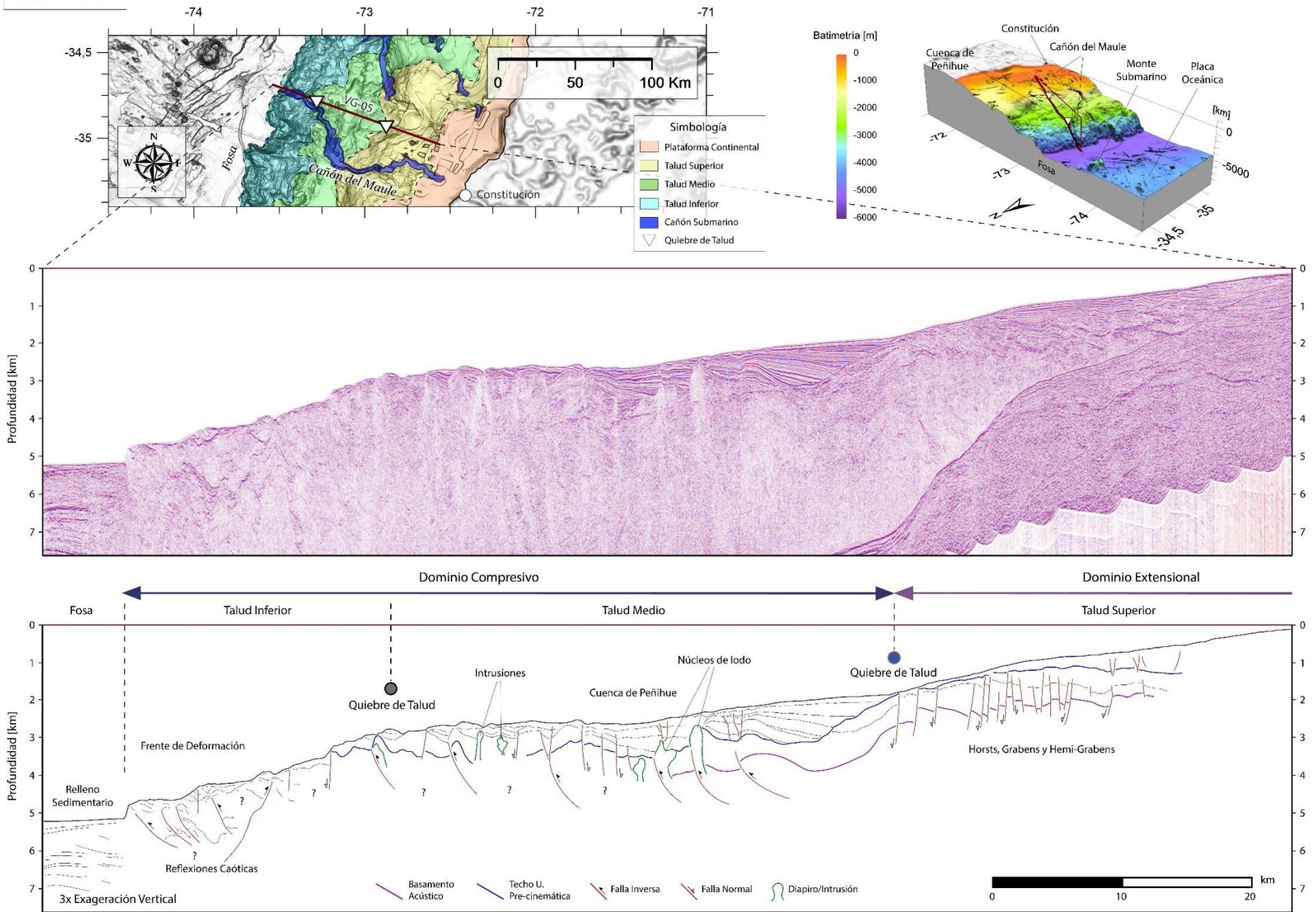


Figura 17. Interpretación morfoestructural de la línea VG-05.

3.3 Modelo de cuña compressiva de Coulomb

Utilizando el modelo de cuña compressiva, se obtienen los valores de fricción basal que reproducen de mejor forma la geometría del talud continental en los diferentes dominios estructurales, además de predecir los ángulos de ruptura más probables para cada set de datos modelado. Para los valores de μ y λ (a excepción del talud superior para este último) se fijan los empleados por Maksymowicz (2015). Las Figuras 18, 19 y 20 ilustran de forma esquemática la configuración y principales parámetros empleados en los distintos tramos en cada sección. En el talud inferior se emplea un valor menor de fricción interna para representar rocas fracturadas y menos competentes.

Tabla 1. Resumen de los resultados del análisis de cuña de Coulomb para el perfil CONDOR-15

	α	β	μ	λ	μ_b^*
Talud Inferior	5.3°	6°	0.48	0.67	0.389
Talud Medio	0.1°	12°	0.51	0.67	0.32
Talud Superior	4.8°	12°	0.51	0.8	0.072

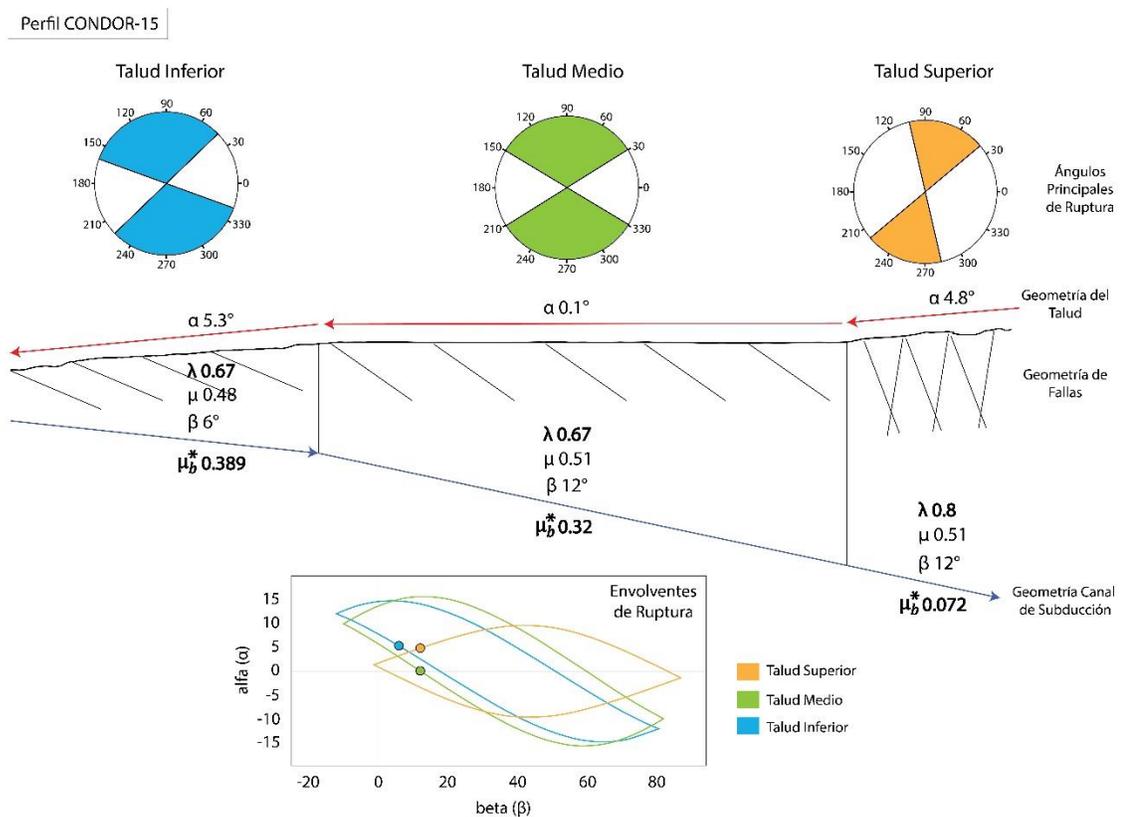


Figura 18. Esquema del análisis de cuña de Coulomb realizado en la sección CONDOR-15. Arriba, los círculos representan los ángulos de ruptura principales predichos por el modelo para el talud inferior, medio y superior. Al centro se muestra la geometría y direcciones características de las fallas interpretadas en los distintos tramos. Abajo, la envolvente de ruptura que representa a cada unidad morfoestructural.

Tabla 2. Resumen de los resultados del análisis de cuña de Coulomb para el perfil VG-18

	α	β	μ	λ	μ_b^*
Talud Inferior	6.4°	6°	0.48	0.67	0.42
Talud Medio	1.7°	12°	0.51	0.67	0.384
Talud Superior	6.9°	12°	0.51	0.8	0.167

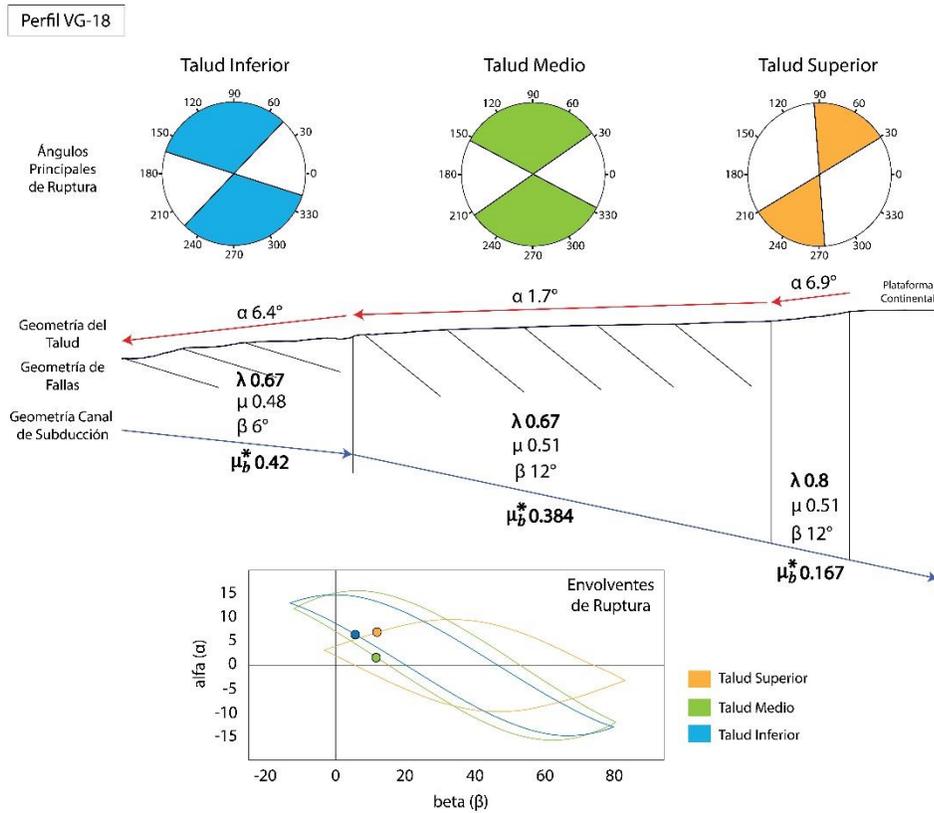


Figura 19. Esquema del análisis de cuña de Coulomb realizado en la sección VG-18. Arriba, los círculos representan los ángulos de ruptura principales predichos por el modelo para el talud inferior, medio y superior. Al centro se muestra la geometría y direcciones características de las fallas interpretadas en los distintos tramos. Abajo, la envolvente de ruptura que representa a cada unidad morfoestructural.

