



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

ESTRUCTURA SÍSMICA Y TECTÓNICA DEL MARGEN CONVERGENTE EN EL NORTE
DE CHILE (~20°S)

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR EN
CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA

FELIPE ANDRÉS GONZÁLEZ ROJAS

PROFESOR GUÍA:
EDUARDO CONTRERAS REYES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
JUAN BECERRA MIRANDA
MARCELO FARÍAS THIERS
ANDREI MAKSYMOWICZ JERIA
LUISA PINTO LINCOÑIR

Este trabajo ha sido financiado por beca ANID de Doctorado Nacional N° 21170059

SANTIAGO DE CHILE
2024

Resumen

Las investigaciones sísmicas han documentado un grado notable de heterogeneidad geológica en las cuencas marinas ubicadas en el antearco de márgenes convergentes. Sin embargo, los mecanismos necesarios para la formación de cuencas y las características de su evolución no están completamente entendidos aún, especialmente para márgenes erosivos como el del norte de Chile. Este estudio integra información de batimetría de alta resolución, reflexión sísmica y velocidades de onda P para mejorar el entendimiento de la estructura somera del margen convergente erosivo del norte de Chile entre los 19°S y 21°S. Los datos revelan cuencas de escala regional rellenas con tres unidades sedimentarias, que contienen parte de la cuenca de Arica y la cuenca de Iquique, cuyo desarrollo había sido anteriormente identificado y acotado a la transición del talud superior a la plataforma continental. Estas cuencas se encuentran caracterizadas por dos depocentros principales y cinco depocentros de menor escala, cuyo origen y geometría han sido controlados tectónicamente por fallas de escala regional y orientación paralela al margen. Los sectores resueltos por los datos para la cuenca de Arica e Iquique alcanzan su mayor espesor entre el talud medio y superior, alcanzando hasta 2.500 y 2.000 metros de sedimentos acumulados, respectivamente. Se propone que la formación de estas cuencas ha sido producida por subsidencia debido a la erosión basal por subducción de una topografía rugosa y posiblemente acelerada por la subducción de montes submarinos. La distribución de las tres unidades sedimentarias en el área de estudio indica una migración espacial y temporal hacia la costa del eje de máximo espesor para las cuencas de Arica e Iquique. La migración del depocentro de las cuencas podría haberse producido por la erosión por subducción afectando el margen, produciendo una reubicación sistemática de los depocentros hacia la costa. En este contexto, la migración de una elevación en la topografía del suelo oceánico como el alto estructural de orientación norte-sur, presente actualmente en la transición entre el talud medio y superior, podría haber jugado un rol clave para la contención de los sedimentos depositados en el talud superior. La correlación espacial entre los depocentros y los canales submarinos principales en el área de estudio, correspondientes a las continuaciones submarinas del sistema de drenaje exorreico en el área de estudio (ríos Camarones, Tana y Loa), sugiere que la fuente de sedimentos desde el continente es uno de los factores principales para la formación de cuencas en el antearco marino. Aunque no es posible determinar la edad absoluta de la deposición de las distintas unidades sedimentarias y formación de las cuencas observadas debido a la falta de datos geocronológicos y dataciones, la información disponible indica que las secuencias se depositaron probablemente desde el Mioceno Superior-Cuaternario, posterior a la elevación de la Cordillera de la Costa desde el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior y la consecuente incisión y desembocadura de los ríos terrestres hacia el antearco marino. Por último, la correlación espacial entre el depocentro de la cuenca de Iquique, el área de mayor desplazamiento cosísmico durante el terremoto de Iquique de 2014 y una aspereza destaca la relevancia del estudio futuro de cuencas de antearco marinas para entender la relación entre la estructura somera y los procesos ocurriendo en la interfaz de subducción.

A mi familia

Agradecimientos

Quiero agradecer a mi familia por el apoyo incondicional y por entregarme las herramientas para desarrollarme tanto profesional como humanamente. Agradezco también a todos mis amigos y personas que me acompañaron en alguna parte de este largo proceso que está por culminar. Gracias a todos ustedes por la paciencia, el apoyo y los buenos deseos. Sin los gestos, palabras y afectos que todos ustedes me entregaron, este camino habría sido mucho más difícil de transitar.

Agradezco particularmente a Eduardo Contreras Reyes, profesor guía de esta tesis, por la eterna paciencia y apoyo durante todo el proceso. A los miembros de la comisión revisora Luisa Pinto Lincoñir, Juan Becerra Miranda, Andrei Maksymowicz Jeria y Marcelo Farías Thiers. Sin su apoyo y sugerencias esta tesis no habría sido posible.

Por último quisiera agradecer el apoyo de los proyectos ANID/FONDECYT Regular 1170009 y 1210101, y CONICYT PIA/Anillo de Investigación en Ciencia y Tecnología ACT172002. Agradezco el financiamiento de la beca ANID de Doctorado Nacional Nro. 21170059 y el apoyo del proyecto PICTURES por proporcionar los datos sísmicos del crucero MGL1610, financiado por la *National Science Foundation (NSF)* de Estados Unidos a través de la subvención OCE-1459368.

Tabla de contenido

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Motivación	1
1.2. Hipótesis de trabajo.....	2
1.3. Objetivos	3
1.3.1. Objetivo general	3
1.3.2. Objetivos específicos.....	3
1.4. Área de estudio.....	3
1.5. Descripción de los capítulos.....	5
2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO.....	6
2.1. Antecedentes generales	6
2.2. Evolución del margen en el norte de Chile	9
2.3. Orogeno Andino.....	10
2.4. Región del antearco.....	11
2.4.1. Geología	12
2.4.2. Antearco Terrestre.....	14
2.4.3. Antearco marino.....	16
2.5. <i>Outer Rise</i> /Abombamiento.....	20
2.6. Erosión por subducción.....	20
2.7. Clima e implicancias tectónicas	22
2.8. Deformación.....	23
2.9. Contexto sismo-tectónico.....	23
3. DATOS Y MÉTODOS.....	25
3.1. Adquisición de datos	25
3.2. Procesamiento de datos.....	28
3.2.1. Pre-proceso.....	29
3.2.2. Reflexión sísmica	31
3.3. Interpretación de estructuras	43
4. ESTRUCTURA SOMERA DEL ANTEARCO MARINO EN EL NORTE DE CHILE ENTRE LOS 19°S Y 21°S	44
4.1. Introducción	44
4.2. Descripción de datos y alcances metodológicos	44
4.3. Resultados	47
4.3.1. Secuencias sedimentarias y características.....	49
4.3.2. Basamento continental	53
4.3.3. Prisma frontal	53
4.3.4. Fallas y elevaciones en el talud inferior	53
4.4. Discusión.....	57
4.4.1. Cuencas sedimentarias en el antearco marino.....	58
4.4.2. Alto estructural N-S	61
4.4.3. Estructura y deformación del talud inferior	63
4.4.4. Secuencia del terremoto de Iquique de 2014	64
4.5. Conclusiones	66
5. MIGRACIÓN DE DEPOCENTROS DE LAS CUENCAS EN EL ANTEARCO MARINO DEL NORTE DE CHILE, ENTRE LOS 19°S Y 21°S.....	68
5.1. Introducción	68
5.2. Descripción de datos y alcances metodológicos	68
5.3. Resultados	71
5.3.1. Secciones perpendiculares al margen.....	71

5.3.2. Secciones paralelas al margen.....	77
5.3.3. Fallas en el talud medio y superior.....	82
5.4. Discusión.....	82
5.4.1. Distribución de cuencas y depocentros en el antearco marino.....	83
5.4.2. Formación de las cuencas sedimentarias.....	85
5.4.3. Distribución de unidades sedimentarias.....	87
5.4.4. Migración de depocentros en el antearco marino.....	90
5.4.5. Origen, edad y distribución de los sedimentos.....	93
5.1. Conclusiones.....	97
6. CONCLUSIONES GENERALES	99
BIBLIOGRAFÍA.....	102
7. ANEXOS	114
ANEXO A: MATERIAL COMPLEMENTARIO CAPÍTULO 4.....	114
Coordenadas de perfiles sísmicos	114
Secciones sísmicas apiladas (stack)	115
Secciones sísmicas migradas a profundidad	117
Secciones de velocidad de onda P (para migración).....	118
ANEXO B: MATERIAL COMPLEMENTARIO CAPÍTULO 5.....	120
Coordenadas de perfiles sísmicos	122
Secciones sísmicas apiladas (stack)	123
Secciones sísmicas migradas a profundidad	134
Tomografías sísmicas.....	143
Secciones de velocidad de onda P (para migración).....	163
ANEXO C: PARTICIPACIÓN EN PROYECTOS COLABORATIVOS	172
ANEXO D: PARTICIPACIÓN EN CONGRESOS.....	174
Latin-American Colloquium of Geosciences. 18-21 de septiembre, 2019 (LAC 2019)	174
AGU Fall Meeting, 9-13 de diciembre, 2019 (AGU 2019)	175

Índice de Figuras

Figura 1-1. Mapa batimétrico del área de estudio.	4
Figura 2-1. Cinturón de fuego del pacífico (Pambudi, 2018). destacando las zonas de subducción activas.	7
Figura 2-2. Rasgos geomorfológicos principales en el área de estudio.	8
Figura 2-3. Unidades geo-estructurales principales en el área de estudio (Alonso, 2017).	11
Figura 2-4. Geología continental (al este de la costa) en torno al área de estudio (Sernageomin, 2003).	13
Figura 2-5. Batimetría del área de estudio en una vista tridimensional desde el oeste (crucero MGL1610; Tréhu et al., 2017).	15
Figura 2-6. Ejemplo de cuenca de Iquique en el antearco marino (Coulbourn, 1981).	19
Figura 2-7. Morfología del talud continental en el área de estudio.	21
Figura 2-8. Esquema de erosión por subducción (von Huene & Ranero, 2003).	22
Figura 3-1. Grilla de líneas de sísmica multicanal adquiridas durante el crucero MGL1610 (Tréhu et al., 2017).	25
Figura 3-2. Imágenes de ejemplo del cable receptor y airguns utilizados durante la adquisición de datos.	26
Figura 3-3. Registros sísmicos de ejemplo de la adquisición original en geometría de disparo. .	27
Figura 3-4. Diagrama de flujo del procesamiento de datos.	28
Figura 3-5. Esquema de adquisición de datos en geometría original de disparo.	30
Figura 3-6. Esquema de reordenamiento de trazas por punto medio común (CMP)	32
Figura 3-7. Ejemplo de registros reordenados en geometría de punto medio común (CMP).	33
Figura 3-8. Esquema gráfico de proceso de Normal Move Out (NMO).	34
Figura 3-9. Ejemplo de análisis de velocidades de semblanza aplicado sobre un registro CMP.	36
Figura 3-10. Ejemplo de aplicación del proceso de Normal Move Out (NMO).	37
Figura 3-11. Esquema gráfico del proceso de apilamiento (o stacking).	38
Figura 3-12. Ejemplo del proceso de digitalización de primeras llegadas.	39
Figura 3-13. Ejemplo de una tomografía sísmica aplicada para un perfil sísmico.	41
Figura 3-14. Ejemplo gráfico de procesamiento de un perfil sísmico.	42
Figura 4-1. Mapa batimétrico del área de estudio (capítulo 4).	45
Figura 4-2. Ejemplo de procesamiento para el perfil MC25.	46
Figura 4-3. Batimetría y sección interpretada para el perfil MC04.	48
Figura 4-4. Sección esquemática de estructuras dentro de la capa sedimentaria en el talud superior del perfil MC25.	50
Figura 4-5. Batimetría y sección interpretada para el perfil MC06.	51
Figura 4-6. Batimetría y sección interpretada para el perfil MC25.	52
Figura 4-7. Batimetría y sección interpretada para el perfil MC27.	54
Figura 4-8. Estructuras interpretadas en el área de estudio (vista en planta).	55
Figura 4-9. Perfiles interpretados en escala espacial 1:1 y características de fallas.	57
Figura 4-10. Variación de primer orden de la elevación del basamento continental, espesor sedimentario y V_p a lo largo del área de estudio.	60
Figura 4-11. Estructuras interpretadas en el área de estudio (vista tridimensional, desde el este).	64
Figura 4-12. Mapa del área de estudio en conjunto con la sismicidad correspondiente a la secuencia del terremoto de Iquique de 2014.	65
Figura 5-1. Mapa batimétrico del área de estudio (capítulo 5).	69
Figura 5-2. Cruce de ejemplo entre perfiles sísmicos (MC12 y MC13).	70

Figura 5-3. Secciones interpretadas para los perfiles asociados espacialmente a la cuenca de Arica (MC12, MC04 y MC08).....	72
Figura 5-4. Secciones interpretadas para los perfiles asociados espacialmente a la transición entre la cuenca de Arica y la cuenca de Iquique (MC01A y MC23).....	73
Figura 5-5. Secciones interpretadas para los perfiles asociados espacialmente a la porción central de la cuenca de Iquique (MC06, MC19 y MC25).....	74
Figura 5-6. Secciones interpretadas para los perfiles asociados espacialmente a la porción sur de la cuenca de Iquique (MC21, MC27 y MC10).....	75
Figura 5-7. Sección interpretada MC17, línea más al sur del área de estudio (sector sur de la cuenca de Iquique).....	76
Figura 5-8. Secciones interpretadas para los perfiles ubicados en el talud medio-inferior (MC15 y MC16).....	77
Figura 5-9. Sección interpretada MC03, ubicada en el talud medio.	78
Figura 5-10. Secciones interpretadas para los perfiles ubicados en el talud superior (MC13 y MC09).....	79
Figura 5-11. Secciones interpretadas para los perfiles ubicados en el talud superior-plataforma continental (MC05, MC20 y MC28).....	80
Figura 5-12. Fallas regionales interpretadas en el área de estudio (vista en planta).	81
Figura 5-13. Elevación del basamento continental y espesor sedimentario en el área de estudio (vista en planta).	84
Figura 5-14. Espesor sedimentario de las distintas unidades estratigráficas (vista en planta).	88
Figura 5-15. Migración de depocentros en el tiempo.....	91

Capítulo 1

Introducción

1.1. Motivación

La zona de subducción en el norte de Chile ha sido ampliamente reconocida como parte de un margen convergente erosivo debido a, entre otros factores, la falta de aporte sedimentario desde el continente hacia la fosa, la migración sistemática del arco volcánico en dirección este desde el Mesozoico (Rutland, 1971; Scheuber & Reutter, 1992; von Huene & Scholl, 1991) y subsidencia del antearco a escala de tiempo geológica (p. ej. Hartley et al., 2000; Kukowski & Oncken, 2006). Debido a la falta general de sedimentos y a la hiper aridez del clima en el norte de Chile, esta zona presenta una preservación extraordinaria del paleo relieve. Estas condiciones permiten que el margen en el norte de Chile se presente como un laboratorio natural para estudiar la morfología y tectónica de la región del antearco. Si bien algunos trabajos en las décadas pasadas han estudiado las características del antearco marino en esta área (p. ej. Contreras-Reyes et al., 2012; Coulbourn & Moberly, 1977; Geersen, Ranero, Klauke, et al., 2018; Maksymowicz et al., 2018; Moberly et al., 1982; Sallarès & Ranero, 2005; Storch et al., 2021; von Huene & Ranero, 2003), la poca cobertura de datos sísmicos adquiridos costa afuera en conjunto con la limitada resolución de los datos existentes han imposibilitado un mejor entendimiento de la geometría y procesos tectónicos ocurriendo en la estructura somera del antearco marino.

Las cuencas de antearco ubicadas costa afuera pueden guardar información valiosa con respecto a la geometría del talud y cuña continental; la evolución tectono-sedimentaria del margen y los procesos que ocurren en la interfaz de subducción. Estas características son especialmente relevantes en un margen de subducción activo como el del norte de Chile, en donde recurrentemente han ocurrido terremotos de gran magnitud en la historia geológica (p. ej. Maksymowicz et al., 2018). Sin embargo, la interacción entre los procesos que controlan la morfología y evolución de las cuencas en el antearco marino aún se encuentra en estudio y discusión. En especial, el desarrollo de cuencas relevantes y los factores que controlan su desarrollo e implicancias tectónicas no se encuentran ampliamente estudiados ni entendidos para márgenes erosivos como el del norte de Chile.