Tabla 3. Resumen de los resultados del análisis de cuña de Coulomb para el perfil VG-05

	α	β	μ	λ	μ_b^*
Talud Inferior	5.8°	6°	0.48	0.67	0.404
Talud Medio	1.4°	12°	0.51	0.67	0.373
Talud Superior	3.6°	12°	0.51	0.8	0.02

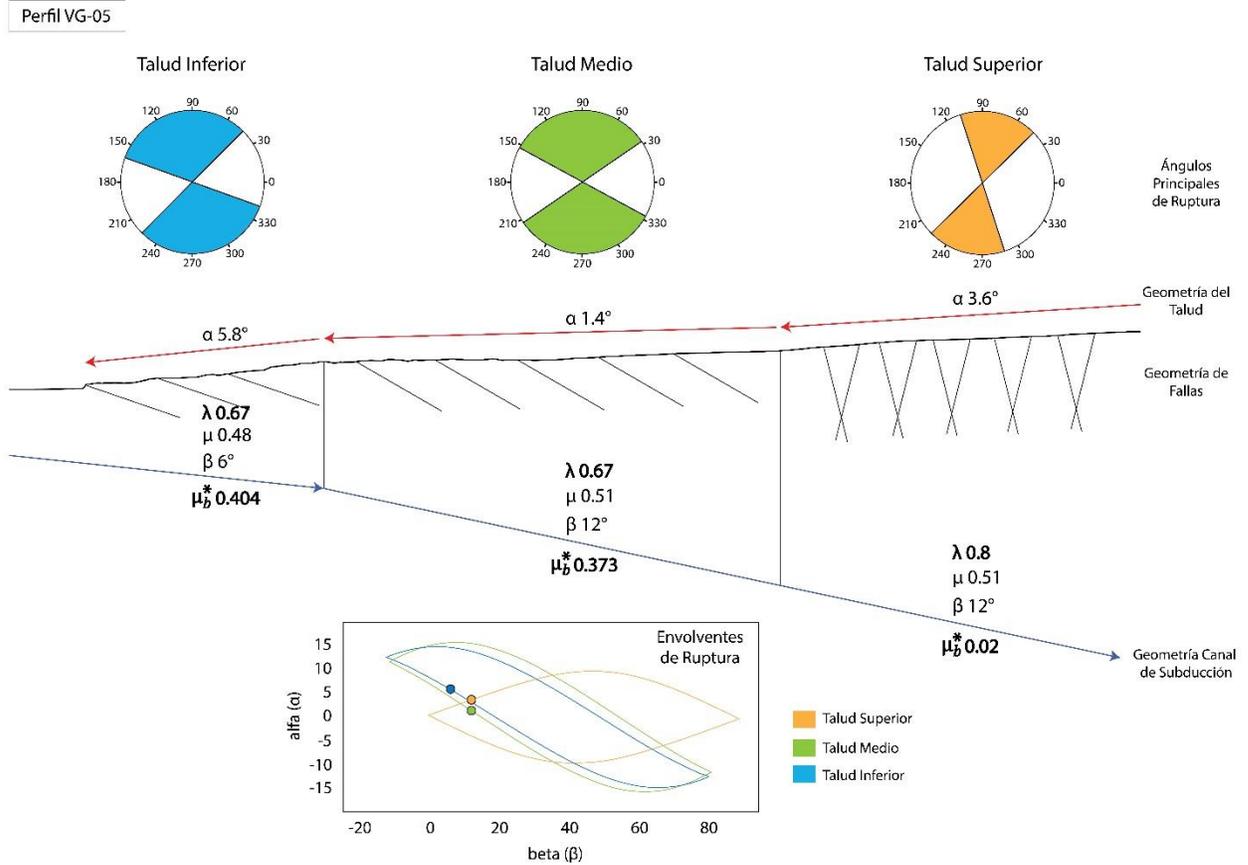


Figura 20. Esquema que resume los resultados del análisis de cuña de Coulomb realizado en la sección VG-05. Arriba, los círculos representan los ángulos de ruptura principales predichos por el modelo para el talud inferior, medio y superior. Al centro se muestra la geometría y direcciones características de las fallas interpretadas en los distintos tramos. Abajo, la envolvente de ruptura que representa a cada unidad morfoestructural.

4 DISCUSIONES

4.1 Estructuras y características principales

De los estudios recientes en la zona (Laursen et al., 2002; Contardo et al., 2008 & 2011; Becerra et al., 2013) se desprende que existe un cambio en los estilos y mecanismos de deformación presentes particularmente en el talud medio a lo largo del margen continental, con estructuras compresivas de estilo cinturón plegado bajo la cuenca de Valparaíso (Laursen et al., 2002), mientras que hacia el sur se han descrito geometrías de hemi-graben controladas por fallas de alto ángulo que formarían las cuencas de talud (Contardo et al., 2008 & 2011). En la cuenca de Valparaíso, la interpretación realizada del perfil CONDOR 15 (Figura 15) coincide a grandes rasgos con lo establecido por Laursen et al (2002), donde identifica un talud medio aterrazado con deformación compresiva como cabalgamientos y plegamientos, que asocia a la subducción de la Dorsal de Juan Fernández. Por otra parte, al sur de esta gran cuenca, Contardo et al (2008 & 2011) plantea que el principal mecanismo en la generación de espacio y formación de las cuencas es la subsidencia y alzamiento diferencial, debido a la acreción basal de sedimentos transportados desde la fosa, produciendo fallas normales de alto ángulo que pueden ser reactivadas en compresión o trans-presión. Esto no concuerda con las observaciones realizadas en este trabajo, donde el semblante compresivo observado más al Norte, frente a Valparaíso, desde el talud medio hacia la fosa, se mantiene a lo largo de la zona, con la presencia de pliegues y cabalgamientos de vergencia Oeste y cuencas de estilo “*thrust top*” emplazadas sobre sinclinales o entre los flancos de anticlinales. Las fallas extensivas, más locales en este dominio, son posteriores y según esta interpretación no jugarían un rol importante en el control de las cuencas. En todo caso, se han descrito algunas fallas inversas que hacia la superficie se vuelven subverticales, similar a lo expuesto por Contardo et al (2008 & 2011), y que podrían explicarse por la deformación vertical generada por la acreción basal de sedimentos y/o la acción de fallas sucesivas.

El talud superior por su parte mantiene una configuración de horst, graben y hemi-graben, con fallas normales de alto ángulo vergentes principalmente hacia el Este, mostrando una suerte de colapso en dirección hacia la fosa. Esta característica se observa fundamentalmente en los perfiles CONDOR 15 y VG-05, al norte y al sur del área de estudio respectivamente. Considerando lo anterior, se desestima una segmentación latitudinal de la cuña continental, manteniéndose los estilos estructurales a lo largo de las principales unidades que dividen al talud.

Un ejemplo de cuñas acrecionarias descritas en América del Sur corresponde a los cinturones de San Jacinto y Sinu (Figura 21), frente a las costas de Colombia donde la Placa del Caribe converge con el margen noroeste de la Placa Sudamericana, mostrando una estructura similar a la propuesta en este trabajo para el talud medio e inferior, en base a diversos estudios revisados (Duque-Caro, 1984; Toto & Kellogg, 1992; Mantilla-Pimiento et al., 2005; Kellogg et al., 2005; Vinnels et al., 2010; Flinch & Castillo, 2015). Grandes pliegues, estratos de crecimiento y cuencas satélites (*piggyback* o *thrust-top*) son algunas de las características en común que se pueden observar. El diapirismo y volcanismo de lodo presente en estos cinturones plegados podría ocurrir también en la zona de estudio, explicando ciertas estructuras de reflexión caótica observadas en los perfiles sísmicos (ver Figura 21). El esfuerzo causado por la alta tasa de convergencia entre Nazca y Sudamérica, sumado a la alta tasa de depositación y consecuente carga de sedimentos, podría inducir el movimiento plástico de arcillas en un régimen de sobrecompresión, pudiendo actuar como nivel de despegue, generando diapirismo y migración hacia los núcleos de anticlinales (e.g. Duque-Caro, 1984; Mantilla-Pimiento et al., 2005; Praeg et al., 2009)

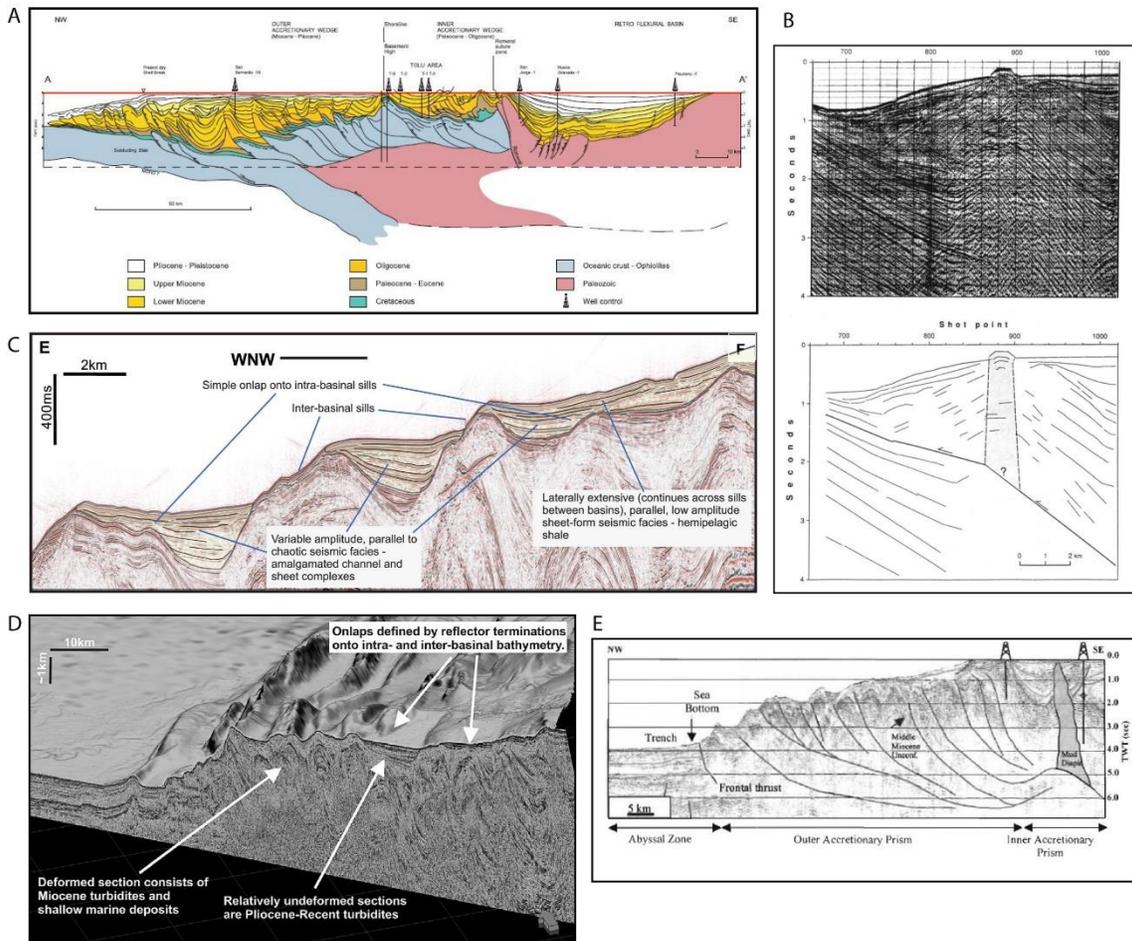


Figura 21. Se muestran una serie de ejemplos de trabajos realizados en el Prisma de Sinu, Colombia, para destacar las similitudes con lo establecido en este estudio. (A) Interpretación sísmica en la cuña acrecionaria de San Jacinto-Sinu (J. F. Flinch & V. Castillo, 2015). (B) Pliegue por flexura de falla intruido en su eje por diapiro de lodo, Prisma de Sinu (Toto & Kellogg, 1992). (C) Relleno en cuencas thrust top, Prisma de Sinu (Tomado de virtual seismic atlas, por Jamie Vinnels & Rob Butler, 2010.). (D) Sección sísmica y batimetría del Prisma de Sinu (Vinnels et al., 2010). (E) Complejo acrecionario en el mar Caribe, costas de Colombia (Mantilla-Pimiento et al., 2005).

Un estudio reciente de Noda (2016) plantea una nueva clasificación para las cuencas de antearco en base a la transferencia de material entre las placas (acrecionario -no acrecionario) y el campo de esfuerzos en el largo plazo (compresivo o extensional), como se muestra en la Figura 22. En este, la cuenca de Valparaíso (~33°S) es catalogada como una cuenca de tipo compresivo – no acrecionaria, donde el autor considera los perfiles sísmicos interpretados en el trabajo de Laursen (2002), mientras que, hacia el Sur, la Cuenca de Arauco es clasificada como de tipo extensional – no acrecionaria, mediante las interpretaciones realizadas por Contreras-Reyes et al. (2010) y Becerra et al. (2013). Sin embargo, de acuerdo con estudios como el de Contreras-Reyes et al. (2015), al sur de la zona de colisión de la Dorsal de Juan Fernández se observa el desarrollo de un importante prisma de acreción de unos 20 a 40 km de ancho. De hecho, Contreras-Reyes et al. (2010) establece que el segmento del Maule (entre la Dorsal de Juan Fernández y el Bloque Mocha) se caracteriza por un amplio prisma de acreción y una considerable (~2.5 km) cobertura sedimentaria en la fosa. Por esto último y en función de lo observado e inferido en este trabajo, se establece que, de acuerdo con la clasificación de Noda (2016), el margen chileno en la zona de estudio correspondería al tipo compresivo – acrecionario, con una transición a un margen erosivo en el sector Norte (no acrecionario) debido a la subducción de la Dorsal de Juan Fernández.

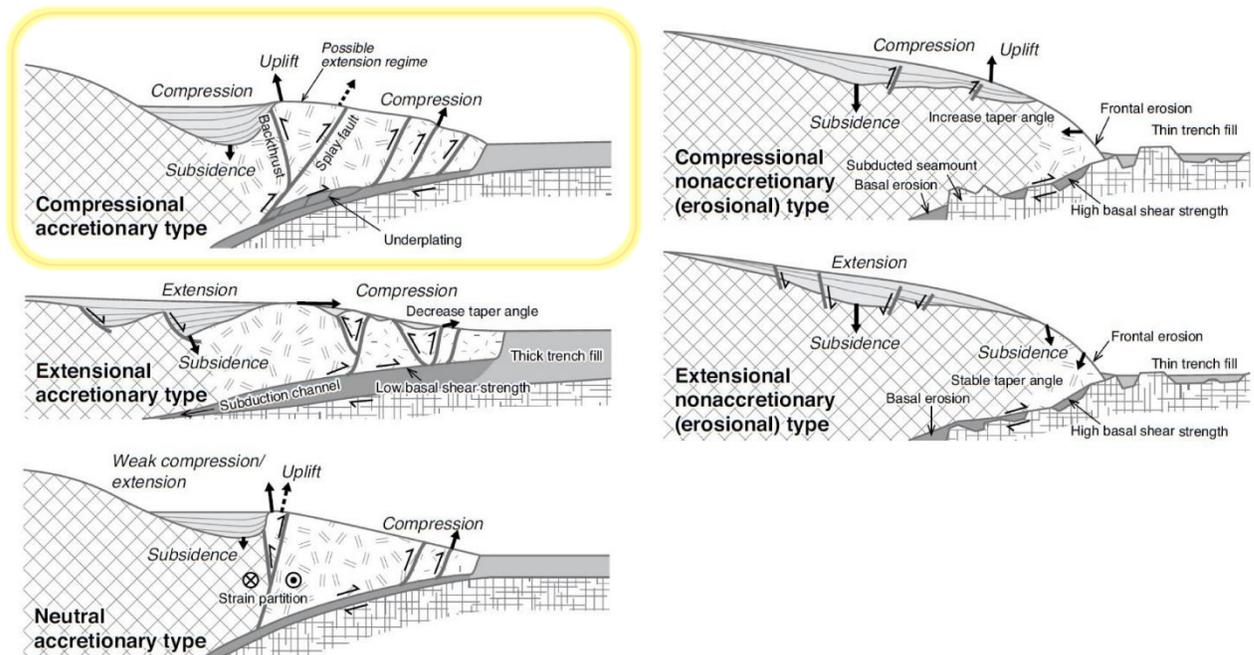


Figura 22. Modelos esquemáticos con los cinco tipos de cuencas de antearco propuestos por Noda (2016).

4.2 Efectos de la sedimentación, subducción de montes submarinos y otros procesos

En las secciones de reflexión sísmica se puede observar que las fallas inversas y los anticlinales en el talud medio se encuentran ampliamente separados e inactivos, subyaciendo potentes secuencias sedimentarias syn-contraccionales, especialmente en las líneas C-15 y VG-18. En contraste, en el talud inferior y la parte occidental del talud medio, donde la cobertura de sedimentos es mucho menos importante, los corrimientos son más numerosos y con menor distancia entre sí. Esta correlación negativa entre la frecuencia de las estructuras compresivas y la intensidad de la depositación sincrónica ha sido estudiada en detalle por diversos autores, incluyendo Wu et al. (2010) y Wu & McClay (2011), que mediante modelos análogos han recreado el comportamiento de cuñas compresivas de coulomb bajo condiciones de erosión y depositación, como se observa en la Figura 23. En ellos concluyen que la sedimentación syn-contraccional ejerce un control de primer orden en el desarrollo y evolución de las geometrías compresivas, como fallas inversas, pliegues y cabalgamientos, afectando el ritmo y el desplazamiento de estos. Considerando lo anterior, se infiere que el intenso aporte de sedimentos en esta sección del margen ha jugado un rol importante en la configuración de los grandes pliegues anticlinales observados en el talud medio, además de enterrar las fallas inversas causando un paulatino cese en su actividad.

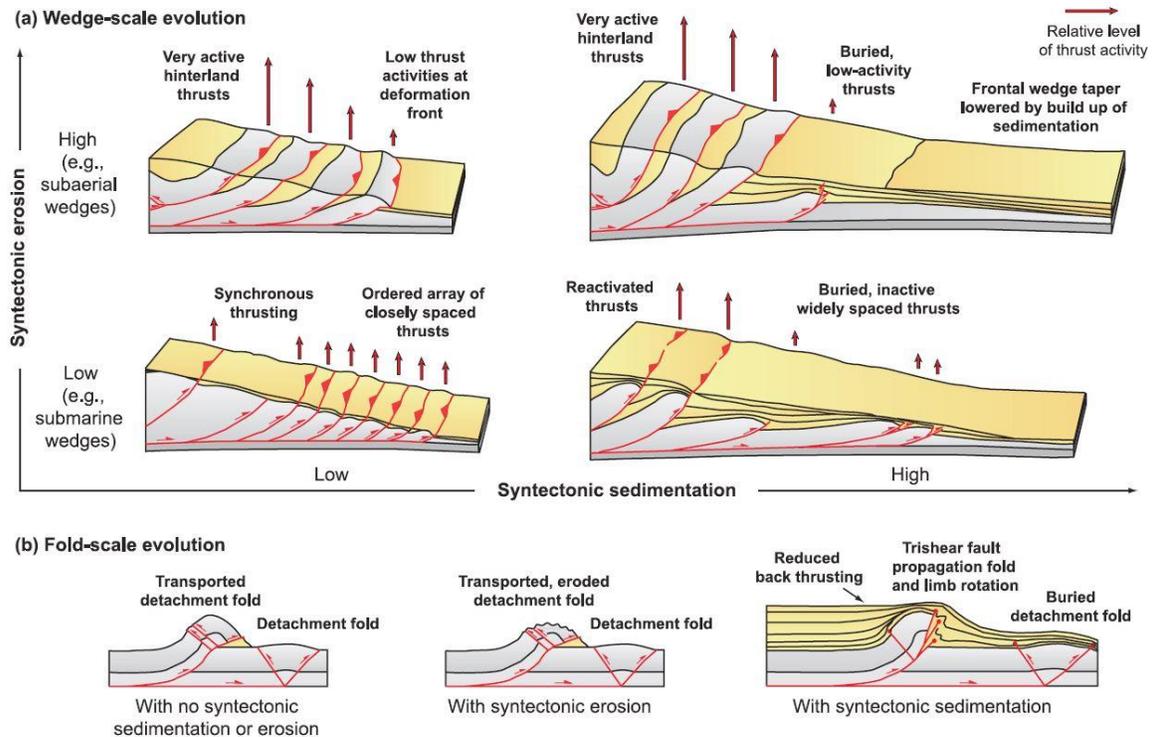


Figura 23. Esquema que muestra la relación entre la sedimentación y erosión syn-tectónica y la geometría de las estructuras compresivas, tomada de Wu & McClay (2011).

Un importante rasgo observado en la zona de estudio corresponde a la profunda cuenca de Valparaíso, la más grande de la región que se extiende por cerca de 100 km a lo largo del margen y contiene varios kilómetros de relleno sedimentario en su tramo oriental. Se encuentra en la actual zona de colisión de la Dorsal de Juan Fernández, y algunos estudios, como el de Laursen et al. (2002) asocian su formación a la subducción de estos montes submarinos. En este trabajo se ha identificado una disminución latitudinal en el espaciamiento de las principales geometrías compresivas en el talud medio, teniendo mayor frecuencia hacia el sur. Esto podría estar relacionado con la colisión de la DJF, que, como ha sido mencionado, incrementa la erosión tectónica pasando la zona de slip asísmico, y sería responsable de la subsidencia del sector oriental, además de aumentar la deformación compresiva en la parte frontal del talud, alzando la zona occidental (Laursen et al., 2002) permitiendo que una mayor carga de sedimentos se acumule sobre las estructuras del talud medio, afectando su configuración, como se vio anteriormente en los trabajos de Wu et al. (2010) y Wu y McClay (2011).

La acreción basal de sedimentos transportados por la placa de Nazca podría también ser causa del alzamiento de una parte de la cuña, generando inestabilidad y subsidencia. Contardo et al (2011) propone que, en base a experimentos realizados con modelos análogos, la naturaleza de los distintos sedimentos que son transportados a través del canal de subducción sería determinante en la magnitud de la fricción entre las placas, lo que a su vez establecería un régimen de acreción frontal o basal. Esto resalta la dependencia de los factores climáticos y de los eventos continentales (y la interacción entre estos dos) que tiene la evolución del margen continental y el prisma de acreción, aunque la acreción basal ha sido atribuida también a otros factores como la deshidratación de los sedimentos y su consiguiente aumento de densidad y viscosidad (Götze and Krause, 2002; Shreve and Cloos, 1986; Cloos and Shreve, 1988), al *duplexing* (Collot et al., 2008 y referencias) o a la migración en profundidad del nivel de despegue superior del canal de subducción (Vannucchi et al., 2012). Otro proceso que podría generar alzamiento o subsidencia en sectores de la cuña

continental corresponde al *underplating*, como ha sido propuesto clásicamente para el alzamiento costero del antearco (e.g. Marquardt et al., 2004; Clift and Hartley, 2007; Regard et al., 2010; Becerra et al., 2016).

4.3 Modelo de la cuña y dominios estructurales

Uno de los rasgos más significativos identificados en este estudio corresponde al quiebre de pendiente entre el talud medio y superior, que marca un cambio en los estilos de deformación desde un cinturón plegado en el primero, a un sistema extensional con geometrías de horst, graben y hemi-graben en el último (Figura 24). Los resultados del análisis de cuña de Coulomb demuestran que la segmentación del margen puede explicarse, al menos en términos relativos, por la variación de parámetros tales como la presión interna de fluidos y la fricción basal en el canal de subducción, similar a lo propuesto por Maksymowicz et al. (2015) para la geometría de la cuña en el segmento del Maule. Los sets de valores para estas propiedades utilizadas en el cálculo no solo replican la geometría del talud, sino que también predicen el cambio observado en los ángulos de ruptura (fallas) en el dominio compresivo, con un aumento de la inclinación hacia el Este, entregando un valor bastante cercano al interpretado en los perfiles de reflexión sísmica (ver figuras 18, 19 y 20).

En el dominio extensional, por su parte, el set de ruptura resultante del análisis no se ajusta de forma tan evidente a los datos observados, sobre todo en el perfil CONDOR-15. Motivos para esto pueden ser numerosos. Becerra et al. (2016) discute el rol que pueden tener las estructuras heredadas en procesos de deformación posterior en el límite occidental de la cordillera de la costa, determinando fuertemente los lineamientos y configuración actuales del margen continental. La existencia de estructuras previas no es considerada por el modelo de cuña empleado (asume que el medio no se encuentra fallado). Si estas existiesen, es razonable asumir que serían aprovechadas para acomodar los esfuerzos antes que generar nuevas fallas, con lo que los ángulos de ruptura predichos no representarían necesariamente la disposición de estas estructuras. También es posible que este dominio extensional no sea tal, y que, dada la escala de las secciones de reflexión, además de los artefactos presentes en los datos (que no permiten observar en mayor profundidad), se haya pasado por alto un dominio compresivo cuya longitud de onda es mayor (consistente con lo observado en el dominio occidental, donde la longitud de onda de la deformación aumenta hacia el Este), y las estructuras extensivas correspondan solo a una expresión superficial del proceso de deformación de mayor escala. Otra posibilidad es la existencia de una rotación de carácter regional en dirección a la fosa, no observable a la escala de este estudio, controlada por estructuras profundas en la cordillera de la costa.