Estudios anteriores han discutido la presencia de cuencas en el antearco marino del norte de Chile (p. ej. Coulbourn, 1981; Coulbourn & Moberly, 1977; Maksymowicz et al., 2018; Reginato et al., 2020). Estos trabajos han indicado que la cubierta sedimentaria a lo largo del talud continental es casi despreciable sobre grandes porciones de este. Además se ha descrito que el desarrollo de cuencas está localmente confinado al talud superior y plataforma continental. Sin embargo, existen aún incertezas con respecto al alcance e importancia de las cuencas presentes y el rol histórico que

ha jugado el clima en el desarrollo de estructuras geológicas relevantes para la evolución del margen.

El propósito de este trabajo es estudiar la relación entre la morfología de la estructura somera del antearco marino entre 19°S y 21°S y los procesos que ocurren tanto en la placa continental superior como en la interfaz de subducción. En el estudio se utilizan datos de sísmica marina multicanal de reflexión y refracción, adquiridos durante una campaña en un crucero científico (MGL10 a bordo del buque científico estadounidense *R/V Marcus Langseth*) correspondiente al proyecto PICTURES (Pisagua/Iquique Crustal Tomography Improves Understanding of Region of the Earthquake Source) (Tréhu et al., 2017). Estos datos se utilizan para obtener secciones de sísmica de reflexión y de velocidad de propagación de onda P. Estas secciones son interpretadas para representar los principales rasgos estructurales y tectono sedimentarios del antearco marino. Se espera que las secciones sísmicas y posterior interpretación geológica permitan caracterizar la zona del antearco marino y reflejen el contexto tectónico y de deformación propio de un margen activo y erosivo como el del norte de Chile.

1.2. Hipótesis de trabajo

Los estudios realizados en décadas anteriores han permitido estudiar la morfología del margen tanto en el antearco terrestre como marino en base a las observaciones de la superficie. Sin embargo, la falta de datos geofísicos en el antearco marino ha imposibilitado un mejor entendimiento de las características del margen en un ambiente erosivo. En particular, poco se sabe sobre la estructura somera del antearco marino en el norte de Chile. Con respecto a este aspecto, este estudio se sustenta en las siguientes hipótesis de trabajo:

- La morfología y geología del antearco marino refleja el carácter erosivo del margen en el norte de Chile.
- Las cuencas en el antearco marino del norte de Chile presentan un mayor alcance espacial y sedimentación de lo que se creía anteriormente. Además, las características de estas cuencas reflejan la evolución de la deformación y condiciones climáticas del margen a lo largo del tiempo.
- La deformación y evolución de la estructura somera del antearco marino está directamente relacionada con los procesos que ocurren en la interfaz de subducción.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

El objetivo de este trabajo es estudiar la relación entre la morfología de la estructura somera del antearco marino entre los 19°S y 21°S con los procesos ocurriendo en la interfaz de subducción y en la placa superior. Para esto se caracteriza el margen en términos de su geometría, morfología y evolución.

1.3.2. Objetivos específicos

1. Obtener secciones geológicas mediante la interpretación de las estructuras más relevantes (fallas, unidades sedimentarias y morfología del basamento continental) desde secciones de reflectividad sísmica.
2. Estudiar la morfología de primer orden del subsuelo somero del antearco marino en el área de estudio e implicancias mediante la integración de las observaciones geológicas recopiladas para algunas secciones sísmicas.
3. Interpretar la morfología observada y analizar evolución de las cuencas sedimentarias ubicadas bajo el talud medio y superior mediante la integración de las observaciones geológicas recopiladas para cada una de las secciones sísmicas obtenidas.

1.4. Área de estudio

El área de estudio de este trabajo abarca la zona del antearco marino en el norte de Chile, aproximadamente entre los 18.5°S y los 21°S (Figura 1-1). Como se describió anteriormente, esta zona está caracterizada por una plataforma continental estrecha y un talud continental de morfología irregular. Si bien el margen en el norte de Chile ha sido categorizado como un margen erosivo y con condiciones climáticas de hiper aridez desde el Mioceno (von Huene & Ranero, 2003), estudios previos (Coulbourn, 1981) destacan la presencia de cuencas sedimentarias en la plataforma continental y talud superior (polígonos de color naranja en la Figura 1-1). En conjunto, un número reducido de canales submarinos relevantes conforma el sistema de drenaje en el antearco marino (líneas azules en la Figura 1-1).

Esta zona coincide con el área donde ocurrió el terremoto de Iquique de 2014 (líneas de color morado en la Figura 1-1), en donde se rompió parte de la zona que se encontraba acoplada y reconocida como laguna sísmica (Duputel et al., 2015; Ruiz et al., 2014).

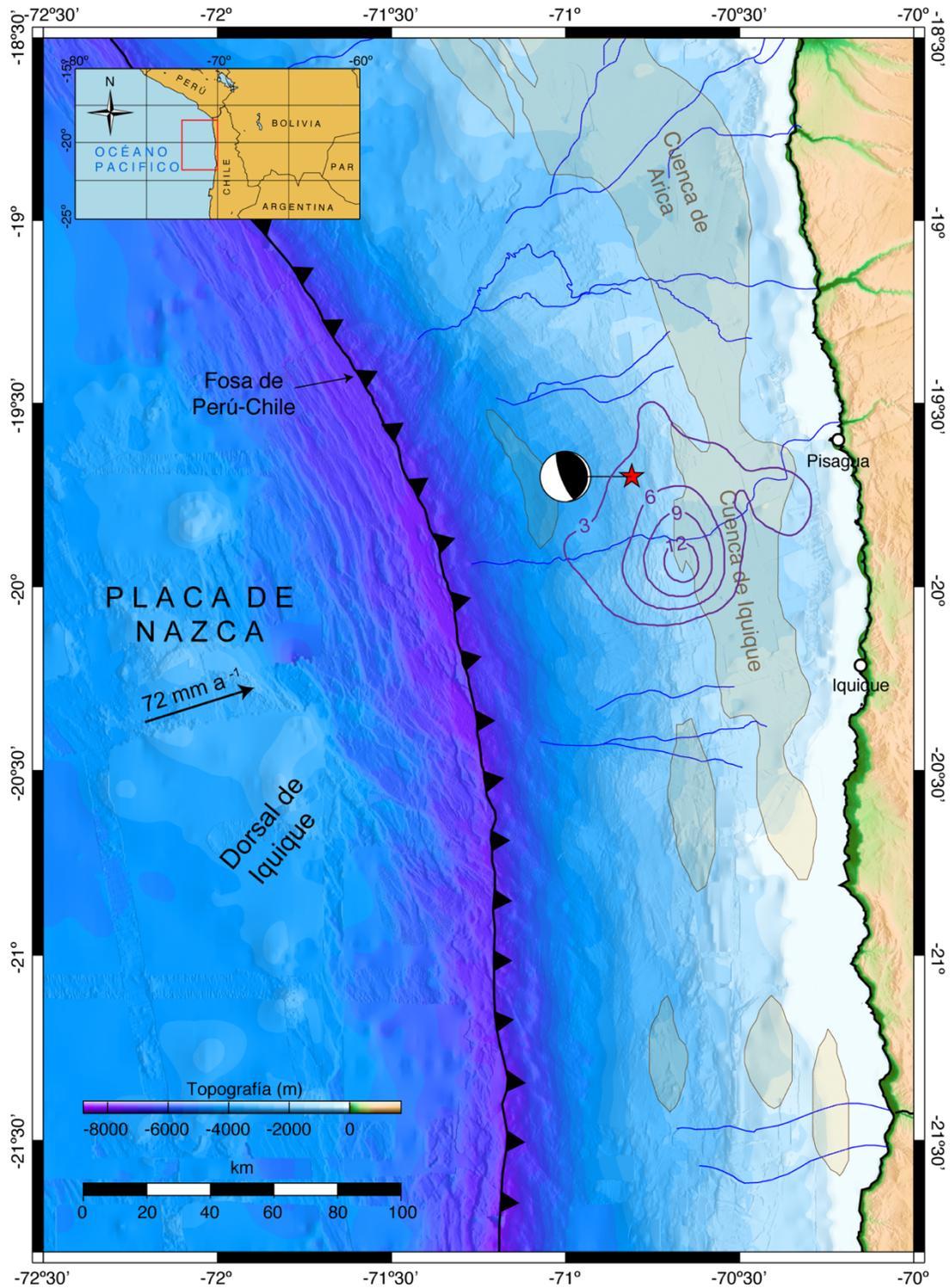


Figura 1-1. Mapa batimétrico del área de estudio. Los polígonos de color naranja corresponden a las cuencas de antearco marinas identificadas por Coulbourn (1981). Las líneas de contorno de desplazamiento cosísmico (en metros) se muestran como líneas de color púrpura (Duputel et al., 2015). La ubicación del evento principal correspondiente al terremoto de Iquique de 2014 se muestra como una estrella roja.

1.5. Descripción de los capítulos

En el capítulo 1 se describe la motivación, objetivos y área de estudio donde se desarrolla el trabajo. El capítulo 2 describe la revisión bibliográfica realizada durante el proyecto de tesis, que sirve como base y antecedentes para la discusión de los resultados en los capítulos posteriores.

El capítulo 3 describe de manera general el flujo de procesamiento y actividades realizadas para obtener las secciones sísmicas. Aunque la metodología general es la misma para el proceso de los distintos conjuntos de datos, existen algunas secciones del proceso que se abordaron de manera diferente. Los distintos conjuntos de datos utilizados junto a los alcances metodológicos específicos para cada uno son explicitados posteriormente en los capítulos 4 y 5.

El capítulo 4 describe el trabajo desarrollado con el fin de estudiar la estructura somera general del antearco marino en el norte de Chile, entre los 19°S y 21°S. El objetivo es estudiar los rasgos más relevantes (fallas, unidades sedimentarias, morfología del basamento continental, etc.), analizar su distribución de primer orden en el área de estudio y discutir las implicancias de las observaciones con respecto a la tectónica regional. El estudio mostrado en esta sección corresponde esencialmente a un artículo ISI que se encuentra actualmente publicado en la revista *Journal of South American Earth Sciences* (Anexo C, pág. 172) y presentado parcialmente en instancias anteriores (Anexo D; pág. 174).

El capítulo 5 describe el estudio realizado específicamente para analizar la estructura somera del talud medio y talud superior. En particular, se estudian las cuencas sedimentarias presentes en esta porción del antearco marino y su relevancia en la dinámica del margen. Se discute la distribución y origen de los sedimentos, la migración de los depocentros observados en el tiempo, la morfología del basamento y las posibles causas de origen y evolución. El trabajo presentado en esta sección corresponde a un artículo en desarrollo para someter a una revista científica en los próximos meses. Por último, el capítulo 6 corresponde a un breve resumen de las conclusiones principales del trabajo realizado en la tesis.

Capítulo 2

Marco geológico y tectónico

2.1. Antecedentes generales

El margen en el norte de Chile se encuentra caracterizado por una zona de subducción que es parte del llamado Cinturón de Fuego del Pacífico (Figura 2-1). El margen convergente en esta área ha sido globalmente reconocido y estudiado como un margen activo y erosivo al menos desde el Mesozoico (Contreras-Reyes et al., 2012; Geersen, Ranero, Klaucke, et al., 2018; Kukowski & Oncken, 2006; Ranero et al., 2006; Rutland, 1971; Sallarès & Ranero, 2005; von Huene et al., 1999; von Huene & Scholl, 1991), evidenciado por la migración progresiva del arco magmático y eje de la fosa en dirección al este, subsidencia en el talud continental, adelgazamiento de la corteza y fallamiento extensional sistemático en el antearco marino (Contreras-Reyes et al., 2012; Geersen, Ranero, Klaucke, et al., 2018; Kukowski & Oncken, 2006; Ranero et al., 2006; Rutland, 1971; Sallarès & Ranero, 2005; von Huene et al., 1999; von Huene & Ranero, 2003), Cordillera de la Costa (p. ej. Allmendinger & González, 2010) y Valle Central (p. ej. Hartley et al., 2000). El margen en esta latitud se encuentra ubicado en frente de los Andes Centrales (Figura 2-2a). Esta zona ha sido afectada por la subducción de una placa oceánica bajo la placa continental Sudamericana desde el Mesozoico (Kukowski & Oncken, 2006; C. Li, 1995). Actualmente la placa oceánica de Nazca subducta bajo la placa Sudamericana con una tasa de convergencia de 72 mm/año (DeMets et al., 2010; Figura 2-2a) y un azimut de aproximadamente N78°E (p. ej. Angermann et al., 1999). La tasa de convergencia y oblicuidad con que la placa oceánica ha subducido bajo la placa continental no han sido parámetros constantes a lo largo del tiempo geológico (p. ej. Bello-González et al., 2018). La tasa de convergencia, por ejemplo, ha disminuido sistemáticamente durante el Neógeno (Norabuena et al., 1999).

Como consecuencia de la reconocida erosión por subducción a la que está expuesta el margen convergente del norte de Chile, el arco magmático ha migrado más de 200 km en dirección hacia el este desde el Jurásico (Rutland, 1971; Sallarès & Ranero, 2005; Scheuber et al., 1994). Aproximadamente desde el Mioceno y hasta el presente, el arco magmático se ha ubicado bajo la Cordillera Occidental (Herrera et al., 2017; Figura 2-2b), mientras que el arco magmático del periodo Jurásico se localiza actualmente bajo la Cordillera de la Costa (Figura 2-2b). Los arcos volcánicos se orientan paralelamente a la fosa de Perú-Chile (Figura 2-1) y les han dado forma a las cuencas Cenozoicas y el carácter de los sedimentos que las rellenan (Jordan & Alonso, 1987). Las fallas neotectónicas y estructuras corticales, por otro lado, están fuertemente influenciadas por las estructuras pre-existentes en este contexto evolucionario complejo (Adam & Reuther, 2000).

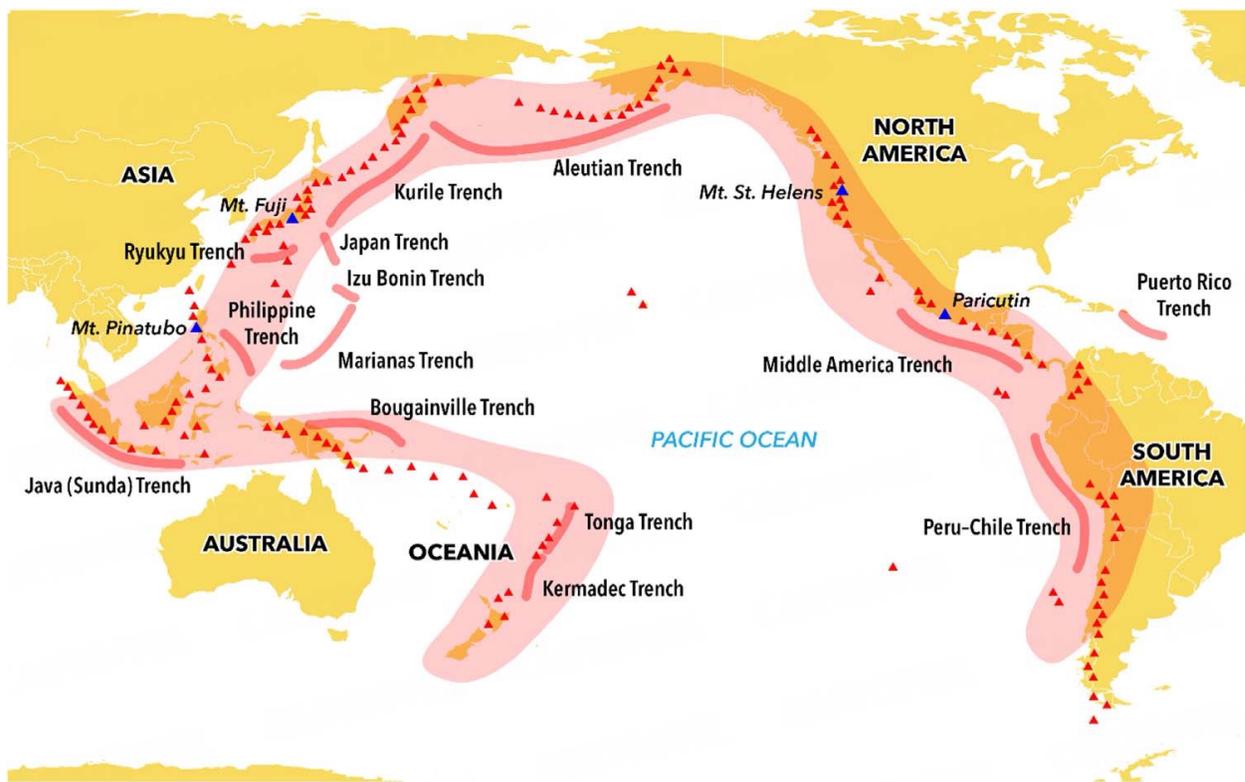


Figura 2-1. Cinturón de fuego del pacífico (Pambudi, 2018). destacando las zonas de subducción activas.

Desde la Deflexión de Abancay hasta el Codo de Arica, el margen continental se orienta aproximadamente con un rumbo N50°W. Desde el Codo de Arica hacia el sur el margen cambia su rumbo a uno aproximadamente norte-sur (Figura 2-2; C. Li, 1995; Madella et al., 2018). El proceso de curvatura del Codo de Arica habría ocurrido entre los 40 y 15 Ma (Arriagada et al., 2008; Roperch et al., 2006). Datos paleomagnéticos sugieren rotaciones opuestas de la corteza continental al norte y al sur del Codo de Arica, respectivamente (Arriagada et al., 2008). Estas observaciones están respaldadas por evidencia de deformación en dirección norte-sur u oblicua controlada por fallamiento cortical al sur y al norte de este rasgo morfológico (Allmendinger & González, 2010; Madella et al., 2018).

La placa de Nazca en la zona centro-norte de Chile está caracterizada por la presencia de algunos rasgos morfológicos (ver Figura 2-2). La subducción de la Dorsal de Juan Fernández a los 33°S (Bello-González et al., 2018; Kopp et al., 2004; Manríquez et al., 2014), la Dorsal de Nazca al sur de Perú (~20°S) (Clift et al., 2003; Contreras-Reyes, Cortés-Rivas, et al., 2021; Contreras-Reyes et al., 2019; Hampel et al., 2004) y la Dorsal de Iquique a los 19°30'S (Bello-González et al., 2018; Contreras-Reyes, Obando-Orrego, et al., 2021; Contreras-Reyes & Carrizo, 2011) son rasgos batimétricos relevantes para el contexto tectónico regional. La zona del Outer Rise presenta fallamiento extensional relacionado a la flexura de la placa oceánica previo a la subducción (Figura 2-7), el cual muestra desplazamientos verticales de hasta ~1 km (p. ej. Geersen et al., 2015; Sallarès & Ranero, 2005; von Huene & Ranero, 2003).

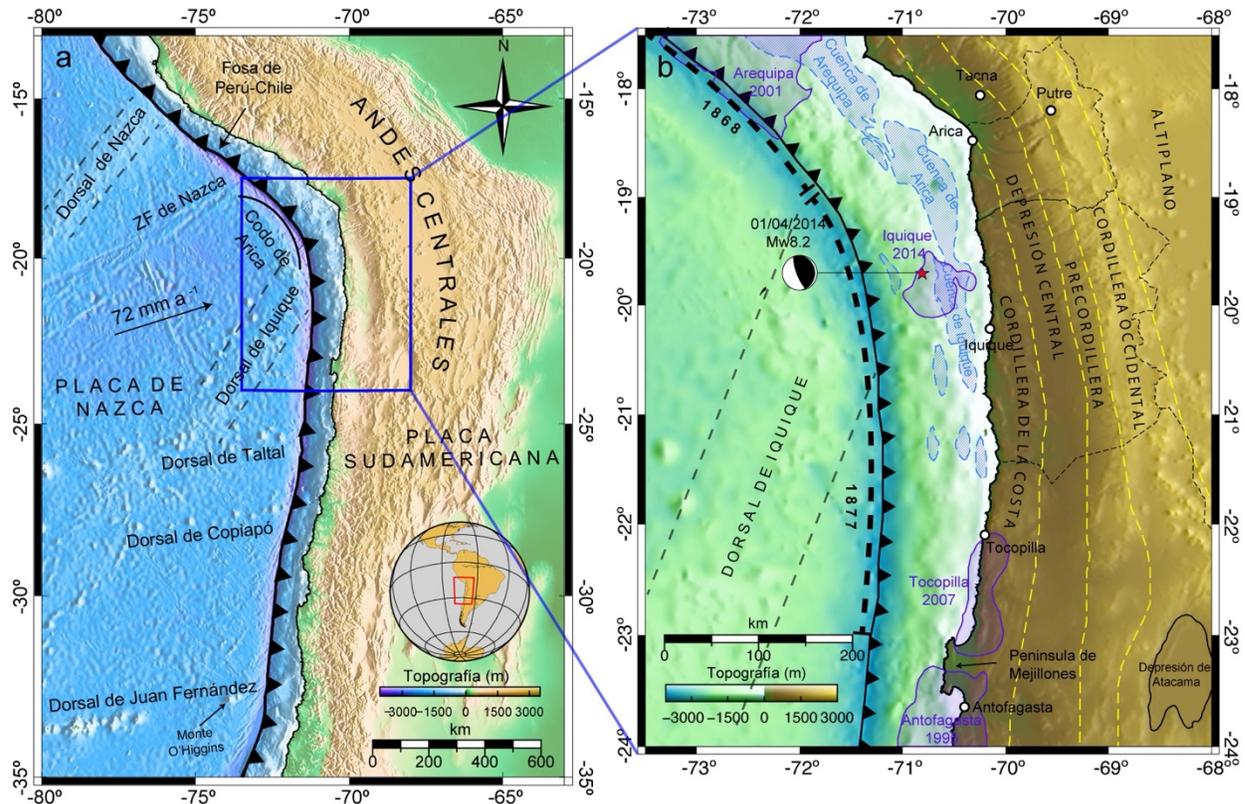


Figura 2-2. Rasgos geomorfológicos principales en el área de estudio. Los polígonos de color azul en (b) corresponden a las cuencas de antearco marinas identificadas por Coulbourn (1981). Los polígonos de color púrpura en (b) muestran las áreas de ruptura de los terremotos históricamente documentados (Comte & Pardo, 1991; Duputel et al., 2015; Schurr et al., 2014). La extensión aproximada de los terremotos de 1877 y 1868 se muestran también como líneas punteadas gruesas en (b). La ubicación del evento principal correspondiente al terremoto de Iquique de 2014 se muestra como una estrella roja.

El antearco marino en el norte de Chile se encuentra caracterizado por una plataforma continental estrecha y un talud continental dominado morfológicamente por una tectónica predominantemente normal, relacionada directamente con los procesos erosivos ocurriendo en el borde del margen (Contreras-Reyes et al., 2012; Geersen et al., 2015; Geersen, Ranero, Klauke, et al., 2018; Geersen, Ranero, Kopp, et al., 2018; Patzwahl et al., 1999; Ranero et al., 2006; Sallarès & Ranero, 2005; Storch et al., 2021; von Huene & Ranero, 2003; Figura 2-7). Estudios gravimétricos sugieren el desarrollo de cuencas emplazadas en el talud superior y plataforma continental en base a la observación de valores mínimos en la anomalía de gravedad a lo largo del talud continental, orientados de manera paralela a la fosa de Perú-Chile (Coulbourn, 1981; Maksymowicz et al., 2018). Si bien no existen muchos estudios desarrollados entre los 19°S y 21°S en el antearco marino, algunas de estas cuencas de talud han sido observadas y descritas en detalle anteriormente mediante estudios de batimetría y geofísica marina (Coulbourn, 1981; Coulbourn & Moberly, 1977; Reginato et al., 2020; von Huene et al., 1999; Figura 2-2b y Figura 2-5) y tienen gran significancia debido a que su arquitectura y geometría están estrechamente relacionadas con el

historial geológico de deformación y tectónica de la zona del del antearco marino (Contardo et al., 2008). La mayoría de los estudios basados en el procesos e interpretación de datos sísmicos marinos en el norte de Chile se encuentran enfocados en la zona cercana a la Península de Mejillones (Figura 2-2b), donde el margen se orienta aproximadamente en dirección norte-sur y no se observa un desarrollo claro de cuencas (Contreras-Reyes et al., 2012; Maksymowicz et al., 2018; Patzwahl et al., 1999; Ranero et al., 2006; Sallarès & Ranero, 2005; von Huene & Ranero, 2003). Los perfiles sísmicos en estas latitudes muestran principalmente un talud continental con una delgada capa de sedimentos y dominado por una tectónica extensional y subsidencia relacionada a los procesos erosivos ocurriendo en el borde de la cuña continental y en la interfaz de subducción.

2.2. Evolución del margen en el norte de Chile

La evolución temprana del margen continental en el norte de Chile estuvo controlada por una etapa extensional entre los períodos Jurásico y Cretácico inferior, relacionada a la división del bloque continental Gondwana y a la apertura del océano Atlántico (p. ej. Mpodozis et al., 2005). Estos eventos condujeron al emplazamiento de importantes depósitos volcánicos y rocas plutónicas, y al desarrollo de cuencas de trasarco en la región subandina al mismo tiempo en que se abría el océano Atlántico (Armijo et al., 2015). El arco magmático formado en este período se encuentra actualmente localizado bajo la Cordillera de la Costa (Charrier et al., 2007; Contreras-Reyes et al., 2014; Oliveros et al., 2007). Los depósitos correspondientes a este arco magmático se encuentran actualmente localizados entre la Cordillera de La Costa, la Depresión Central y el flanco oeste de la Cordillera Occidental. Muchas de las estructuras geológicas formadas en esta etapa extensional parecen haber sido tectónicamente invertidas durante las etapas siguientes en un ambiente compresivo (Barnes & Ehlers, 2009; Becerra et al., 2017; Charrier et al., 2007; Elger et al., 2005).

El período del Cretácico medio (~100 Ma) estuvo marcado por un cambio en el régimen tectónico, desde extensión a compresión, evidenciado por la migración hacia el este del arco magmático y el comienzo de la inversión tectónica parcial de las estructuras relacionadas a las cuencas formadas en la etapa extensional previa (Amilibia et al., 2008; Armijo et al., 2015; Arriagada et al., 2006; Charrier et al., 2007; Mpodozis et al., 2005). Entre otros factores, este cambio en el régimen tectónico estuvo relacionado al aumento en la tasa de convergencia entre las placas de Phoenix y Sudamericana, lo que se resultó en la formación de varias cuencas de antearco. Desde este período, el margen ha evolucionado en base al dominio de importantes pulsos compresivos, acortamiento, engrosamiento cortical y formación de montañas desde los 50 Ma hasta el presente (Armijo et al., 2015). Estas características han sido evidenciadas, por ejemplo, por la historia geológica de la Cordillera Occidental y Precordillera a los 19°S (Herrera et al., 2017). Desde el Cenozoico inferior (~70 Ma) la convergencia entre las placas tectónicas adyacentes se llevó a cabo entre las placas de Farallón y Sudamericana. Esta configuración continuó hasta la ruptura de la placa Farallón a los 23 Ma, desde cuando comenzó la subducción de la placa de Nazca hasta la actualidad (Kukowski & Oncken, 2006).

El acortamiento cortical y subsecuente inversión tectónica comenzó regionalmente en la Cordillera Occidental (Figura 2-3) a través de la deformación de las unidades rocosas entre las épocas del Paleoceno y Eoceno en la llamada Fase Incaica correspondiente al Ciclo Andino. Esta fase ha sido correlacionada a un aumento en la tasa de convergencia entre las placas tectónicas adyacentes (Herrera et al., 2017; Scheuber et al., 1994) y estuvo caracterizada por el alzamiento de la Cordillera Occidental y la Cordillera de Domeyko entre los 50 y 30 Ma. Esta fase produjo grandes cambios en la geografía y patrones de sedimentación de la época (Mpodozis et al., 2005). En este período se establecieron cuencas en ambos flancos de la Cordillera Occidental, las cuales fueron proveídas de sedimentos a través de los procesos erosivos que estaban ocurriendo en la montaña (Armijo et al., 2015; Charrier et al., 2007; Mpodozis & Ramos, 1989). En comparación con las etapas más tempranas de la fase compresiva, el alzamiento después de los 30 Ma fue relativamente modesto, resultando en 2 a 3 km de alzamiento de la Cordillera Occidental. Este cambio parece haber estado relacionado a un cambio en la erosión producido por un aumento abrupto de la aridez y desertificación (Armijo et al., 2015). Desde este período se formaron dos sistemas de fallamiento inverso a escala regional (WTS: West Thrust System y ETS: East Thrust System), alineados de manera paralela a la Cordillera Occidental y con vergencia opuesta uno del otro (NNO-SSE y N-S, respectivamente). El WTS y ETS se encuentran localizados en la Precordillera y en el flanco este de la Cordillera Occidental, respectivamente. Estos sistemas han controlado la evolución estructural y deposicional a través del Neógeno entre los 18°S y 21°S de latitud. Se cree que el WTS, por sí solo, ha acomodado la mayor parte de la deformación y alzamiento producidos en el antearco y arco Andino durante el Oligoceno superior y Mioceno superior (Herrera et al., 2017).

Las tres fases compresivas del ciclo Andino (Incaica, Quechua y Pehuenche) ocurridas durante el Neógeno produjeron sedimentación y volcanismo sincrónicos en la Precordillera y la Cordillera Occidental. La deformación ocurrida en este período fue permitida por los sistemas de falla en las estructuras principales WTS y ETS. Esta deformación ocurrió a través de fallas de alto ángulo a escala cortical, las cuales habrían sido heredadas desde las estructuras extensionales desarrolladas en la fase extensional previa y que posteriormente habrían sido invertidas tectónicamente durante el Cenozoico.

2.3. Orógeno Andino

El orógeno Andino entre los 7°S y 33°S se extiende a lo largo de los Andes Centrales y corresponde a la zona donde la cordillera presenta mayor extensión lateral. Está compuesto principalmente por la Cordillera Occidental, el Altiplano y Puna, la Cordillera Oriental y la faja de las Sierras Subandinas (Armijo et al., 2015; Figura 2-3). La teoría más aceptada para explicar la formación del orógeno Andino lo describe como una cuña de deformación compresiva de trasarco, la cual ha sido transportada por el continente sudamericano en conjunto con actividad tectónica subsidiaria (p. ej. Lamb & Davis, 2003; McQuarrie et al., 2005; Stern, 2002). Armijo et al. (2015) propusieron que el orógeno Andino bajo la Cordillera Occidental se encuentra cinemáticamente acoplado con la interfaz de subducción mediante alzamiento y acortamiento cortical. Además, Armijo et al.

(2015) indican que los procesos de acortamiento que se observan en el orógeno Andino tienen un comportamiento diacrónico: la deformación ha ocurrido en tiempos posteriores en dirección hacia el norte y sur del Codo de Arica, respectivamente. Otros autores han descrito el alzamiento andino como un evento relacionado a procesos magmatismo, deformación dúctil de la corteza inferior, delaminación, empujamiento de escala orogénica hacia el oeste, balance isostático de deformación cortical y erosión superficial (p. ej. Herrera et al., 2017).