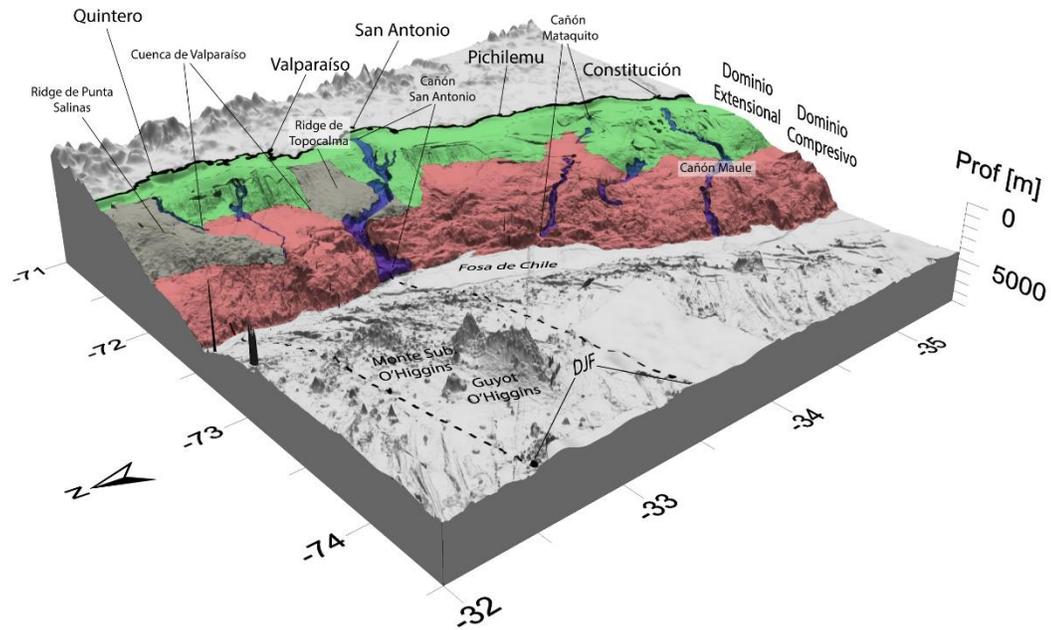


Figura 24. Vista 3D de los dominios estructurales en el área de estudio. El dominio extensional (verde) incluye a la plataforma continental y el talud superior, mientras que el compresivo (rojo) al talud medio e inferior. En azul se observan los principales cañones submarinos y en gris los ridge de Punta Salinas y Topocalma.

Asumiendo de todas formas que el talud superior representa un dominio estructural de tipo extensional y que puede ser modelado, en mayor o menor medida, con los parámetros mostrados en este trabajo, destaca entonces la fuerte caída en la fricción basal efectiva entre el talud medio y el talud superior. Este abrupto cambio ha sido necesario para lograr representar la geometría de la cuña en este segmento. De hecho, esta última no puede ser modelada sólo con la disminución de la fricción basal, también es preciso aumentar el coeficiente de presión interna de fluidos. Esto puede interpretarse como un aumento de la presión de fluidos en la base de la cuña, que induciría una disminución en la fricción basal efectiva, y un aumento en la presión de fluidos al interior de la cuña, que aumentaría el factor λ . Para determinar qué combinación de λ y μ_b^* es más representativa del talud superior, se selecciona aquella que entregue ángulos de ruptura similares a los observados en los datos sísmicos, de forma análoga al razonamiento que utiliza Macksymowicz (2015) para definir estos factores al Norte de la zona de colisión de la Dorsal de Juan Fernández. Cabe señalar que, como se menciona en el párrafo anterior, si las estructuras de este segmento fuesen heredadas, sería posible explicar el cambio de estilos estructurales y geometría con un aumento aún más significativo en la razón de presión interna de fluidos, manteniendo los valores de fricción basal más o menos similares a los observados en el talud medio.

Como se mencionó anteriormente, los cambios observados en el talud pueden atribuirse a variaciones en la presión de fluidos en la base y al interior de la cuña. Esta variación puede estar fuertemente ligada a la permeabilidad de las rocas, como lo ilustra Saffer & Bekins. (2006) a través de un análisis de sensibilidad de la presión de fluidos para distintos parámetros, donde se observa que una reducción de la permeabilidad genera un aumento sustantivo de la presión de poros. Esto es consistente al considerar que, por la geometría de la cuña, la columna de roca crece hacia el Este, lo que aumenta la presión, además de que el prisma en este sector es antiguo, más consolidado y contiene parte del borde oriental de la cordillera de la costa, con rocas menos fracturadas. Esto haría al segmento del talud superior, a escala regional, un medio menos permeable. Lo anterior se ilustra en la Figura 25.

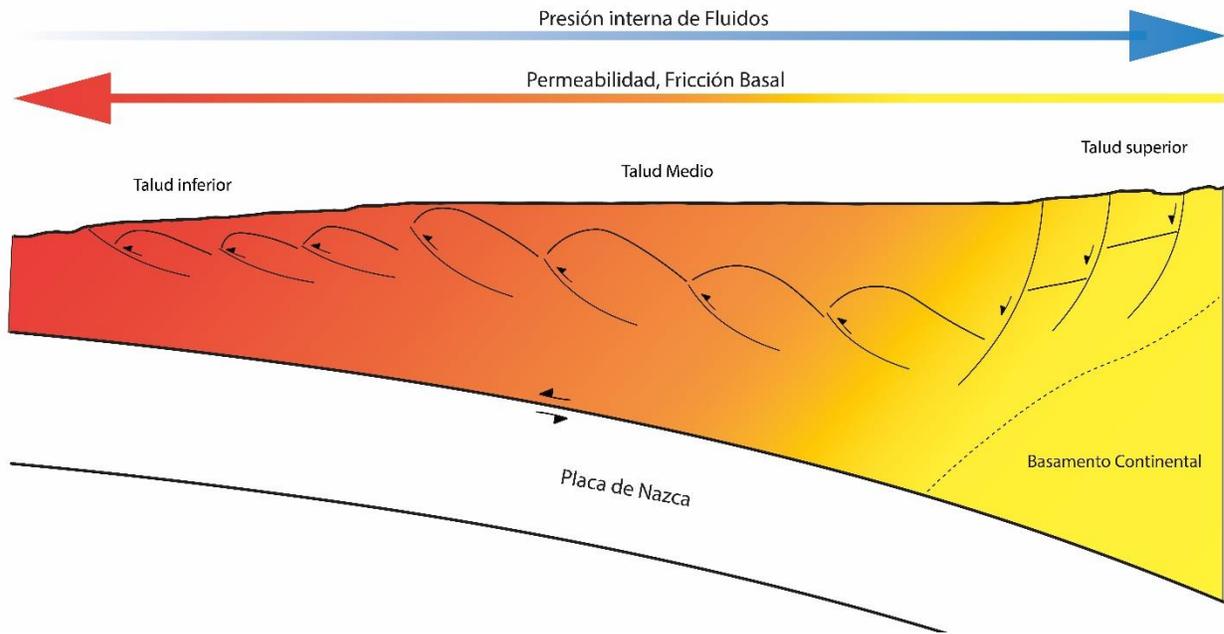


Figura 25. Esquema que muestra la variación de la permeabilidad, presión interna de fluidos y fricción basal en la cuña continental, que explicaría las características de los distintos segmentos.

Así como en este trabajo el mapeo estructural de secciones sísmicas sugiere una división en dominios con distintos estilos de deformación, existe una serie de estudios que evidencian también una segmentación de la cuña continental. El marcado gradiente horizontal en modelos de velocidad de ondas sísmicas (Contreras-Reyes et al., 2008, 2013, 2015; Moscoso et al., 2011; Becerra et al., 2013, 2016) podría estar ligado, en parte, al aumento de la presión de fluidos predicha por el modelo de cuña crítica de Coulomb, aunque no es una relación directa dado que la velocidad de ondas acústicas depende en gran medida de otros factores, como la presión y la litología. En todo caso, esto último fomenta también la idea de una reducción en la permeabilidad en dirección a la costa, al hacerse las rocas más consolidadas y competentes, lo que al menos no contradice la noción de aumento de la presión de poros en la misma dirección.

Existen también otros modelos utilizados para entender los prismas de acreción en otras partes del mundo. La vergencia de las principales fallas en ambos dominios (hacia el Este en el talud superior y hacia el Oeste en el talud medio e inferior) concuerda con un sistema gravitacional donde las secuencias sedimentarias depositadas en la plataforma y el talud superior colapsan y se “deslizan” debido a la pendiente, además de desplazarse lateralmente a causa de la propia carga de los sedimentos, procesos conocidos como *gravity gliding* y *gravity spreading* (Figura 26), respectivamente.

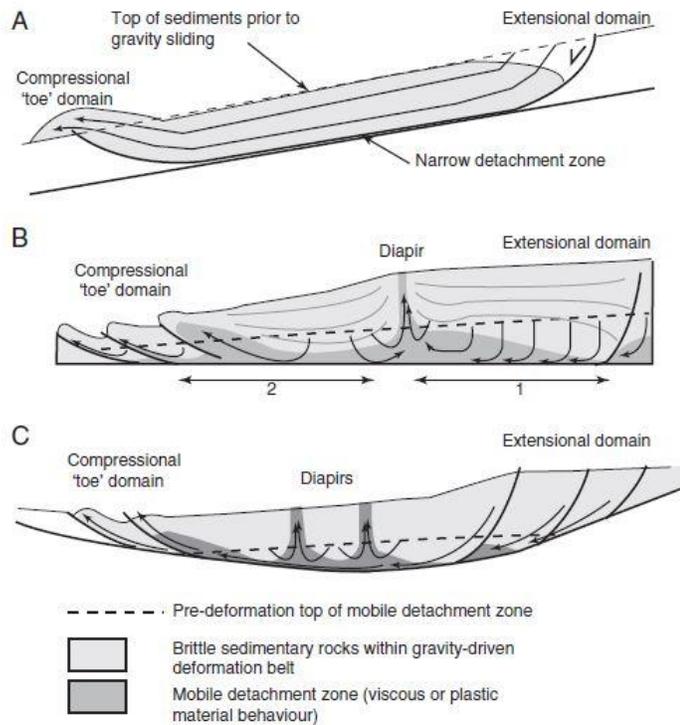


Figura 26. Esquema que ilustra los mecanismos de gravity gliding (A), gravity spreading (B) y una combinación de ambos (C). Tomado de Morley et al. (2011).

Diversos trabajos asocian la deformación extensiva y compresiva a este tipo de procesos, donde se presenta una arquitectura estructural similar a la propuesta en este estudio, con dominios extensionales que transfieren el stress de forma lateral pendiente abajo por acción de la gravedad hacia el pie del sistema o dominio compresivo. Ejemplo son las fajas plagadas y corridas submarinas o DWFTBs (Deep Water Fold and Thrust Belts), como el Delta de Rovuma en las costas de Mozambique (Mahanjane & Franke, 2014), o los prismas de acreción de Cascadia, Barbados, Makran y Sumatra-Java, entre otros (Morley et al., 2011), como se muestra en la Figura 27.

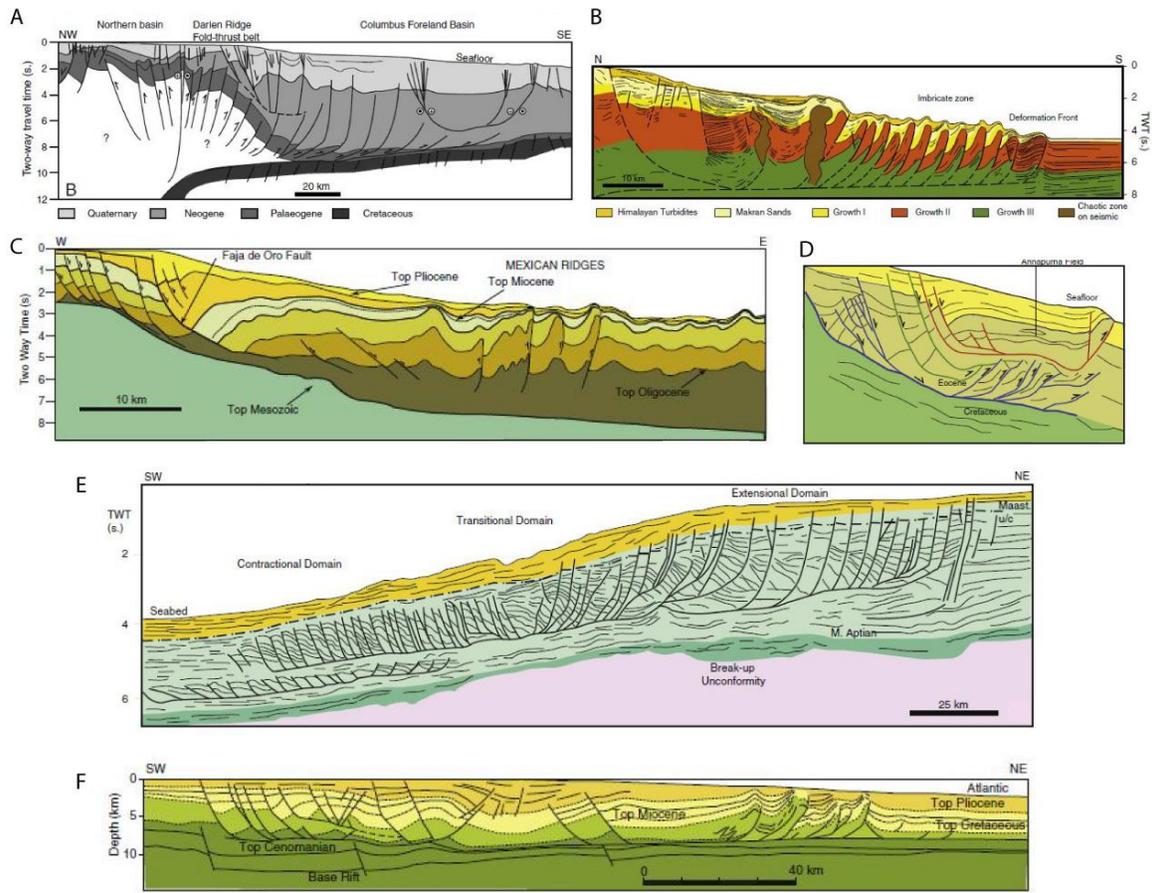


Figura 27. (A) Cuenca Columbus, área de Barbados, Trinidad y Tobago. (B) Sección N-S del Prisma de Makran. (C) Mexican Ridges. (D) Cuenca Krishna-Godavari, India. (E) Cuenca Orange, costas de Namibia. (F) Abanico del Amazonas. Figuras tomadas de Morley et al. (2011).

4.4 Relación con la sismicidad

El escarpe definido por el quiebre entre el talud superior y el talud medio ha sido estudiado por diversos autores. Contreras-Reyes et al. (2015) muestra que esta estructura se correlaciona espacialmente con la sismicidad cortical registrada entre los años 2008 y 2009, con *clusters* de hipocentros (ver Figura 28) de eventos compresivos que destacan la parte superior de la discontinuidad sísmica que marcaría el contacto entre el bloque exterior de antearco y el límite occidental de la cordillera de la costa (*backstop*), que en el caso de este trabajo correspondería al límite entre los principales dominios estructurales. Considerando lo anterior, es notable la ocurrencia de sismos de tipo inverso en una estructura que, de acuerdo a su interpretación en las secciones de reflexión sísmica, es de carácter normal.

Estudios como el de Becerra (2016), Farias et al. (2011) y referencias allí citadas, proponen un modelo cinemático para la cuña continental, donde el ciclo sísmico determina etapas de acortamiento-alzamiento hacia el sector occidental y de extensión-subsidencia en el sector oriental durante el periodo intersísmico y viceversa durante el periodo cosísmico. Este mecanismo podría explicar el sincronismo en el registro geológico de eventos extensionales y compresivos, donde el ciclo sísmico tendría un rol fundamental, y atiza la idea de que el límite entre el borde marino de

la cordillera de la costa y el paleo-complejo acrecionario correspondería a un nivel de despegue tectónicamente activo, cuya expresión superficial es el notable escarpe que separa el talud medio del talud superior.

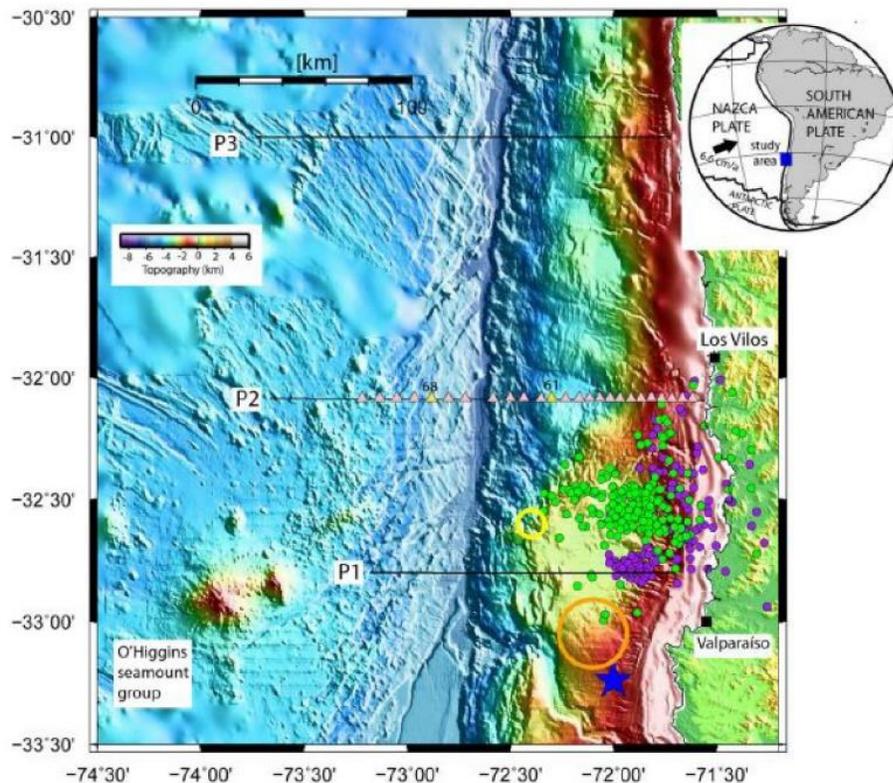


Figura 28. Mapa que muestra la sismicidad registrada en Diciembre del 2008 (círculos verdes) y Marzo de 2009 (círculos morados), tomado de Contreras Reyes et al. (2015).

4.5 Posibles fuentes de error en la metodología

El modelo de velocidades empleado en la conversión a profundidad de las secciones de reflexión sísmica es una de las principales limitaciones u obstáculos que debieron considerarse al realizar las interpretaciones. Si bien este se basó parcialmente en tomografías sísmicas de otros estudios en la región y representa en buena medida el gradiente en los primeros 3 o 4 km de profundidad, no es el caso para profundidades mayores, por lo que los valores de conversión deben considerarse como referenciales. Además, el modelo corresponde a una gruesa simplificación y no considera variaciones laterales en la impedancia acústica del medio. Esto puede generar distorsiones en los reflectores a escala local donde exista un marcado cambio lateral en las propiedades mecánicas de las rocas, lo que podría llevar a interpretaciones erróneas. El desconocimiento de la litología de las distintas unidades aumenta también la incerteza del estudio, al no poder restringir la ocurrencia de ciertas estructuras o mecanismos de deformación a determinados tipos de rocas, de acuerdo con sus propiedades.

Otro factor que debe tenerse en cuenta son los artefactos propios del método de adquisición de los datos sísmicos, como múltiplos, curvas de refracción, y ruido en general. Los filtros empleados, si bien tienden a mejorar y facilitar la interpretación, también pueden generar nuevos artefactos o

realzar los ya existentes, por lo que es importante utilizarlos en conjunto con los datos originales, para descartar aquella información que pueda no ser real.

5 CONCLUSIONES

El margen continental en la zona de estudio correspondería al tipo compresivo – acrecionario, con una transición a margen erosivo frente a la Dorsal de Juan Fernández. Se encuentra segmentado en tres unidades morfoestructurales principales, delimitadas en superficie por importantes quiebres en la pendiente del talud, correspondiendo, de Este a Oeste al talud superior, talud medio y talud inferior.

El quiebre talud medio/superior separa dos dominios estructurales principales correspondientes a un sistema extensional de colapso en dirección a la fosa al Este y a una faja plegada y corrida al Oeste, que aumenta la longitud de onda de la deformación en dirección a la costa. Los dominios mantienen sus rasgos principales a lo largo del margen en el área de estudio.

En base al análisis de cuña crítica de Coulomb, se estima que la estructura de primer orden de las unidades morfoestructurales es controlada por cambios en la presión de fluidos y fricción basal efectiva; donde la primera aumentaría hacia el Este, mientras que la última disminuiría en la misma dirección, con una fuerte caída entre el talud medio y el talud superior. Esto se interpreta como una reducción de la permeabilidad de las rocas en dirección a la costa, debido a que estas se vuelven cada vez más consolidadas y competentes.

Finalmente, existe una serie de procesos sincrónicos que pueden afectar también el desarrollo y evolución de la cuña, entre los que se cuentan la erosión basal de la placa continental, la acreción basal de material transportado por la placa oceánica, *underplating*, sedimentación syn-tectónica, tasa de convergencia entre las placas y el ángulo de subducción. La erosión sería especialmente importante en la zona de colisión de la Dorsal de Juan Fernández, generando una zona de transición a un margen no acrecionario hacia el Norte.

6 BIBLIOGRAFÍA

- Angermann, D., Klotz, J., & Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth And Planetary Science Letters*, 171(3), 329-334. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00173-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00173-9)
- Becerra, J. (2017) Estructura y control estructural inherente de la región de subducción y de la cordillera de la costa (29°-33°S) (tesis de doctorado). Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Becerra, J., Arriagada, C., Contreras-Reyes, E., Bascuñan, S., De Pascale, G., & Reichert, C. et al. (2016). Gravitational deformation and inherited structural control on slope morphology in the subduction zone of north-central Chile (~29-33°S). *Basin Research*. <http://dx.doi.org/10.1111/bre.12205>
- Becerra, J., Contreras-Reyes, E., & Arriagada, C. (2013). Seismic structure and tectonics of the southern Arauco Basin, south-central Chile (~38°S). *Tectonophysics*, 592, 53-66. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.02.012>
- Byrne, D., Davis, D., & Sykes, L. (1988). Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. *Tectonics*, 7(4), 833-857. <http://dx.doi.org/10.1029/tc007i004p00833>
- Clift, P. (2004). Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Reviews Of Geophysics*, 42(2). <http://dx.doi.org/10.1029/2003rg000127>
- Clift, P., & Hartley, A. (2007). Slow rates of subduction erosion and coastal underplating along the Andean margin of Chile and Peru. *Geology*, 35(6), 503. <http://dx.doi.org/10.1130/g23584a.1>
- Cloos, M., & Shreve, R. (1988). Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 1. Background and description. *Pure And Applied Geophysics PAGEOPH*, 128(3-4), 455-500. <http://dx.doi.org/10.1007/bf00874548>
- Cloos, M., & Shreve, R. (1988). Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 2. Implications and discussion. *Pure And Applied Geophysics PAGEOPH*, 128(3-4), 501-545. <http://dx.doi.org/10.1007/bf00874549>
- Collot, J., Agudelo, W., Ribodetti, A., & Marcaillou, B. (2008). Origin of a crustal splay fault and its relation to the seismogenic zone and underplating at the erosional north Ecuador-south Colombia oceanic margin. *Journal Of Geophysical Research*, 113(B12). <http://dx.doi.org/10.1029/2008jb005691>
- Contardo, X., Cembrano, J., Jensen, A., & Díaz-Naveas, J. (2008). Tectono-sedimentary evolution of marine slope basins in the Chilean forearc (33°30'–36°50'S): Insights into their link with the subduction process. *Tectonophysics*, 459(1-4), 206-218. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2007.12.014>