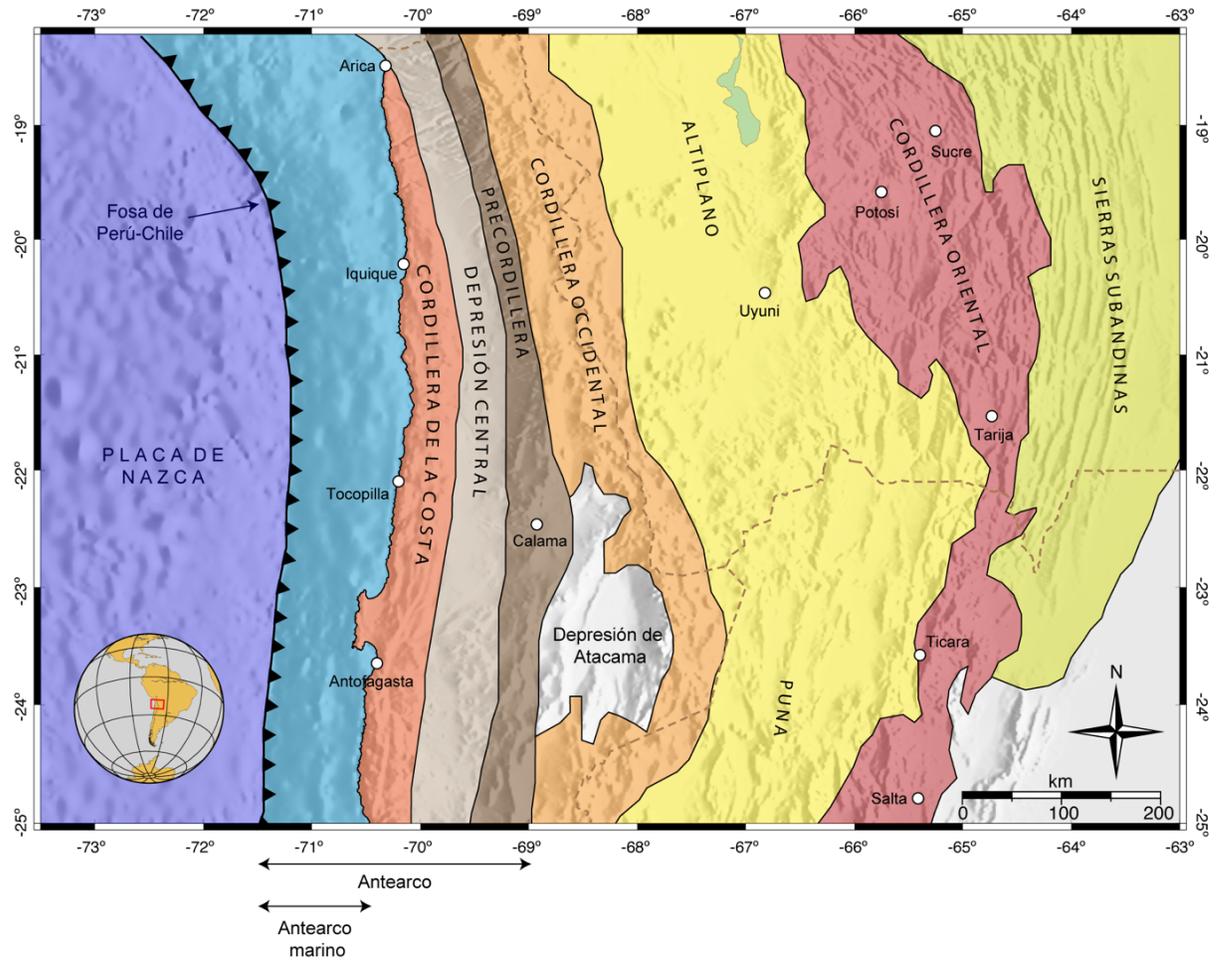


Figura 2-3. Unidades geo-estructurales principales en el área de estudio (Alonso, 2017).

2.4. Región del antearco

Actualmente la región del antearco se extiende entre la Cordillera Occidental y la fosa de Perú-Chile. Su geometría, estructura de velocidades y contexto tectónico se encuentran bien constreñidos por estudios anteriores que se han llevado a cabo tanto en tierra como costa afuera (p. ej. Contreras-Reyes et al., 2012; Patzwahl et al., 1999).

2.4.1. Geología

El área frente a las costas de Iquique está emplazada sobre la porción noroeste del segmento Antofalla. Este segmento fue acrecionado al margen durante la era Mesoproterozoica y evolucionó posteriormente de acuerdo a los cambios ocurridos en la dinámica de las placas tectónicas y los procesos de subducción (Ramos, 2008). El basamento que aflora a lo largo de la zona costera es de edad Precámbrica a Fanerozoica y ha sido preservado en un grado de metamorfismo medio a alto (Ramos, 2008; Figura 2-4). Si bien la geología en el norte de Chile está mapeada para las unidades que afloran en superficie, existe poca información sobre la geología del basamento del antearco en esta región debido a que gran parte de la superficie expuesta está compuesta por depósitos volcánicos y sedimentarios que cubren el basamento rocoso (Figura 2-4). En base a dataciones U-Pb SHRIMP sobre circón y Sm-Nd, en estudios previos se han encontrado edades Mesoproterozoicas (~ 1.200-1.400 Ma) para unidades rocosas que afloran en la Precordillera, cercano a la quebrada Choja (~20°S) y Belén (~18,5°S) (Loewy et al., 2004). Estas rocas son principalmente gneises magmatíticos y rocas metavolcánicas. Se presume que estas rocas pertenecen al segmento Arequipa-Antofalla del bloque continental (Loewy et al., 2004; Pankhurst et al., 2016; Ramos, 2008). Sin embargo, la geología de la porción del antearco que se encuentra costa afuera (antearco marino) permanece incierta. La extensión del basamento Proterozoico hacia este sector no es clara. En base a dataciones de LA-ICP-MS U-Pb de análisis de circones, Bahlburg et al. (2009) determinaron edades del Devónico superior (~400 Ma) para sucesiones de turbiditas de la formación El Toco (~22°S), las cuales corresponden a los depósitos Paleozoicos situados más al norte en la Cordillera de la Costa. Esto podría implicar la presencia de un basamento cortical Paleoproterozoico tan al sur como los 20°S-21°S.

Durante el Jurásico y Cretácico inferior un arco magmático relacionado al proceso de subducción se desarrolló a lo largo de la actual Cordillera de la Costa (Oliveros et al., 2007; Figura 2-3). Como resultado de esto, unidades volcánicas y sedimentarias del Jurásico afloran como secuencias homoclinales que pueden alcanzar espesores de hasta 7 – 10 km (Buchelt & Tellez, 1988). Estas rocas están representadas por las formaciones de Oficina Viz, Caleta Ligate y El Godo entre los 19°S y 21°S, las cuales están relacionadas al mismo arco magmático que generó la formación La Negra más hacia el sur (Oliveros et al., 2007). Estas rocas volcánicas corresponden a andesitas basálticas altamente porfídicas y andesitas, mientras que las rocas intrusivas corresponden a dioritas, granodioritas y granitos (Oliveros et al., 2007). El análisis geoquímico indica que el arco magmático del Mesozoico se encuentra actualmente bajo el efecto de acortamiento y adelgazamiento litosférico (Oliveros et al., 2020).

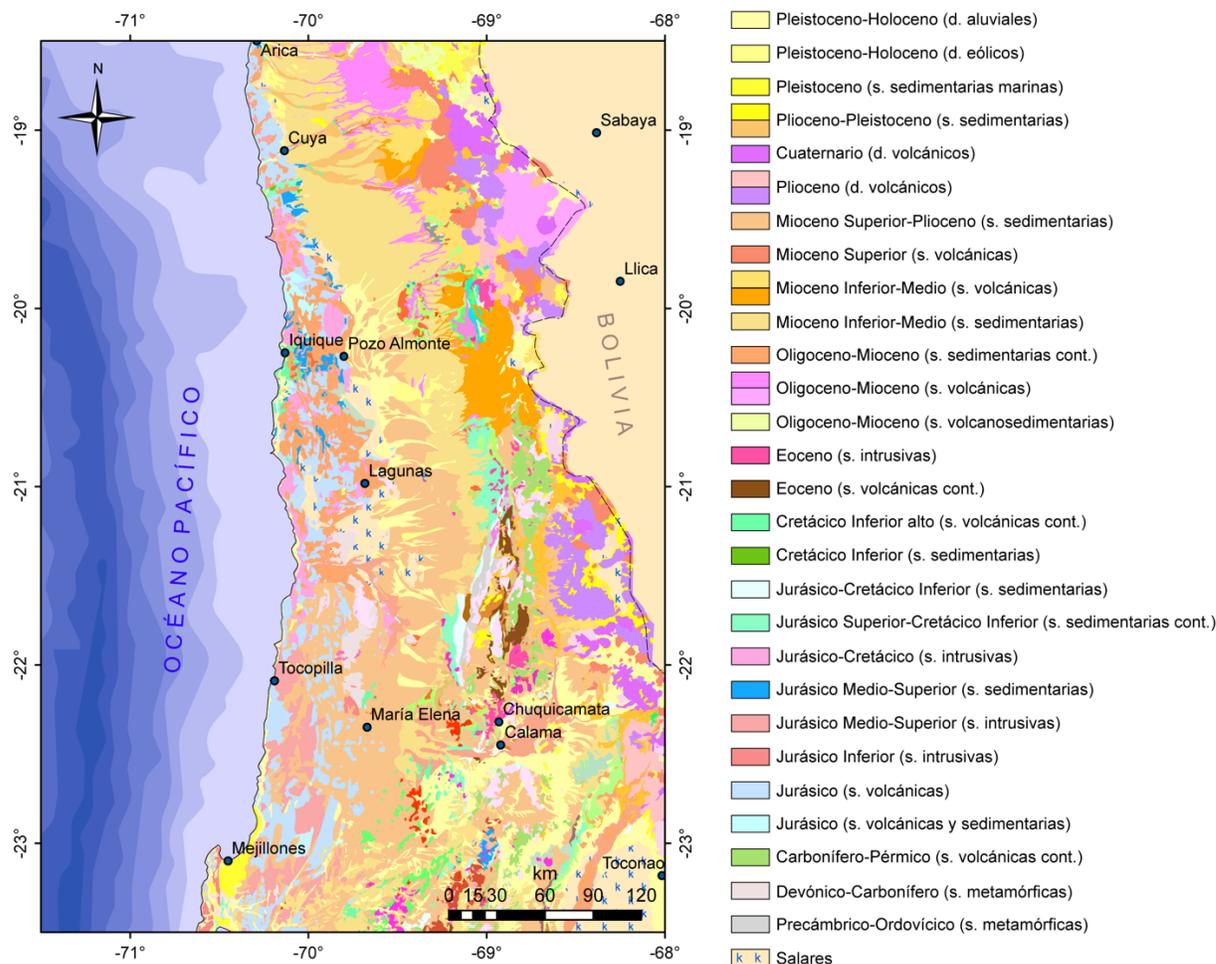


Figura 2-4. Geología continental (al este de la costa) en torno al área de estudio (Sernageomin, 2003).

La Cordillera Occidental en el norte de Chile ha provisto de sedimentos al menos desde el Oligoceno superior, rellenando el Valle Longitudinal (Depresión Central; Figura 2-3) y las cuencas antiguas presentes dentro de la Cordillera de la Costa bajo un régimen climático árido a semi-árido (Evenstar et al., 2017). Un episodio de alzamiento significativo ocurrido a los ~23 Ma permitió la preservación de algunos sectores en la Cordillera de la Costa, mostrados como sedimentos continentales del Oligoceno superior en la Figura 2-4 (Dunai et al., 2005). El alzamiento de la zona costera configuró la Cordillera de la Costa como una barrera substancial para el flujo de sedimentos provenientes desde la Cordillera Occidental, quedando los depósitos del Mioceno y más jóvenes retenidos en el Valle Longitudinal (Delouis et al., 1998; Dunai et al., 2005; Hartley et al., 2000; Wörner et al., 2002). La tasa de alzamiento en la zona costera, sin embargo, está pobremente constreñida. Generalmente se cree que la tasa de alzamiento costero se encuentra entre 0,04 mm/a y 0,07 mm/a (Delouis et al., 1998; Dunai et al., 2005). Melnick (2016) estimó una tasa de alzamiento de largo plazo de $0,13 \pm 0,04$ mm/a a lo largo de la zona costera durante el periodo Cuaternario. Por otro lado, el conocido escarpe costero del norte de Chile (Figura 2-5) ha sido interpretado como una reliquia de un proceso de alzamiento de largo plazo que ha sido preservado

gracias a una tasa de denudación del Desierto de Atacama extremadamente pequeña (Carrizo et al., 2008; Cosentino & Jordan, 2017; Dunai et al., 2005; Evenstar et al., 2009).

2.4.2. Antearco Terrestre

2.4.2.1. Depresión Central o Valle Longitudinal

La Depresión Central (40-10 Ma) en el norte de Chile corresponde estructuralmente a las formaciones Azapa y El Diablo (Charrier et al., 2013; Farías et al., 2005; García et al., 2011; Herrera et al., 2017). Este rasgo morfológico está limitado al este por la Precordillera y al oeste por la Cordillera de la Costa (Figura 2-3) y se encuentra cubierto por secuencias sedimentarias depositadas en los últimos 20 Ma (Hartley & Jolley, 1995).

La geología en la Depresión Central revela depósitos del Oligoceno-Holoceno con un espesor de ~1 km, los cuales sobreyacen sobre el basamento del Mesozoico. Las unidades de edad Mesozoica se componen de rocas sedimentarias de origen marino en conjunto con rocas volcánicas y plutónicas de origen continental (Carrizo et al., 2008).

2.4.2.2. Cordillera de la Costa

La Cordillera de la Costa es un rasgo topográfico elongado y ubicado en el límite oeste de la Depresión Central (Figura 2-3). Como se describió anteriormente, esta elevación se encuentra ubicada actualmente donde se formó originalmente el arco magmático en el Jurásico.

La geología a lo largo del área costera incluye rocas intrusivas de distintas edades (Figura 2-4). Las unidades más antiguas corresponden al batolito costero de edad Precámbrica al sur de Perú. La cordillera en sí misma está compuesta principalmente de andesitas basálticas y granodioritas (Mather et al., 2014). La unidad más prevalente en la Cordillera de la Costa en el norte de Chile corresponde a la formación La Negra (andesítica), de ~10 km de espesor y originada en el Jurásico Medio (Hartley et al., 1992). Esta formación sobreyace disconformemente sobre unidades sedimentarias y metamórficas del Triásico y Paleozoico. A su vez, La Negra subyace bajo rocas sedimentarias del Cretácico Inferior. El basamento del Paleozoico superior y Mesozoico se encuentra cubierto por secuencias sedimentarias del Mioceno-Holoceno (von Huene & Ranero, 2003). De acuerdo a muestras de roca de edad Miocena recogidas durante expediciones anteriores en el antearco marino (talud) (Bandy & Rodolfo, 1964; Kudrass et al., 1998), el basamento del Mesozoico podría continuar hacia costa afuera.

El límite oeste de la Cordillera de la Costa en el norte de Chile está caracterizado por la presencia del escarpe costero (Figura 2-5), que se observa a lo largo de 500-1.000 km en el área costera y marca un quiebre prominente en la elevación del talud, con 600-1.500 m de diferencia en altura

con respecto a la topografía al oeste (Mather et al., 2014). Según estudios anteriores, existe consenso de que el escarpe costero es relativamente joven (6-3 Ma) y activo (Allmendinger & González, 2010; Armijo & Thiele, 1990; Contreras-Reyes et al., 2012; G. González et al., 2003). El origen de este rasgo prominente está aún en discusión en la comunidad científica, pero ha sido previamente interpretado como una falla extensional (Paskoff, 1980), un paleo acantilado (Mortimer & Saric, 1972) o como el resultado de un efecto secundario debido al cambio abrupto del ángulo de subducción en dirección perpendicular al margen (oeste-este) (Armijo & Thiele, 1990; Contreras-Reyes et al., 2012). La cara expuesta del escarpe costero muestra un basamento de edad Paleozoica, como también rocas intrusivas, sedimentarias y volcánicas del Mesozoico. Además, a lo largo del escarpe costero es posible observar varios deslizamientos de tierra. Se cree que estos deslizamientos están controlados por la combinación de cuatro factores principales: un nicho topográfico en desarrollo, pre-acondicionamiento geológico, la generación de eventos sísmicos y la hiper aridez que afecta al norte de Chile, la cual minimiza los procesos erosivos y por lo tanto preservan la exposición de los deslizamientos de tierra por períodos de entre 1.000 años a 1 Ma (Mather et al., 2014). Mather et al. (2014) sugieren, además, que estos deslizamientos podrían representar, en parte, la expresión geomorfológica de un ángulo de la cuña del antearco incrementado en el Neógeno superior en respuesta a underplating (acreción de material por debajo de la placa subductante).