- Contardo, X., Kukowski, N., & Cembrano, J. (2011). Material transfer and its influence on the formation of slope basins along the South Central Chilean convergent margin: Insights from scaled sandbox experiments. *Tectonophysics*, 513(1-4), 20-36. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.016>
- Contreras-Reyes, E., & Osses, A. (2010). Lithospheric flexure modelling seaward of the Chile trench: implications for oceanic plate weakening in the Trench Outer Rise region. *Geophysical Journal International*, no-no. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246x.2010.04629.x>
- Contreras-Reyes, E., Flueh, E., & Grevemeyer, I. (2010). Tectonic control on sediment accretion and subduction off south central Chile: Implications for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes. *Tectonics*, 29(6), n/a-n/a. <http://dx.doi.org/10.1029/2010tc002734>
- Contreras-Reyes, E., Grevemeyer, I., Flueh, E., & Reichert, C. (2008). Upper lithospheric structure of the subduction zone offshore of southern Arauco peninsula, Chile, at $\sim 38^{\circ}\text{S}$. *Journal Of Geophysical Research*, 113(B7). <http://dx.doi.org/10.1029/2007jb005569>
- Contreras-Reyes, E., Jara, J., Maksymowicz, A., & Weinrebe, W. (2013). Sediment loading at the southern Chilean trench and its tectonic implications. *Journal Of Geodynamics*, 66, 134-145. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2013.02.009>
- Contreras-Reyes, E., Ruiz, J., Becerra, J., Kopp, H., Reichert, C., Maksymowicz, A., & Arriagada, C. (2015). Structure and tectonics of the central Chilean margin (31° – 33°S): implications for subduction erosion and shallow crustal seismicity. *Geophysical Journal International*, 203(2), 776-791. <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggv309>
- Dahlen, F.A., 1984. Noncohesive critical Coulomb wedges: an exact solution. *J. Geophys. Res.* 89 (10), 125–133.
- Dahlen, F.A., Suppe, J., Davis, D.M., 1984. Mechanics of fold- and thrust belts and accretionary wedges: cohesive Coulomb theory. *J. Geophys. Res.* 8 (9), 10,087–10,101.
- Davis, D.M., Suppe, J., Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold- and thrust belts and accretionary wedges. *J. Geophys. Res.* 88, 1153–1172.
- Duque-Caro, H. 1984. Structural style, diapirism, and accretionary episodes of the Sinú-San Jacinto terrane, southwestern Caribbean borderland. *Geological Society of America Memoirs*, 162: 303-316.
- Flinch, J.F., Castillo, V., 2015. Record and Constraints of the Eastward Advance of the Caribbean Plate in Northern South America.
- Götze, H., & Krause, S. (2002). The Central Andean gravity high, a relic of an old subduction complex?. *Journal Of South American Earth Sciences*, 14(8), 799-811. [http://dx.doi.org/10.1016/s0895-9811\(01\)00077-3](http://dx.doi.org/10.1016/s0895-9811(01)00077-3)
- Kellogg, J., Toto, E., Ceron, J., 2005. Structure and tectonics of the Sinú-San Jacinto accretionary prism in Northern Colombia. In: X Congreso Colombiano de Geología.

- Laursen, J., Scholl, D., & von Huene, R. (2002). Neotectonic deformation of the central Chile margin: Deepwater forearc basin formation in response to hot spot ridge and seamount subduction. *Tectonics*, 21(5), 2-1-2-27. <http://dx.doi.org/10.1029/2001tc901023>
- Mahanjane, E., & Franke, D. (2014). The Rovuma Delta deep-water fold-and-thrust belt, offshore Mozambique. *Tectonophysics*, 614, 91-99. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.017>
- Maksymowicz, A. (2015). The geometry of the Chilean continental wedge: Tectonic segmentation of subduction processes off Chile. *Tectonophysics*, 659, 183-196. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.007>
- Maksymowicz, A., Tréhu, A., Contreras-Reyes, E., Ruiz, S., 2015. Density-depth model of the continental wedge at the maximum slip segment of the Maule Mw8.8 megathrust earthquake. *Earth Planet. Sci. Lett.* 409, 265–277. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.11.005>.
- Maksymowicz, A., Tréhu, A., Contreras-Reyes, E., & Ruiz, S. (2015). Density-depth model of the continental wedge at the maximum slip segment of the Maule Mw8.8 megathrust earthquake. *Earth And Planetary Science Letters*, 409, 265-277. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.11.005>
- Mantilla-Pimiento, A., Pava, C., Jentzsch, G., Kley, J., 2005. Crustal structure of the southwestern Colombian Caribbean area. In: 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona, pp. 472e476. Extended Abstracts
- Marquardt, C., Lavenu, A., Ortlieb, L., Godoy, E., & Comte, D. (2004). Coastal neotectonics in Southern Central Andes: uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27°S). *Tectonophysics*, 394(3-4), 193-219. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.059>
- Morley, C., King, R., Hillis, R., Tingay, M., & Backe, G. (2011). Deepwater fold and thrust belt classification, tectonics, structure and hydrocarbon prospectivity: A review. *Earth-Science Reviews*, 104(1-3), 41-91. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.09.010>
- Moscoso, E., & Contreras-Reyes, E. (2012). Outer rise seismicity related to the Maule, Chile 2010 mega-thrust earthquake and hydration of the incoming oceanic lithosphere. *Andean Geology*, 39(3). <http://dx.doi.org/10.5027/andgeov39n3-a12>
- Moscoso, E., & Grevemeyer, I. (2015). Bending-related faulting of the incoming oceanic plate and its effect on lithospheric hydration and seismicity: A passive and active seismological study offshore Maule, Chile. *Journal Of Geodynamics*, 90, 58-70. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2015.06.007>
- Moscoso, E., Grevemeyer, I., Contreras-Reyes, E., Flueh, E., Dzierma, Y., Rabbel, W., & Thorwart, M. (2011). Revealing the deep structure and rupture plane of the 2010 Maule, Chile earthquake (Mw=8.8) using wide angle seismic data. *Earth And Planetary Science Letters*, 307(1-2), 147-155. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.025>
- Noda, A. (2016). Forearc basins: Types, geometries, and relationships to subduction zone dynamics. *Geological Society Of America Bulletin*, 128(5-6), 879-895. <http://dx.doi.org/10.1130/b31345.1>

- Praeg, D., Ceramicola, S., Barbieri, R., Unnithan, V., & Wardell, N. (2009). Tectonically-driven mud volcanism since the late Pliocene on the Calabrian accretionary prism, central Mediterranean Sea. *Marine And Petroleum Geology*, 26(9), 1849-1865. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.03.008>
- Regard, V., Saillard, M., Martinod, J., Audin, L., Carretier, S., & Pedoja, K. et al. (2010). Renewed uplift of the Central Andes Forearc revealed by coastal evolution during the Quaternary. *Earth And Planetary Science Letters*, 297(1-2), 199-210. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.020>
- Saffer, D., & Bekins, B. (2006). An evaluation of factors influencing pore pressure in accretionary complexes: Implications for taper angle and wedge mechanics. *Journal Of Geophysical Research*, 111(B4). <http://dx.doi.org/10.1029/2005jb003990>
- Shreve, R., & Cloos, M. (1986). Dynamics of sediment subduction, melange formation, and prism accretion. *Journal Of Geophysical Research*, 91(B10), 10229. <http://dx.doi.org/10.1029/jb091ib10p10229>
- Toto, E., & Kellogg, J. (1992). Structure of the Sinu-San Jacinto fold belt — an active accretionary prism in northern Colombia. *Journal Of South American Earth Sciences*, 5(2), 211-222. [http://dx.doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90039-2](http://dx.doi.org/10.1016/0895-9811(92)90039-2)
- Vannucchi, P., Sage, F., Phipps Morgan, J., Remitti, F., & Collot, J. (2012). Toward a dynamic concept of the subduction channel at erosive convergent margins with implications for interplate material transfer. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(2), n/a-n/a. <http://dx.doi.org/10.1029/2011gc003846>
- Vernengo, L., & Trincherro, E. (2015). Application of amplitude volume technique attributes, their variations, and impact. *The Leading Edge*, 34(10), 1246-1253. <http://dx.doi.org/10.1190/tle34101246.1>
- Vinnels, J., Butler, R., McCaffrey, W., & Paton, D. (2010). Depositional processes across the Sinú Accretionary Prism, offshore Colombia. *Marine And Petroleum Geology*, 27(4), 794-809. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.12.008>
- Völker, D., Geersen, J., Contreras-Reyes, E., Sellanes, J., Pantoja, S., & Rabbel, W. et al. (2014). Morphology and geology of the continental shelf and upper slope of southern Central Chile (33°S–43°S). *International Journal Of Earth Sciences*, 103(7), 1765-1787. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-012-0795-y>
- Wu, J.E., McClay, K.R., 2011. Chapter 14: 2D analog modeling of fold and thrust belts: dynamic interactions with syn-contractual sedimentation and erosion, in: K. McClay, J. H. Shaw and J. Suppe, eds., *Thrust Fault-Related Folding*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 94.
- Wu, J.E., McClay, K.R., Despinois, F., Woollard, M., Evans, R., Isa, L., Janai, S., 2010. Analogue modelling of deepwater fold and thrust belts: Dynamic interaction with syntectonic sedimentation. *Trabajos de Geologia*, 30, 331-336.

7 ANEXOS

Anexo A

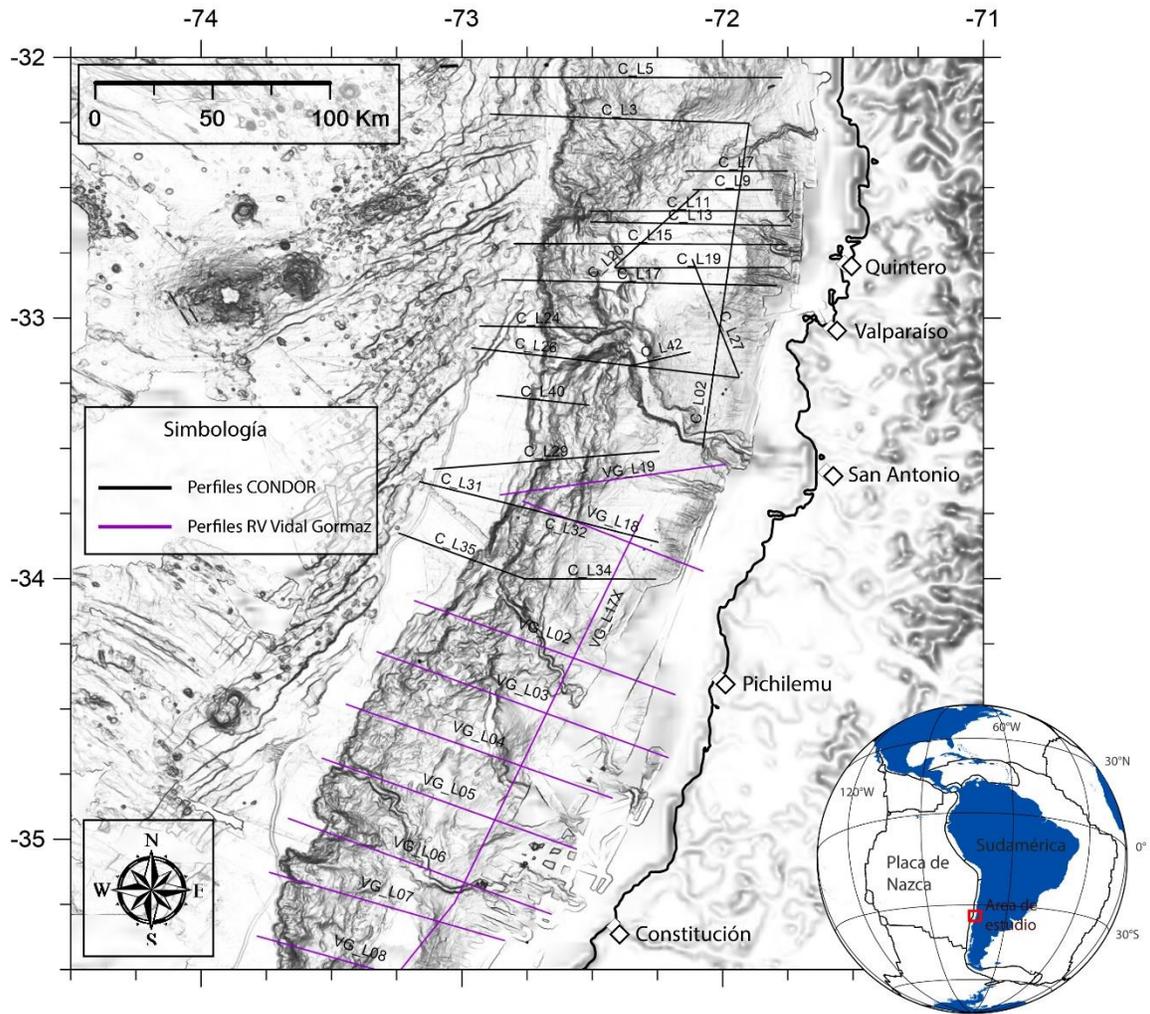


Figura 29. Mapa de la ubicación de los perfiles sísmicos CONDOR y RV Vidal Gormaz.

Anexo B

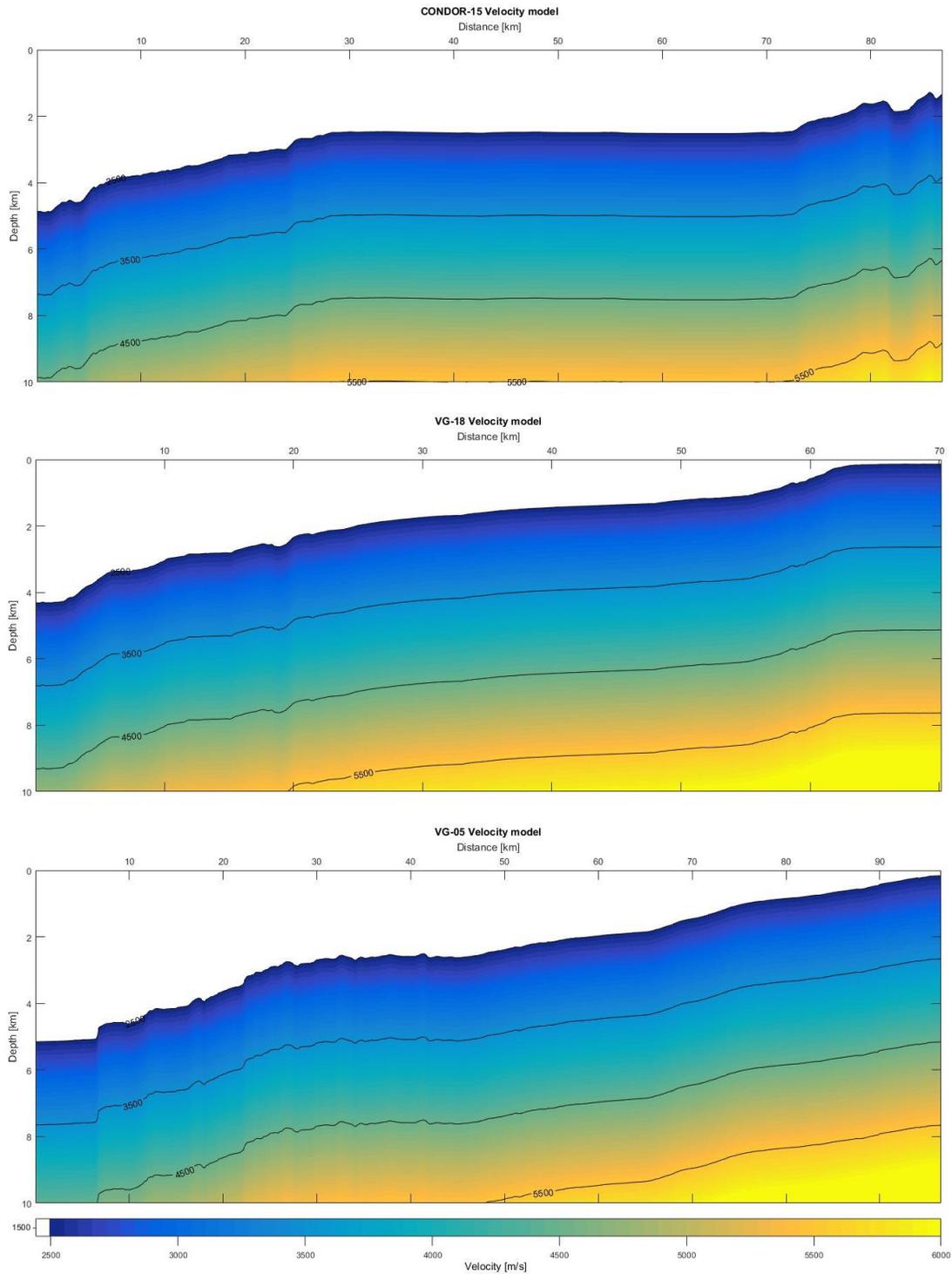


Figura 30. Modelos simplificados de velocidad empleados para conversión a profundidad de los datos sísmicos, basado en los trabajos de Contreras-Reyes et al. (2008; 2010), Moscoso et al. (2011) y Moscoso & Contreras-Reyes (2012).

Anexo C

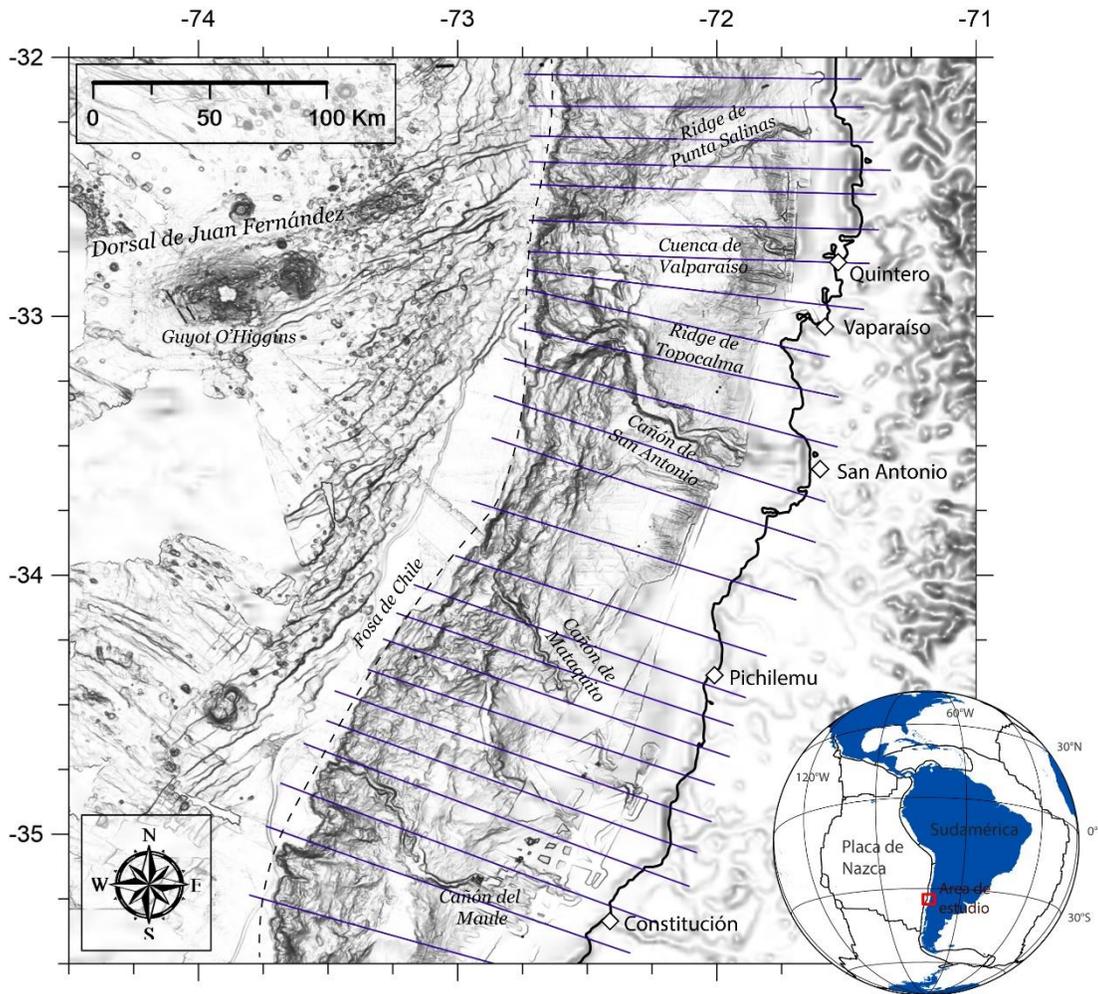


Figura 31. Mapa con la ubicación de los 25 perfiles batimétricos (líneas púrpuras) generados en la zona.

Anexo D

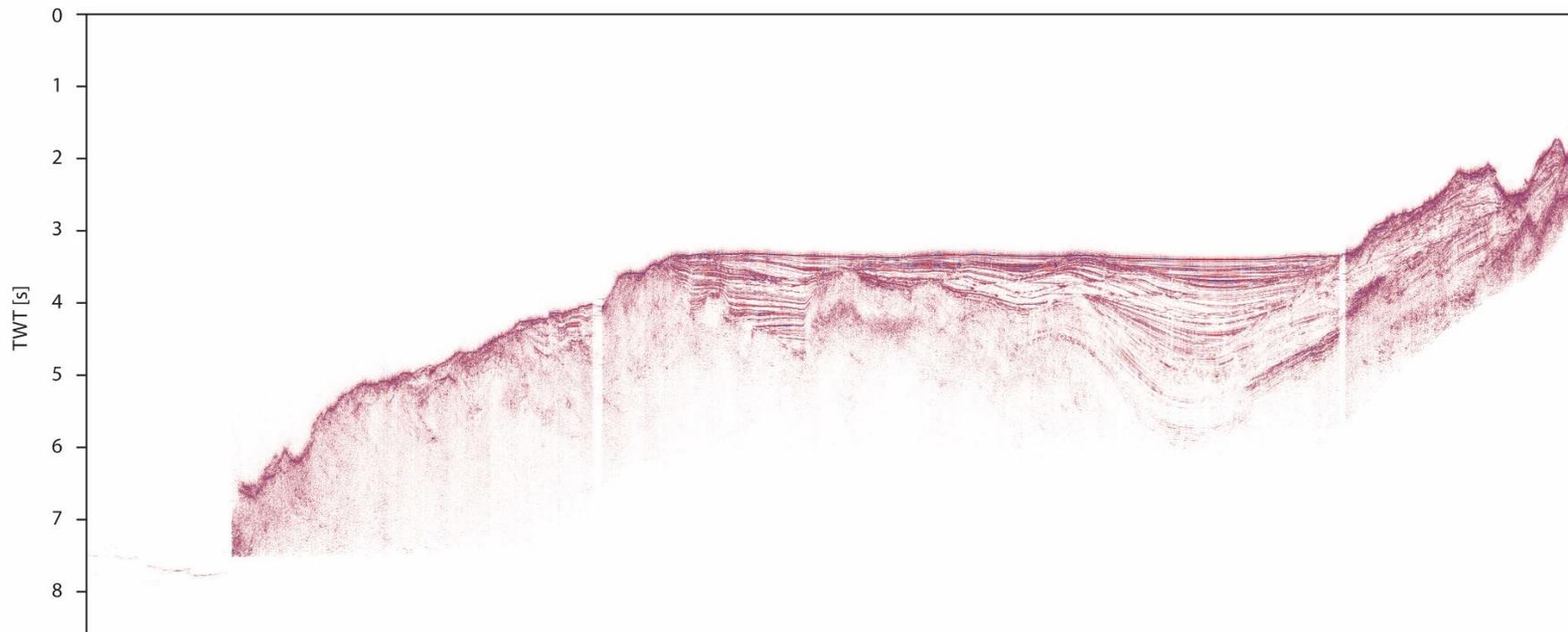


Figura 32. Perfil CONDOR-15 original.

Anexo E

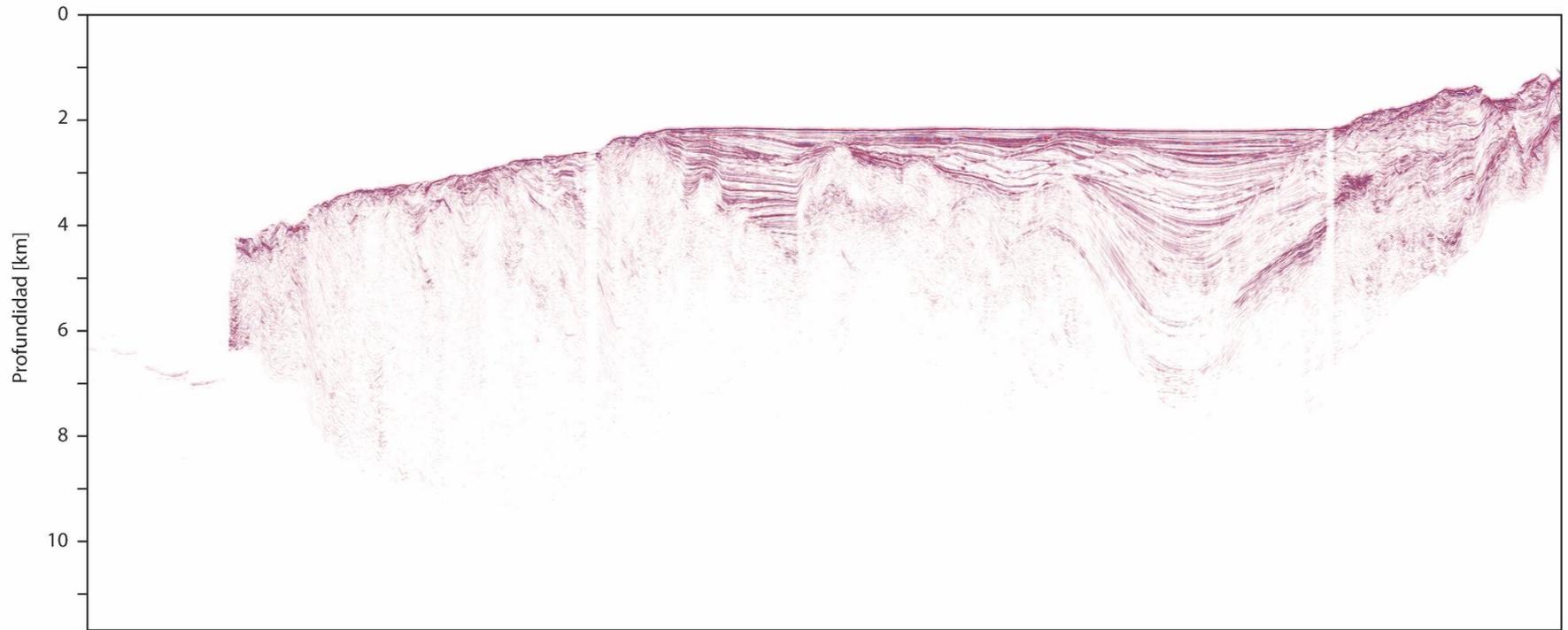


Figura 33. Perfil CONDOR-15 tratado con Fault Enhancement Filter y migrado a profundidad.