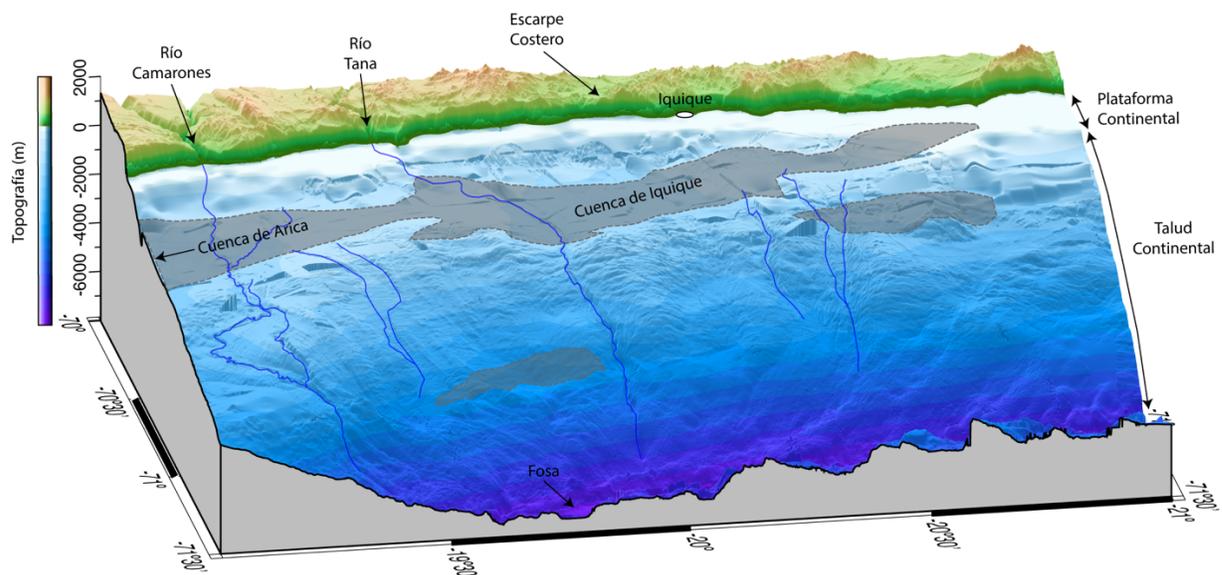


Figura 2-5. Batimetría del área de estudio en una vista tridimensional desde el oeste (cruce MGL1610; Tréhu et al., 2017). Las cuencas identificadas por Coulbourn (1981) se muestran como polígonos de color gris. Los canales submarinos principales se muestran como líneas de color azul.

Algunos autores han mostrado que los terremotos de subducción generan deformación permanente en la Cordillera de la Costa, y que las fallas que acomodan esta deformación han estado activas probablemente desde el Neógeno superior-Cuaternario (p. ej. Allmendinger & González, 2010; Loveless et al., 2010).

Aunque el régimen de esfuerzos a lo largo del área costera en el norte de Chile ha sido predominantemente extensional en tiempo geológico (Armijo & Thiele, 1990; Delouis et al., 1998; Hartley et al., 2000), existe también evidencia de alzamiento regional reciente desde el Mioceno superior (Allmendinger & González, 2010; Armijo et al., 2015; Armijo & Thiele, 1990; Clift & Hartley, 2007; Delouis et al., 1998; Hartley & Jolley, 1995; Melnick, 2016). Este alzamiento ha producido que el área costera funcione como una barrera para el transporte de sedimentos hacia el antearco marino (Delouis et al., 1998; Dunai et al., 2005; Hartley et al., 2000; Wörner et al., 2002). La extensión espacial de esta deformación sugiere un origen tectónico, mientras que su amplitud diferenciada a lo largo del margen ha sido previamente interpretada en relación a la variación latitudinal de las propiedades de la interfaz de subducción o a la subducción de dorsales (altos batimétricos) asísmicas (p. ej. Hartley & Jolley, 1995). Existe evidencia que indica alzamiento del área costera incluso en los últimos 2 Ma (Charrier et al., 2007; Clift & Hartley, 2007). Sin embargo, las causas, temporalidad y mecanismos que expliquen esta deformación aún permanecen en discusión (Armijo et al., 2015; Armijo & Thiele, 1990; Clift & Hartley, 2007; Encinas & Finger, 2007). Por ejemplo, Armijo et al. (2015) propusieron que el alzamiento observado es el resultado del empuje de material (underthrust) continental desde la cuña continental (costa afuera) a lo largo de los últimos 10 Ma y que esta deformación está controlada por una estructura relevante relacionada directamente con la interfaz de subducción. Esta estructura separaría el antearco terrestre, afectado por acortamiento cortical, del antearco marino, afectado por erosión por subducción (o erosión tectónica) (Clift & Hartley, 2007; Kukowski & Oncken, 2006; von Huene & Ranero, 2003). Otros autores han estudiado también el alzamiento en zonas costeras bajo distintos motivos: cambios en el ángulo de subducción en el tiempo (Mortimer & Saric, 1972); cambios en el ángulo de subducción a lo ancho de la interfaz entre placas (Armijo & Thiele, 1990; Contreras-Reyes et al., 2012); la subducción de dorsales asísmicas (Hartley & Jolley, 1995), erosión por subducción y underplating (Adam & Reuther, 2000; Clift & Hartley, 2007; Lallemand et al., 1994; von Huene & Lallemand, 1990); o como consecuencia de la deformación producida en los periodos intersísmico y cosísmico del ciclo sísmico (Allmendinger & González, 2010; Delouis et al., 1998; Melnick, 2016).

Una característica particular de la Cordillera de la Costa es evidenciada en el Codo de Arica (Figura 2-2), donde el rasgo muestra una disminución gradual de la elevación desde > 1.000 msnm hasta el nivel del mar tanto desde el sur como del norte (Madella et al., 2018). Esta área también es conocida por la ausencia de alzamiento Cuaternario (Madella et al., 2018; Melnick, 2016) y baja sismicidad histórica (Comte & Pardo, 1991).

2.4.3. Antearco marino

2.4.3.1. Cuencas de talud

La Plataforma Continental y talud superior del antearco marino en el norte de Chile están caracterizados por la presencia de cuencas separadas por culminaciones del basamento continental de manera paralela al margen (Armijo et al., 2015; Coulbourn & Moberly, 1977; ver Figura 1-1 y Figura 2-5). En los años 70, algunos autores sugerían que la variabilidad en la morfología de estas cuencas depende de la duración de la subducción, la cantidad de corteza oceánica obductada y sedimentos pelágicos incorporados al prisma frontal de acreción, y a la tasa de sedimentación hemipelágica (Dickinson, 1974; Karig & Sharman, 1975). Las cuencas presentes en la plataforma y talud continental estaban definidas, en esa época, como rasgos que muestran convergencia de los reflectores observados hacia el océano, hacia un alto topográfico (o alto batimétrico) que funciona como barrera para el transporte de sedimentos hacia el talud medio, talud inferior y fosa (Coulbourn & Moberly, 1977). Aunque algunos estudios en las décadas pasadas han analizado la presencia de estas cuencas en el norte de Chile (Coulbourn, 1981; Coulbourn & Moberly, 1977; Reginato et al., 2020), existen aún incertezas con respecto a su origen, escala espacial y mecánica.

Este tipo de cuencas emplazadas en el talud o plataforma continental ya han sido observadas a lo largo de otras zonas de subducción y, en particular, el talud medio y superior del margen en la zona sur de Chile, en donde se han observado cuencas con hasta 4 km de espesor sedimentario que sobre yacen sobre el basamento cristalino del Paleozoico (Bangs & Cande, 1997; Contardo et al., 2008; Contreras-Reyes et al., 2015; E. González, 1989; Laursen et al., 2002; Scholl et al., 1970).

En la zona de estudio de este trabajo existen dos cuencas reconocidas y analizadas en estudios anteriores, conocidas como las cuencas de Arica e Iquique (p. ej. Coulbourn, 1981; Coulbourn & Moberly, 1977; Reginato et al., 2020; Figura 1-1). Ambas cuencas han sido descritas particularmente por mostrar convergencia de los reflectores hacia el océano y parecen compartir una historia sedimentaria similar. Estas estructuras muestran también la migración hacia el este del eje de máximo espesor sedimentario (depocentro) a lo largo del tiempo, lo que fue interpretado en la época como: la respuesta al alzamiento de un alto topográfico; procesos de compactación debido al peso de los sedimentos; o al desplazamiento talud abajo de fallas en el costado oeste de las cuencas (Coulbourn & Moberly, 1977). En el sector sur del antearco marino de Perú (norte de cuenca de Arica) existe otra cuenca reconocida como la cuenca de Arequipa, la cual compartiría también una morfología e historia similar a las cuencas de Arica e Iquique. En esta cuenca, Coulbourn and Moberly (1977) interpretaron un canal submarino enterrado utilizando datos sísmicos. La presencia de este rasgo sugeriría a las corrientes de turbiditas desde la plataforma continental como el mecanismo principal para el transporte de sedimentos en el antearco marino y eventual acumulación de sedimentos en las cuencas anteriormente mencionadas. En concordancia con lo anterior, muestras de roca extraídas desde los sedimentos de la cuenca de Arica muestran una composición principal de turbiditas y barro hemipelágico de coloración verde oliva a gris (Coulbourn, 1980).

2.4.3.2. Talud continental y fosa

Como se ha observado en estudios previos, la fosa en el norte de Chile se encuentra casi desprovista de sedimentos debido a un clima hiper árido y escaso flujo de sedimentos desde el continente (Armijo et al., 2015; Coulbourn & Moberly, 1977; Mather et al., 2014; Scholl et al., 1970; von Huene & Ranero, 2003; Figura 2-7).

En comparación con el margen continental en la zona centro-sur de Chile, el prisma frontal en el norte de Chile es considerado pequeño, con un ancho máximo de alrededor de 6 km (Geersen, Ranero, Klaucke, et al., 2018; Reginato et al., 2020; von Huene & Scholl, 1991). El prisma está formado principalmente por rocas fracturadas que provienen del talud inferior por colapso gravitacional, lo que facilita la subducción de detritos que rellenan los graben de la placa inferior en subducción (Sallarès & Ranero, 2005; von Huene & Ranero, 2003). El tamaño del prisma frontal tiende a disminuir en dirección norte-sur en el área de estudio (Maksymowicz et al., 2018). Debido al proceso de erosión por subducción ocurriendo en el norte de Chile, la morfología del talud inferior y prisma frontal está controlada principalmente por la topografía de la placa oceánica en subducción, mostrando además estructuras relacionadas a un dominio de esfuerzos compresivos (Ranero et al., 2006; von Huene & Ranero, 2003). Debido a esta razón, la morfología del segmento del antearco marino abarcado entre la fosa y el límite este del talud inferior es bastante heterogénea, mostrando diferencias significativas en distancias cortas en la dirección paralela al margen (Coulbourn & Moberly, 1977). Además, el talud inferior se encuentra casi desprovisto de escarpes de falla en el área de estudio, sobre todo al norte de los 20,8°S (Geersen, Ranero, Klaucke, et al., 2018; Geersen, Ranero, Kopp, et al., 2018; Figura 1-1 y Figura 2-5).

El talud continental en el norte de Chile y sur de Perú presenta varias terrazas marinas. Estas terrazas alcanzan anchos de hasta 30 km y pueden ser observadas en el talud superior, medio e inferior (Contreras-Reyes et al., 2019; C. Li, 1995; Schweller et al., 1981). El talud medio y superior están dominados por la presencia de escarpes de falla (Geersen, Ranero, Klaucke, et al., 2018) y deslizamientos de tierra (C. Li, 1995; C. Li & Clark, 1991). Las fallas observadas tienen distintas orientaciones (NO-SE y NE-SO) (Geersen, Ranero, Klaucke, et al., 2018; C. Li, 1995) y corresponden principalmente a un ambiente de deformación extensional, con desplazamientos de hasta 500 m. En el área de estudio, la morfología del talud medio es usualmente descrita como un bulto de gran longitud de onda (p. ej. Geersen, Ranero, Klaucke, et al., 2018). Esta porción del talud continental se encuentra suavizada por sedimentos y rocas fracturadas provenientes de la erosión costera y deslizamientos de tierra. También es posible observar fallas con rumbo norte-sur en la plataforma continental y talud superior (von Huene et al., 1999).

Desde el análisis de muestra de rocas volcánicas, Rötzler et al. (1998) sugirieron que el suelo oceánico a 4.000 m de profundidad está compuesto de rocas de edad Jurásica, equivalentes a la formación La Negra. Esta observación sugiere que el arco magmático del Jurásico, actualmente ubicado bajo la Cordillera de la Costa, se extiende hasta el área debajo del talud medio-superior.

Utilizando datos sísmicos y de batimetría, Li (1995) encontró que una de las características principales del talud continental es la presencia de un sistema de drenaje controlado por canales y

cañones submarinos. Estos canales se orientan de forma recta en el talud inferior, pero se observan de forma más caótica y sinuosa en el talud medio y talud superior (p. ej. Figura 2-5). En el área frente a Arica, este sistema de drenaje converge hacia una región central y comparte una configuración similar a los sistemas de drenaje observados en tierra. La convergencia de estos canales submarinos en esta área concuerda con la sumersión de la Cordillera de la Costa y subsidencia observada en la región del antearco marino frente a Arica (C. Li, 1995; Madella et al., 2018).

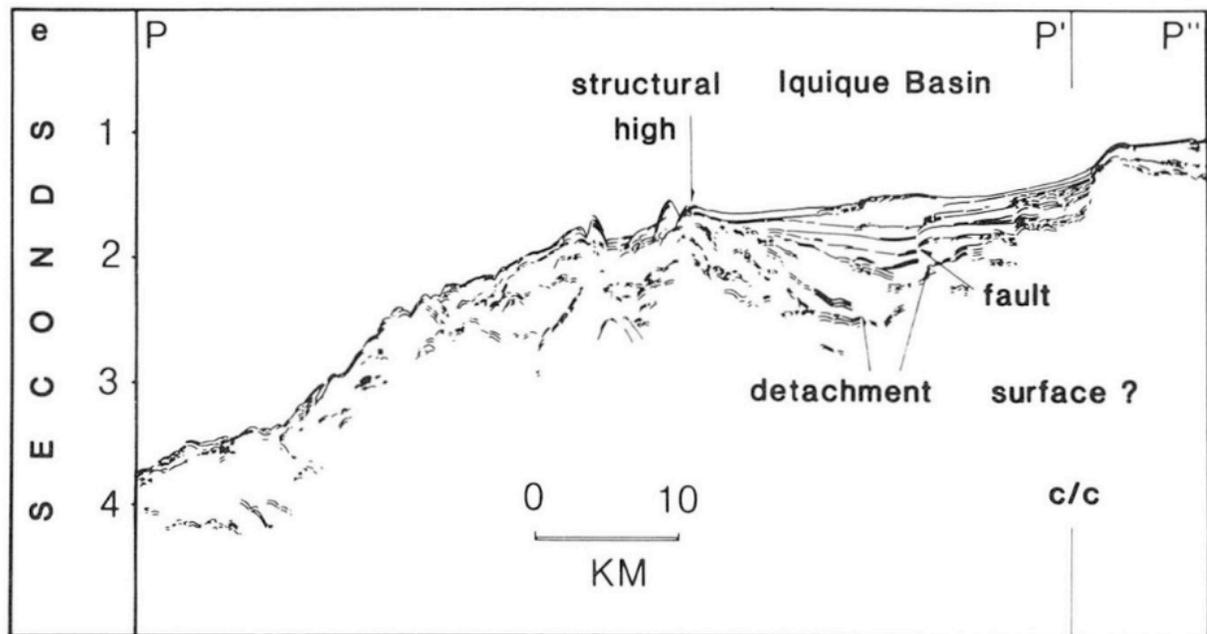


Figura 2-6. Ejemplo de cuenca de Iquique en el antearco marino (Coulbourn, 1981).

Los datos sísmicos indican que el subsuelo marino en el antearco marino del norte de Chile muestra dos tipos de comportamientos acústicos (p. ej. Coulbourn & Moberly, 1977; Reginato et al., 2020; Schweller et al., 1981). El primero se observa principalmente en el dominio abarcado desde el talud superior hacia el este, en donde se observa una señal acústica coherente y clara tanto para el reflector correspondiente al techo del basamento continental tanto como para reflectores intra sedimentarios. El límite entre el talud superior y el talud medio usualmente se presenta con un alto topográfico (p. ej. Coulbourn, 1981; Coulbourn & Moberly, 1977), el cual se observa claramente como una culminación ondulada o quebrada por fallas normales casi verticales (Figura 2-6). Al oeste de este rasgo, que corresponde aproximadamente al talud medio e inferior, la señal acústica se observa sistemáticamente más caótica y débil. En este dominio se ha obtenido poca información coherente sobre el subsuelo. El comportamiento sísmico en conjunto con las observaciones morfológicas diferenciadas a lo ancho del talud continental sugiere distintos regímenes tectónicos separados por los dominios mencionados antes, probablemente relacionados al distinto grado de erosión tectónica que afecta a cada uno de estos sectores.

2.5. *Outer Rise*/Abombamiento

La placa oceánica en el norte de Chile tiene una edad de alrededor de 50 Ma (Müller et al., 2008). La superficie expuesta en la zona del *Outer Rise* (abombamiento de la placa oceánica antes de subductar), entre los 18°S y los 21°S, tiene una topografía rugosa y se caracteriza por la presencia de una serie de fallas paralelas inclinadas en la misma dirección (step faults; Contreras-Reyes, Obando-Orrego, et al., 2021; Geersen, Ranero, Klaucke, et al., 2018). Estas estructuras se observan como dos conjuntos de fallas. El primer conjunto tiene su origen en la zona del *Outer Rise* como respuesta al doblamiento de la placa previo a la subducción y pueden generar hasta 800 m de desplazamiento vertical en el suelo marino (Coulbourn & Moberly, 1977; Geersen, Ranero, Klaucke, et al., 2018; Schweller et al., 1981). Estas fallas tienen un rumbo similar al del margen continental y se encuentran mayormente presente al sur de los 20°S. El segundo conjunto de fallas se orienta aproximadamente en dirección NO-SE y su presencia es más evidente al norte de los 20°S, donde el margen se curva hacia el oeste (Figura 2-7). La orientación de estas últimas sugiere la reactivación de estructuras antiguas originadas en la Dorsal del Pacífico Oriental (East Pacific Rise) (Geersen, Ranero, Klaucke, et al., 2018). El desplazamiento vertical de estas fallas puede ser de hasta 1 km y aumenta sistemáticamente a medida que se acercan a la fosa (Coulbourn & Moberly, 1977; Schweller et al., 1981). Los sedimentos pelágicos depositados sobre la placa oceánica tienen un espesor promedio de 100 m (p. ej. Coulbourn, 1981; Schweller et al., 1981).

2.6. Erosión por subducción

El margen continental en el norte de Chile ha sido reconocido como un margen erosivo al menos desde la era Mesozoica. Esta condición tectónica ha sido evidenciada por una migración sistemática del arco magmático y eje de la fosa en dirección al este, subsidencia en el talud continental, adelgazamiento de la corteza continental y una tectónica extensional predominante en el antearco marino (Contreras-Reyes et al., 2012; Geersen, Ranero, Klaucke, et al., 2018; Hartley et al., 2000; Kukowski & Oncken, 2006; Ranero et al., 2006; Rutland, 1971; Sallarès & Ranero, 2005; Scheuber & Reutter, 1992; von Huene et al., 1999; von Huene & Ranero, 2003; von Huene & Scholl, 1991). Los datos compilados sugieren que la tasa de erosión tectónica entre los 20°S y 22°S es de alrededor de 37-45 km³/Ma/km (Kukowski & Oncken, 2006). Aunque la tasa de convergencia ha disminuido durante el Neógeno, el margen erosivo en el norte de Chile ha sido reconocido como uno de los más rápidos del mundo (Kukowski & Oncken, 2006). La erosión, junto al escaso flujo de sedimentación desde el continente hacia la fosa a causa de un clima híper árido (Hartley & Chong, 2002; von Huene & Ranero, 2003) han promovido la erosión frontal de la cuña continental y, principalmente, la erosión basal debido a la subducción de una placa oceánica de topografía rugosa e irregular (von Huene & Ranero, 2003; Figura 2-8). La erosión basal y consecuente subsidencia produce a su vez el empinamiento del talud continental y tectonismo de origen gravitacional a lo largo del talud medio y superior controlado por fallamiento extensional (Ranero et al., 2006; von Huene & Ranero, 2003; ver Figura 2-8). Los sedimentos o rocas fracturadas que colapsan por gravedad son transportados talud abajo en dirección a la fosa, rellenando parcialmente los grabens

(de hasta 1 km de espesor) presentes en el suelo de la placa oceánica entrante (Sallarès & Ranero, 2005). Estudios anteriores han realzado además la importancia del movimiento de fluidos en el modelo de erosión tectónica, ya que la infiltración de fluidos debido al fallamiento y fracturamiento de la cuña continental eleva la presión de fluidos, reduciendo a su vez la fricción efectiva en la interfaz de subducción y debilitando la placa superior (Ranero et al., 2006; von Huene & Ranero, 2003). Otros estudios realizados en el norte de Chile han documentado resultados que soportan esta hipótesis. Por ejemplo, existe evidencia de que el talud inferior presenta una disminución en la velocidad de propagación de onda P con respecto a un talud no debilitado, el cual es interpretado como un decremento en la competencia de las rocas que componen el basamento continental como respuesta a la erosión por subducción e hidratación de la cuña continental (Contreras-Reyes et al., 2012, 2014, 2015; Ranero et al., 2006; Reginato et al., 2020; Sallarès & Ranero, 2005; von Huene & Ranero, 2003).

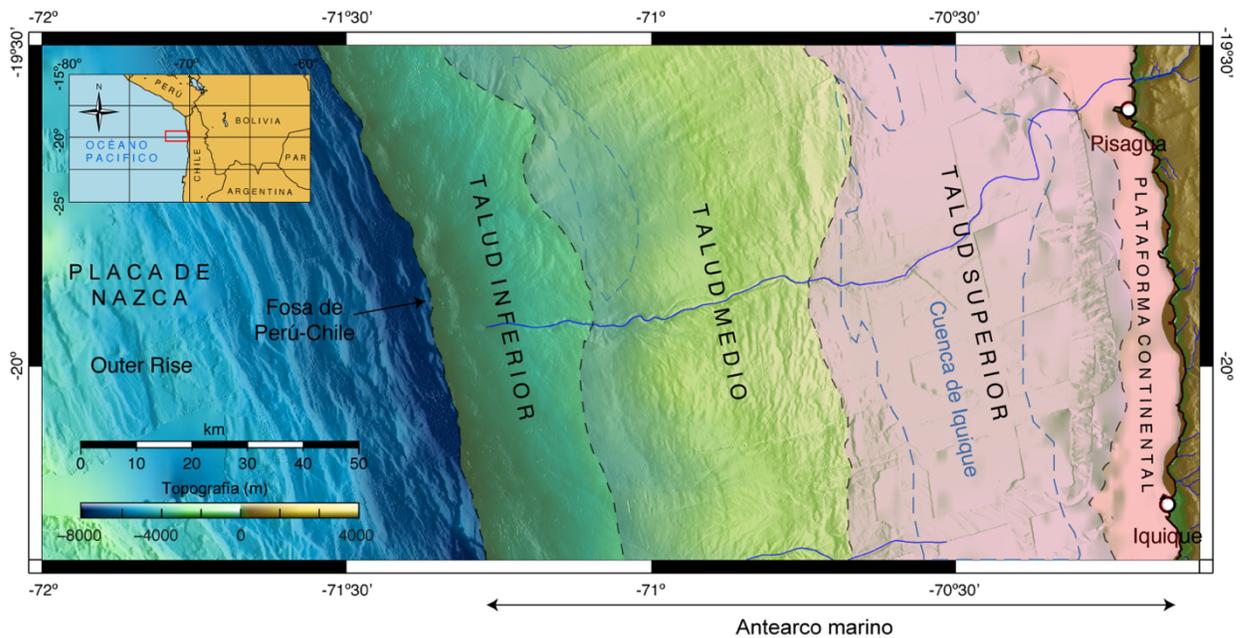


Figura 2-7. Morfología del talud continental en el área de estudio. El cañón de Pisagua se muestra como una línea azul. El contorno de la cuenca de Iquique según Coulbourn (1981) se muestra como una línea punteada de color azul.

Estas condiciones son incluso acentuadas localmente por la subducción de altos batimétricos (p. ej. Dorsal de Juan Fernández a los 33°S; Contreras-Reyes et al., 2015; Yáñez et al., 2001; ver Figura 2-2a). La colisión y actual subducción del Dorsal de Juan Fernández frente a la zona central de Chile ha sido reconocida como la causante de una barrera física para el transporte de sedimentos en dirección sur-norte (Flueh et al., 1998; Laursen et al., 2002; Schweller et al., 1981; von Huene et al., 1997). Esta particularidad sumada al clima árido del norte de Chile genera a su vez una diferenciación latitudinal de la sedimentación en la fosa, provocando una segmentación en el estilo tectónico de la subducción marcada por la colisión de la Dorsal de Juan Fernández con el margen

continental. Hacia el norte de este rasgo el margen se comporta de manera erosiva, mientras que hacia el sur el margen se comporta de manera acrecionaria (Maksymowicz, 2015).

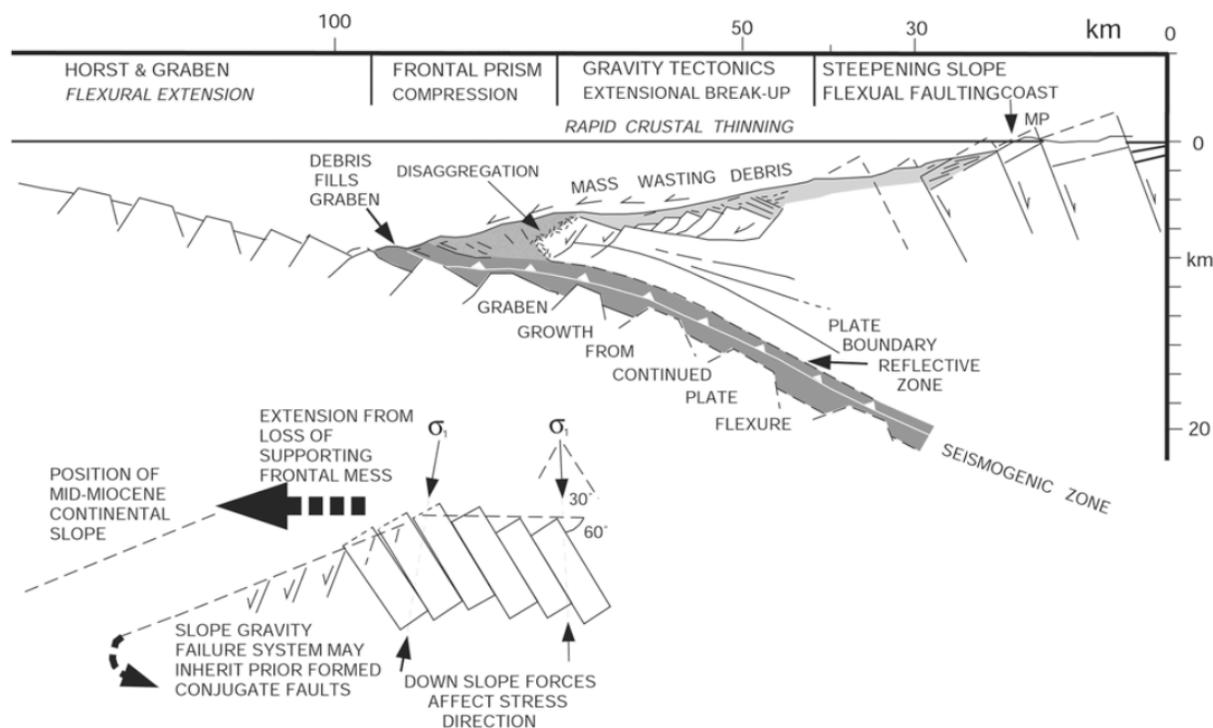


Figura 2-8. Esquema de erosión por subducción (von Huene & Ranero, 2003).

Debido a su cercanía a la fosa, la zona más afectada del margen en el norte de Chile por causa de la erosión por subducción es la del antearco marino, cuya morfología y tectónica reflejan un ambiente de esfuerzos extensionales predominantes a lo largo y ancho del talud continental. Estas condiciones son evidenciadas por observaciones de subsidencia y varias estructuras extensionales que delatan la significancia de la erosión basal bajo condiciones de alta fricción en la interfaz de subducción bajo el talud continental debido a la subducción de una placa oceánica de morfología irregular (C. Li, 1995; von Huene & Ranero, 2003).

2.7. Clima e implicancias tectónicas

Estudios previos han demostrado que el norte de Chile ha sido afectado por un clima hiper árido al menos por una gran porción del periodo Neógeno (Armijo et al., 2015; Mather et al., 2014), favorecido además por la estabilidad de la ubicación de la corriente de Humboldt fuera de la costa occidental del continente sudamericano a través de la era Cenozoica (Hartley et al., 2005). Entre otros factores, la aridez es evidenciada por la casi despreciable erosión durante los últimos 9 Ma (Dunai et al., 2005). Además, la tasa de sedimentación en el norte de Chile (0,04-0,17 cm/a) es baja en comparación con el sur de Chile (0,09-0,29 cm/a) (Muñoz et al., 2004). Mather et al. (2014) indicaron que el clima hiper árido es un factor relevante, no solo para la creación de topografía, si

no para su misma reducción a través de deslizamientos de tierra que se han observado a lo largo del escarpe costero (Figura 2-5) como el único mecanismo efectivo de erosión en el norte de Chile.

2.8. Deformación

El margen sudamericano es un buen ejemplo para observar tanto alzamiento como subsidencia en la región del antearco (C. Li, 1995). Como ejemplo del margen peruano, la subducción de la Dorsal de Nazca ha producido alzamiento de corto plazo en la corteza superior y una batimetría abultada en torno a la dorsal (Contreras-Reyes et al., 2019). Por otra parte, la subducción de una placa oceánica irregular en el resto del margen peruano y del norte de Chile genera una subsidencia sistemática debido a la erosión por subducción.

La deformación presente en el talud continental ha sido relacionada anteriormente a estructuras y procesos someros y/o profundos. Por ejemplo, Coulbourn (1981) atribuyó la deformación superficial a reptación gravitatoria. Por otra parte, Dickinson & Seely (1979) indicaron que la deformación observada en la capa sedimentaria y basamento responde a los procesos ocurriendo en la interfaz de subducción. Madella et al. (2018) propusieron que el margen se encuentra bajo permanente deformación, la cual es acomodada a través de fallamiento. Esta deformación puede ser observada en la Cordillera de la Costa, donde las fallas han permanecido activas desde el Neógeno-Cuaternario. Entre los 18°S y los 22°S, el acortamiento tanto en dirección norte-sur como este-oeste ha sido acomodado por las estructuras del antearco (Allmendinger & González, 2010; Delouis et al., 1998; Hartley et al., 2000; Madella et al., 2018). Mather et al. (2014) sugieren que el alzamiento y fallamiento observado en la región del antearco están influenciados fuertemente por la hiper aridez del clima a través de un limitado flujo de sedimentos hacia la fosa y bajas tasas de erosión. Estas condiciones generarían un sobre-empinamiento del antearco y transporte de sedimentos por medio de deslizamientos de tierra.

A una escala regional, la cuña continental se encuentra bajo una deformación compresiva en la zona del antearco externo (entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Occidental) (Buddin et al., 1993; Jolley et al., 1990), mientras que el antearco interno (entre la cordillera de la Costa y la fosa) se encuentra afectado por un régimen de esfuerzos predominantemente extensionales (p. ej. Adam & Reuther, 2000; Delouis et al., 1998).