Anexo F



Figura 34. Perfil VG-18 original.

Anexo G

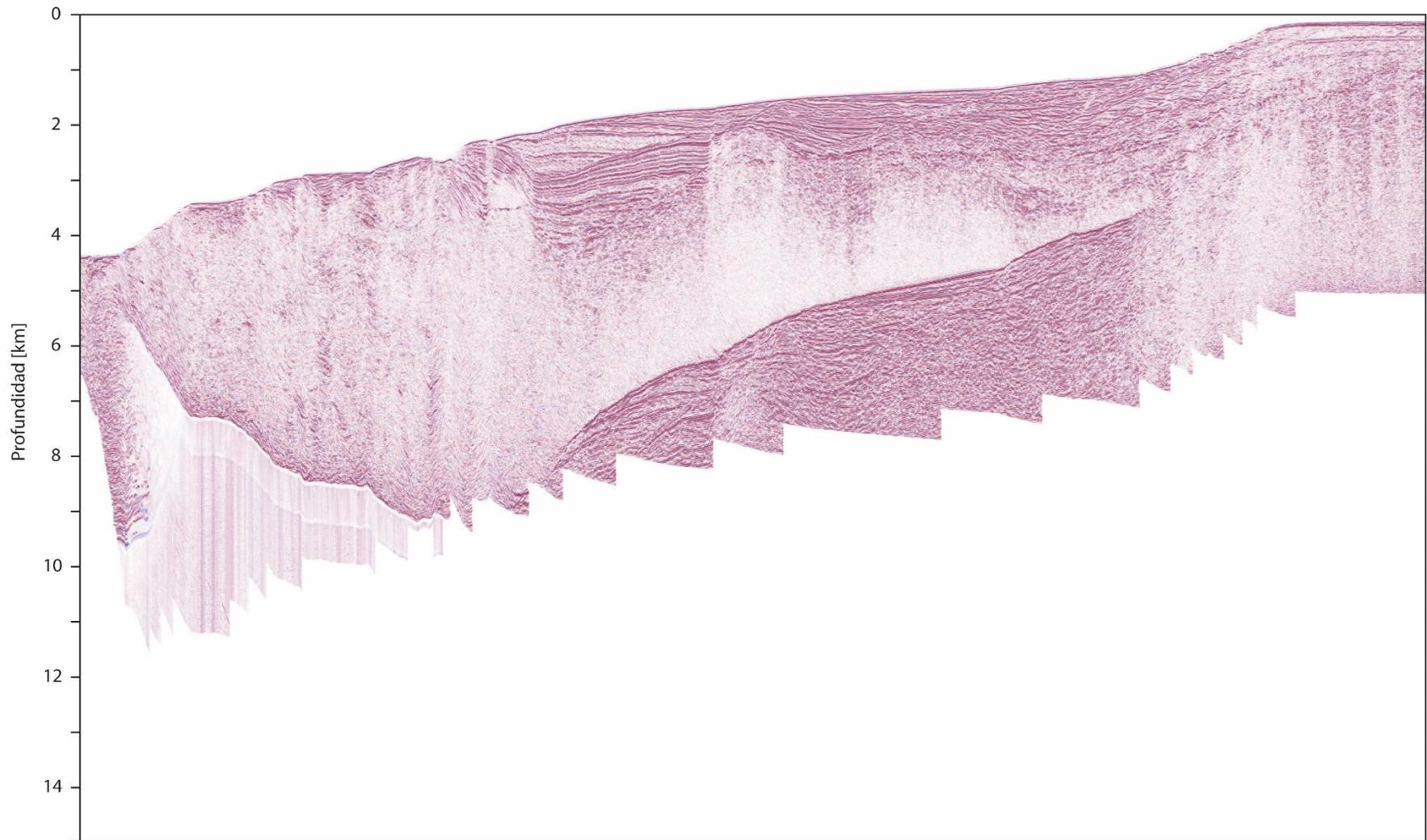


Figura 35. Perfil VG-18 tratado con Fault Enhancement Filter y migrado a profundidad.

Anexo H

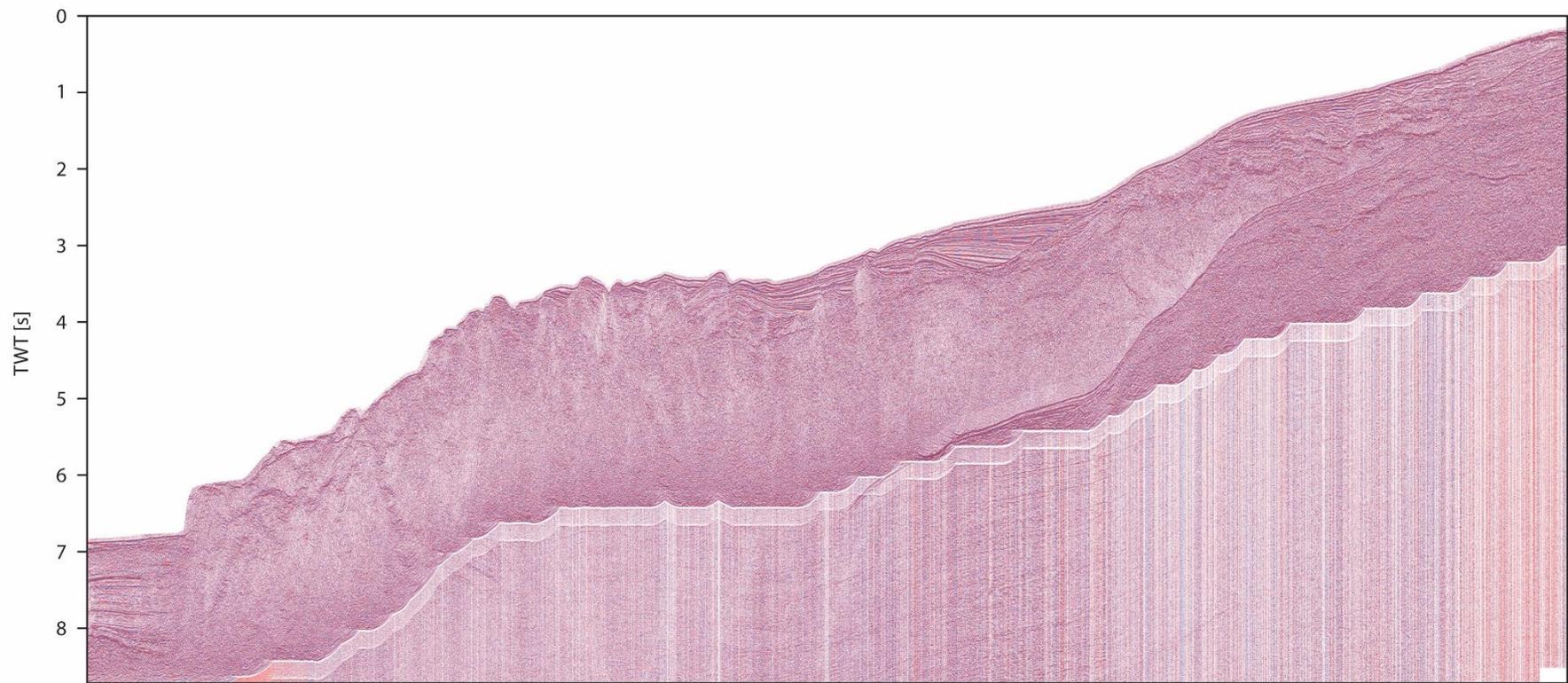


Figura 36. Perfil VG-05 original.

Anexo I

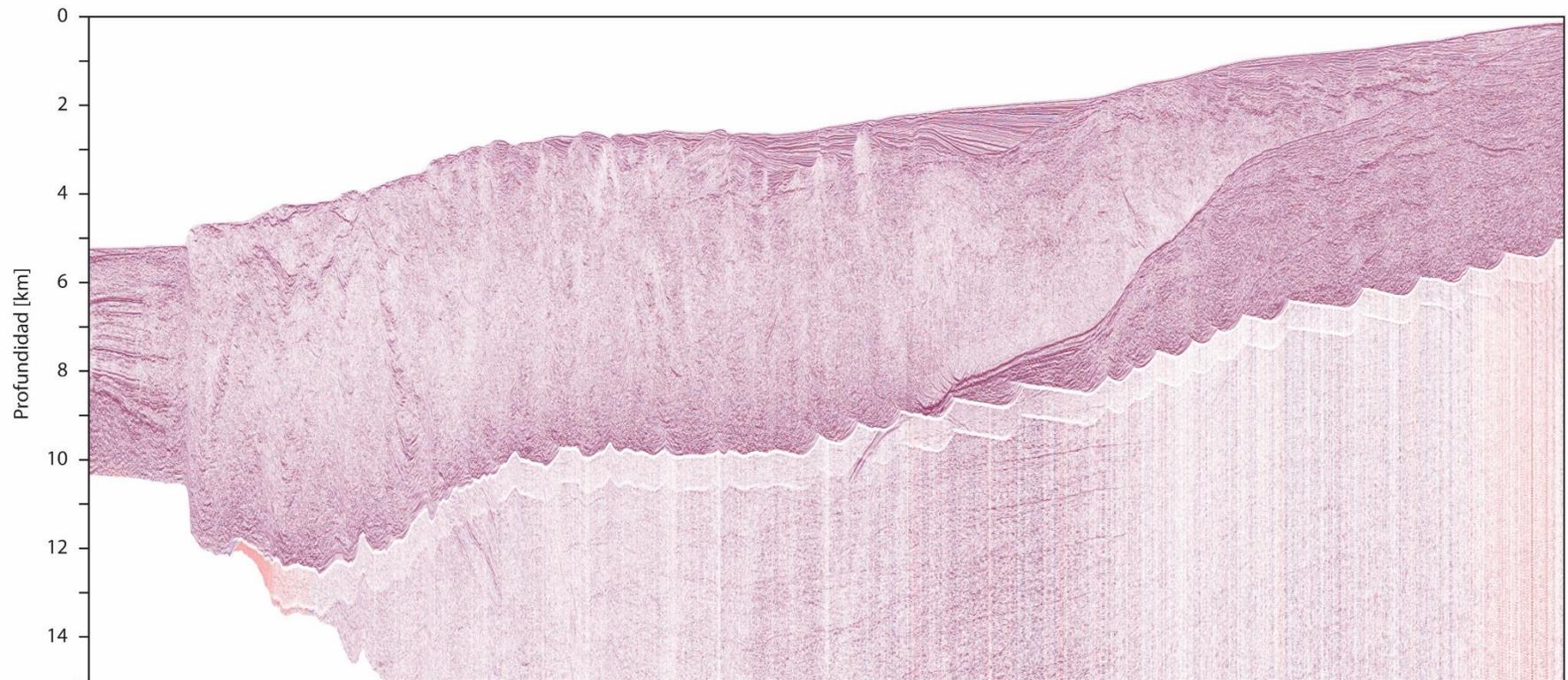


Figura 37. Perfil VG-05 tratado con Fault Enhancement Filter y migrado a profundidad.