2.9. Contexto sismo-tectónico

La zona sismogénica en el norte de Chile se extiende hasta ~50 km en profundidad (Allmendinger et al., 2005; S. Li et al., 2015) y está compuesta por parches de comportamiento asísmico, de estabilidad condicional y de comportamiento sísmico (Lay et al., 2012). El margen a estas latitudes ha sido afectado en el pasado por varios terremotos tsunamigénicos (Delouis et al., 1997) y ha sido reconocido como parte de una laguna sísmica, donde no había ocurrido ningún evento sísmico de gran magnitud desde el año 1877 (Baker et al., 2013; Béjar-Pizarro et al., 2013; Chlieh et al., 2004;

Comte & Pardo, 1991). Esta condición cambió en abril de 2014, cuando un terremoto de Mw. 8.1 rompió parte de la región frente a las costas de Iquique, donde algunos modelos habían mostrado previamente que existía un contacto sismogénico medianamente acoplado (Métois et al., 2013; Ruiz et al., 2014; Schurr et al., 2014). Sin embargo, este evento sísmico solo cubrió la parte central de la laguna sísmica mencionada (Figura 2-2b), dejando dos parches sin romper hacia el sur y norte, respectivamente. El evento principal de la secuencia fue precedido por un evento de Mw. 6,7 nucleado en la placa superior, cuyo mecanismo focal muestra la posible activación de una falla de alto ángulo localizada en la placa superior (G. González et al., 2015; Maksymowicz et al., 2018; Ruiz et al., 2014; Schurr et al., 2014).

Estudios previos han analizado el tipo de margen (erosivo) en el norte de Chile y su relación con el acoplamiento observado en la interfaz de subducción (p. ej. Contreras-Reyes & Carrizo, 2011; von Huene & Ranero, 2003). En estos trabajos se ha concluido que una región con fuerte erosión tectónica basal no necesariamente implica una interfaz de subducción altamente acoplada. Sin embargo, la hiper aridez del clima, en el largo plazo, podría producir alto acoplamiento debido a la escasez de sedimentos en la fosa (Lamb & Davis, 2003).

Con respecto a la sismicidad cortical, varios autores han coincidido que la placa superior en el antearco marino del norte de Chile se encuentra actualmente casi ausente de sismicidad (Arabasz, 1971; Comte et al., 1994; Petersen et al., 2021). La baja actividad sísmica en la placa superior parece estar limitada a la zona que está por encima del límite superior de la zona sismogénica (updip) y probablemente se encuentra relacionada a sismicidad cosísmica y postsísmica producida en un ambiente de erosión basal activa (Petersen et al., 2021). De acuerdo a Delouis et al. (1998), la falta de sismicidad cortical generalizada en contraste a la clara observación de deformación y ruptura en las estructuras geológicas superficiales del área costera podría ser explicada en términos del criterio de ruptura de Coulomb. Bajo este enfoque, los cambios de esfuerzo generados por la sismicidad interplaca en el periodo cosísmico (extensional) son opuestos a la acumulación de esfuerzos generados durante el periodo intersísmico (compresivo). Si las fuerzas extensionales son mayores que las compresivas, debería observarse extensión en la placa superior durante un mega terremoto. Sin embargo, si el criterio de ruptura no es alcanzado, las fallas presentes en el antearco marino podrían permanecer con un comportamiento asísmico hasta que ocurra el siguiente terremoto.

Capítulo 3

Datos y métodos

3.1. Adquisición de datos

Los datos utilizados en este proyecto forman parte de un conjunto de datos adquiridos durante el crucero MGL1610 a bordo del buque *R/V Marcus Langseth* entre los días 23 de octubre y 9 de diciembre de 2016 (Tréhu et al., 2017; Figura 3-1). Esta campaña se realizó para el proyecto PICTURES (Pisagua/Iquique Crustal Tomography Improves Understanding of Region of the Earthquake Source), de colaboración entre investigadores de la Oregon State University (OSU), Universidad de Chile y GEOMAR (Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel).

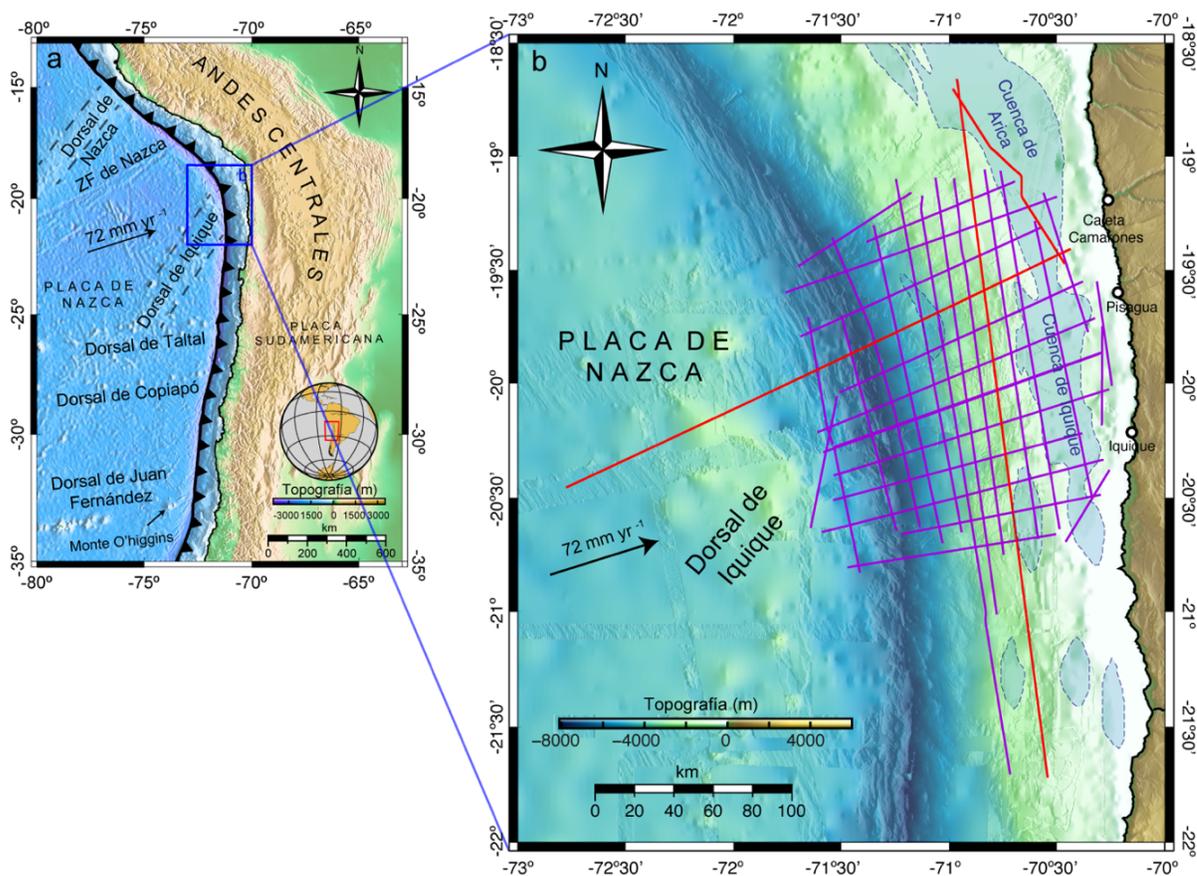


Figura 3-1. Grilla de líneas de sísmica multicanal adquiridas durante el crucero MGL1610 (Tréhu et al., 2017). Los perfiles de color morado y rojo en (b) se refieren a las líneas adquiridas con el primer y segundo tipo de configuración, respectivamente. Las cuencas de Arica e Iquique según Coulbourn (1981) se muestra como un polígono de color azul en (b).

Entre otros datos geofísicos, en esta campaña se adquirieron datos de sismica multicanal de alta resolución a través de una grilla compuesta por un conjunto de perfiles sísmicos (Figura 3-1). Con este fin, se dispuso de un cable (*streamer*) habilitado con hidrófonos distribuidos cada 12,5 m para recibir la señal sísmica (Figura 3-2a). En conjunto con el cable receptor, se contó con un arreglo de 40 pistolas de aire (*airguns*) que conformaron la fuente sísmica, con 6.600 p.c. (o ~108 litros) de volumen total (Figura 3-2b).

Se utilizaron dos configuraciones de adquisición para distintos subconjuntos de perfiles sísmicos. Para el primer grupo de perfiles (líneas de color morado en la Figura 3-1) se utilizó un cable receptor de ~8 km de largo, el cual registró la señal generada por disparos realizados cada 125 m de distancia en 648 canales (p. ej. Figura 3-3a). Para el segundo grupo de perfiles (líneas de color rojo en la Figura 3-1) se utilizó un cable de ~12,5 km de largo, registrando la señal sísmica generada por disparos realizados cada 50 m lineales en 1.008 hidrófonos (p. ej. Figura 3-3b). Para ambas configuraciones de adquisición se grabaron registros de 16 s de largo temporal con una tasa de muestreo de 2 ms.

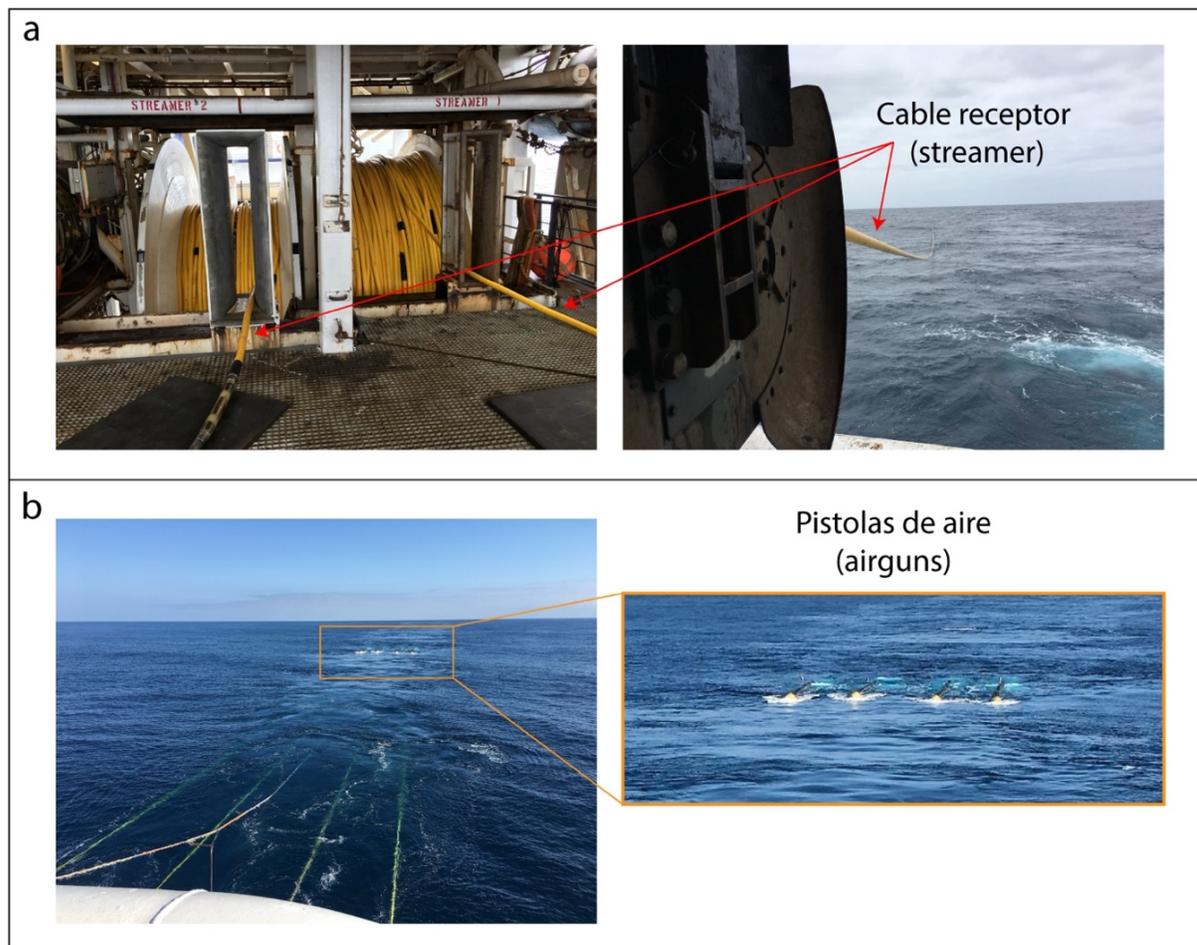


Figura 3-2. Imágenes de ejemplo del cable receptor y airguns utilizados durante la adquisición de datos.

Se utilizó una configuración clásica de fuente y receptores de “roll-along”, en donde, todo el arreglo de fuente y receptores se va desplazando de manera sistemática y traslapada sobre la línea de adquisición (Figura 3-5).

La Figura 3-3 muestra ejemplos de los registros sísmicos obtenidos para cada uno de los subconjuntos de datos. El registro presentado en el panel izquierdo (Figura 3-3a) muestra un ejemplo del registro completo del cable receptor de 648 canales. El panel derecho (Figura 3-3b), en comparación, muestra un ejemplo de registro en 1.008 canales. Entre otros rasgos, los principales atributos de los registros se encuentran destacados en las figuras: curvas camino-tiempo de las ondas directas (1), ondas refractadas en la capa sedimentaria (2), y ondas reflejadas en el suelo oceánico y techo de la corteza continental (3 y 4, respectivamente). Las llegadas correspondientes a estas últimas ondas son los atributos utilizados para el proceso de reflexión sísmica (ver sección 3.2.2). En cambio, para la obtención de modelos de velocidad de onda P mediante tomografía sísmica (sección 3.2.2.4) se aprovechan las características de la propagación y registro de las ondas refractadas bajo el suelo oceánico (2. en Figura 3-3). Además, en ambos paneles se observa la presencia de múltiplos, que corresponden a llegadas de ondas reverberantes en la columna de agua.

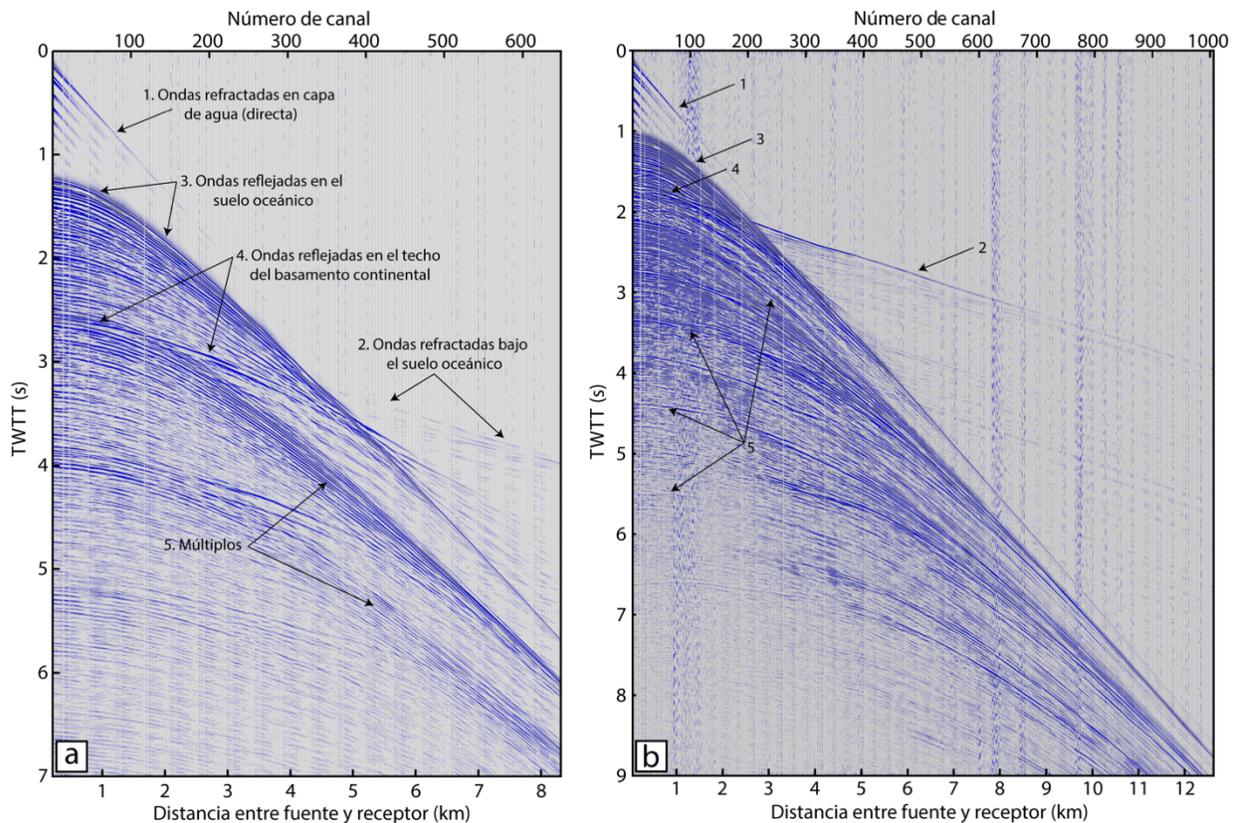


Figura 3-3. Registros sísmicos de ejemplo de la adquisición original en geometría de disparo. Los paneles izquierdo (a) y derecho (b) se refieren a datos adquiridos con el primer (648 canales) y segundo (1.008 canales) tipo de configuración, respectivamente.

3.2. Procesamiento de datos

Los datos procesados en este estudio corresponden a un subconjunto de los datos adquiridos durante el crucero MGL1610 y presentados en la Figura 3-1. Los alcances de esta elección se abordarán en los capítulos correspondientes. La Figura 3-4 muestra un diagrama de flujo simple del procesamiento general aplicado a los datos sísmicos.

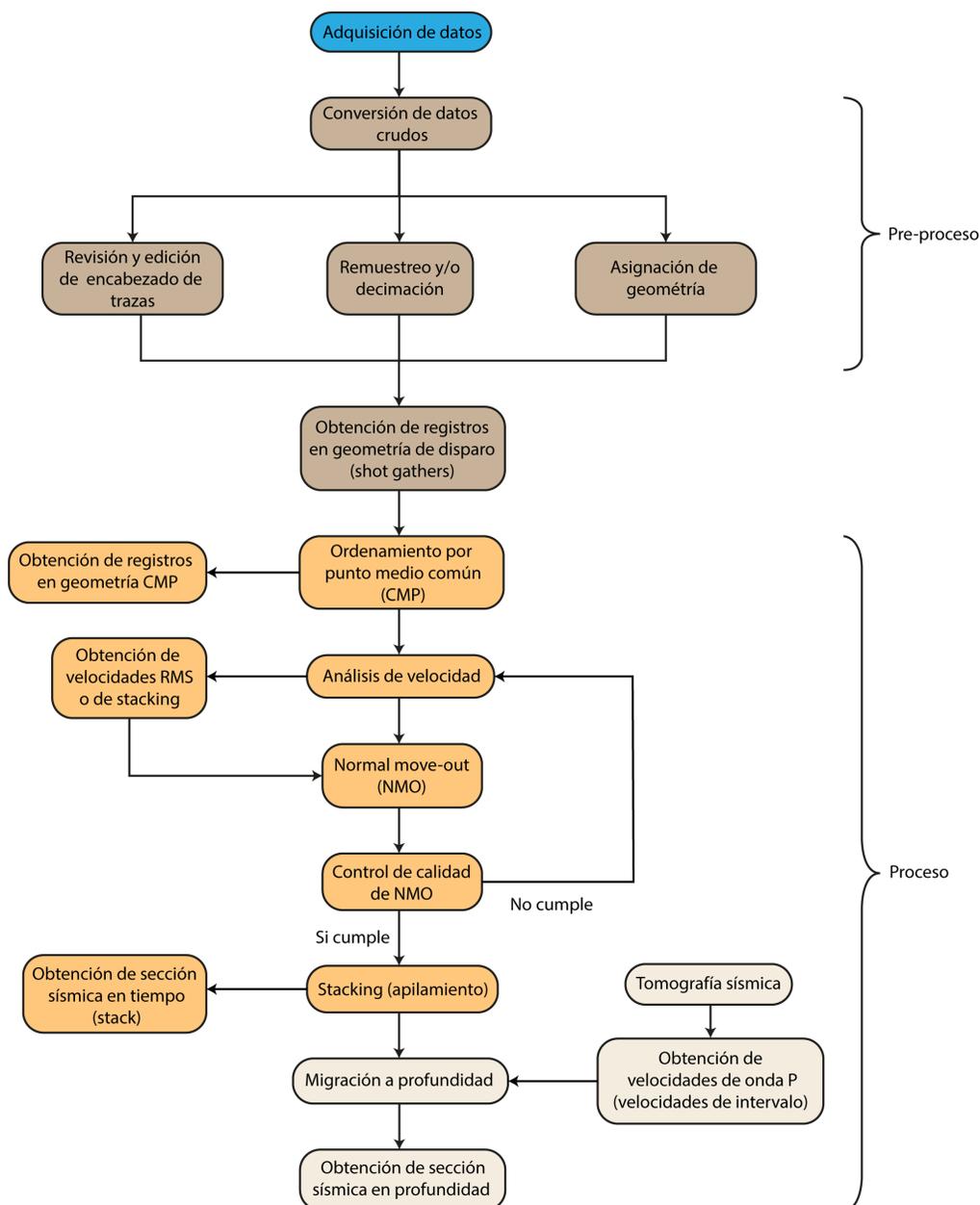


Figura 3-4. Diagrama de flujo del procesamiento de datos. Este flujo muestra los pasos principales llevados a cabo para la obtención de secciones sísmicas interpretables.

3.2.1. Pre-proceso

Los datos crudos fueron remuestreados desde una tasa de muestreo temporal de 2 ms a una de 4 ms para reducir el tiempo dedicado a los cálculos computacionales inherentes del procesamiento posterior.

En esta etapa también se asignó la geometría de adquisición al encabezado de los archivos sísmicos. Como se describió anteriormente, la geometría de adquisición consideró una configuración de cable receptor con hidrófonos agrupados cada 12,5 m en 8,0875 km y 12,5875 km de largo para el primer y segundo subconjunto de perfiles, respectivamente (líneas de color morado y rojo en la Figura 3-1). La adquisición de datos se realizó a lo largo de los perfiles sísmicos considerando una distancia entre disparos sucesivos de 125 m y 50 m para el primer y segundo subconjunto de perfiles, respectivamente. Para ambos tipos de adquisición, la distancia considerada entre el arreglo de fuente sísmica y el primer hidrófono del cable receptor fue de ~220 m.

La asignación de la geometría consideró los parámetros descritos en el párrafo anterior en una configuración clásica de fuente y receptores de tipo “roll-along”, generando múltiples registros sísmicos y puntos comunes de reflexión de las ondas en profundidad (Figura 3-5). Considerando los parámetros descritos en el párrafo anterior, la definición de la geometría se asignó según el siguiente conjunto de fórmulas:

$$Xs_n = a + n\Delta s \quad (3.1)$$

$$Xh_{in} = Xs_n - [d_1 + (i - 1)\Delta h] \quad (3.2)$$

$$d_i = Xs_n - Xh_{in} \quad (3.3)$$

En la ecuación $Xs_n = a + n\Delta s$ (3.1), Xs_n se refiere a la posición espacial del disparo n-ésimo a lo largo de la línea sísmica, con $n = 1, 2, 3, \dots, N$ y donde N es el número total de disparos realizados para el perfil sísmico correspondiente. La constante a es un factor para controlar el origen del sistema de referencia. Por último, Δs corresponde a la distancia entre disparos sucesivos a lo largo del perfil sísmico (125 o 50 m para la primera o segunda configuración de adquisición, respectivamente).

En $Xh_{in} = Xs_n - [d_1 + (i - 1)\Delta h]$ (3.2), Xh_{in} se refiere a la posición del hidrófono (o canal/traza) i-ésimo durante el disparo n-ésimo, con $i = 1, 2, 3, \dots, M$ y donde M es el número total de hidrófonos del cable receptor (648 o 1.008 para la primera o segunda configuración de adquisición, respectivamente). La constante d_1 corresponde a la distancia entre la fuente sísmica e

hidrófono más cercano a esta (~220 m). Finalmente, Δh se refiere a la distancia entre hidrófonos sucesivos en el cable receptor (12,5 m).

En la fórmula $d_i = Xs_n - Xh_{in}$ (3.3), d_i corresponde a la distancia entre la fuente sísmica y el hidrófono i -ésimo (o también denominado “offset”). Dada la configuración constante entre fuente y receptores, el rango total de posibles offset varía entre 220 m y 8.307,5 m para el primer grupo de perfiles, y entre 220 m y 12.807,5 m para el segundo grupo de perfiles.

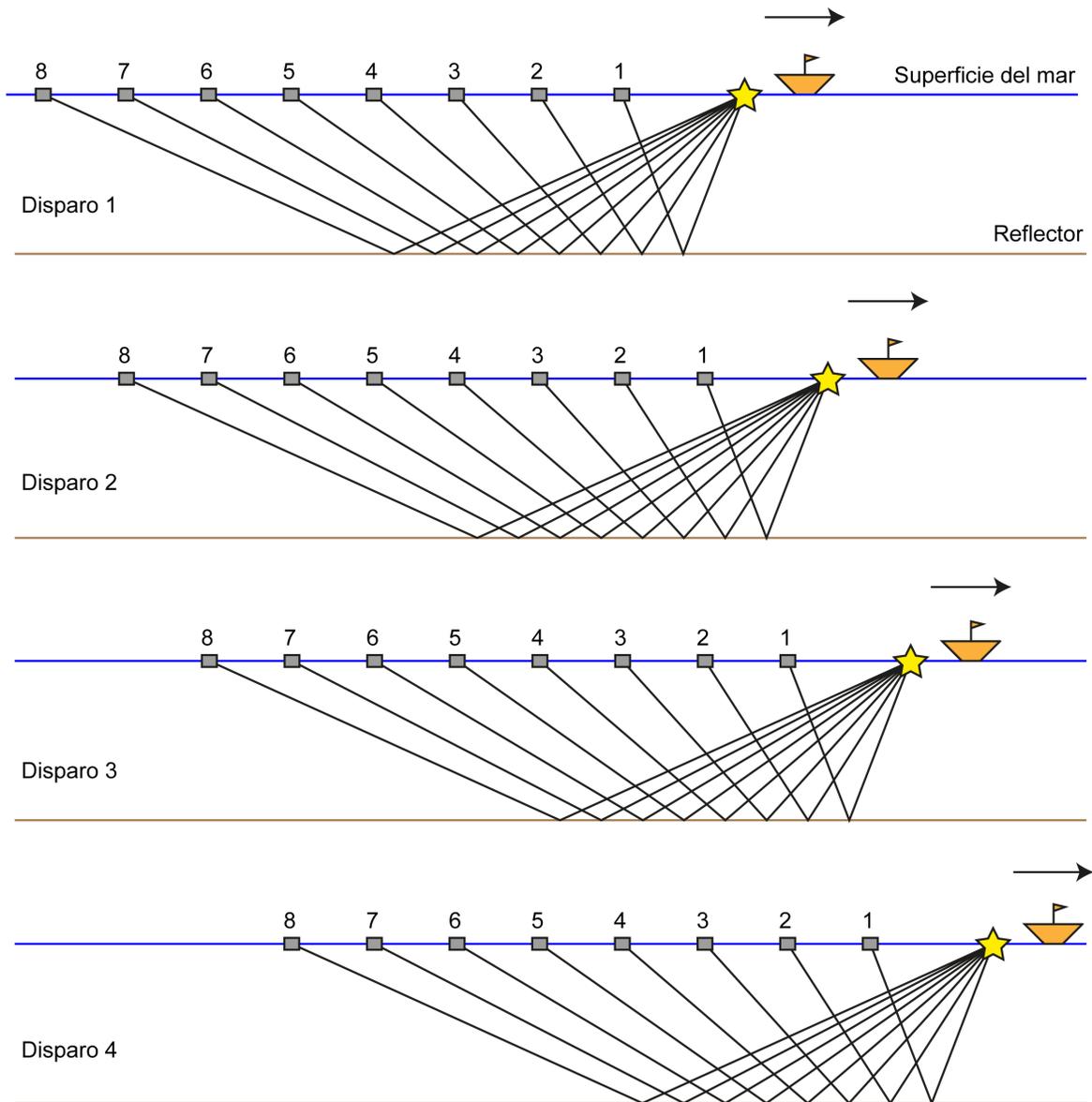


Figura 3-5. Esquema de adquisición de datos en geometría original de disparo. Corresponde a un ejemplo ilustrativo en una adquisición con ocho receptores (rectángulos de color gris) y una fuente sísmica (estrellas de color amarillo) que se mueven en conjunto.

El pre-proceso de los datos se llevó a cabo mediante programas propios basados en un conjunto de rutinas de procesamiento sísmico procedentes desde el software de distribución y utilización libre Seismic Unix (Stockwell, 1999).

3.2.2. Reflexión sísmica

Una vez obtenidos los archivos de disparo (*shot gathers*), se obtuvieron secciones sísmicas apiladas (*stack*) mediante la aplicación del método de reflexión sísmica. Al igual que el pre-proceso, esta etapa se realizó mediante rutinas propias basadas en el software *Seismic Unix* (Stockwell, 1999). En esta sección se describirán los pasos más relevantes en este proceso: ordenamiento de trazas a geometría de Punto Medio Común (o *Common Mid Point* CMP), análisis de velocidades, *Normal Move Out* (NMO), apilamiento (*stacking*) y migración a profundidad.

3.2.2.1. Geometría de Punto Medio Común (CMP)

El procesamiento en sísmica de reflexión se realiza sobre las trazas sísmicas ordenadas en geometría de punto medio común (CMP). Para obtener registros en esta configuración, las trazas se deben reordenar en función de puntos de reflexión comunes entre las distintas ondas (Figura 3-6). Con este fin, se define un segmento (o bin) donde se agruparán las trazas que definen ondas que se reflejan dentro de esta área. Así, las trazas acaban ordenadas en puntos medios comunes de reflexión sucesivos a lo largo línea. Siguiendo el esquema de adquisición de ejemplo de la Figura 3-5, nos podemos dar cuenta que, de acuerdo a la geometría del ejemplo, el punto medio común CMP 1 es alcanzado por cuatro de los rayos involucrados (Figura 3-6). Estos rayos corresponden a distintas combinaciones de fuente-receptor. Así, en una línea de adquisición completa es posible generar un número finito de CMP que definirán la nueva geometría de las trazas sísmicas.

Esta nueva geometría tiene la ventaja de mantener la forma hiperbólica de las curvas camino-tiempo de ondas reflejadas (p. ej. Figura 3-7). Además, como cada CMP contiene trazas reflejadas en una misma vecindad, esta geometría corrige los artefactos generados en las curvas camino-tiempo por efecto de la asimetría lateral en la morfología de los distintos reflectores en profundidad, facilitando así el proceso posterior.

Para reordenar las trazas en la geometría CMP, se asignó un número de CMP en el encabezado de los archivos sísmicos y, a continuación, se ordenaron las trazas en función del número de CMP y distancia entre fuente y receptor (*offset*). El número de CMP se asignó según la siguiente fórmula:

$$N_{cmp_{in}} = \frac{X_{s_n} + X_{h_{in}}}{2\Delta b} \quad (3.4)$$

En $N_{cmp_{in}} = \frac{X_{s_n} + X_{h_{in}}}{2\Delta b}$ (3.4), $N_{cmp_{in}}$ corresponde al número de CMP asignado a la traza resultante del registro de la señal generada por la fuente n en el hidrófono i . X_{s_n} y $X_{h_{in}}$ se refieren

a la posición de la fuente n y el receptor i , respectivamente. El factor Δb representa el ancho del segmento (*bin*) asignado para agrupar las reflexiones de punto común. En el caso de este estudio se utilizó un bin natural ($\Delta b = \Delta h/2 = 6,25 \text{ m}$).

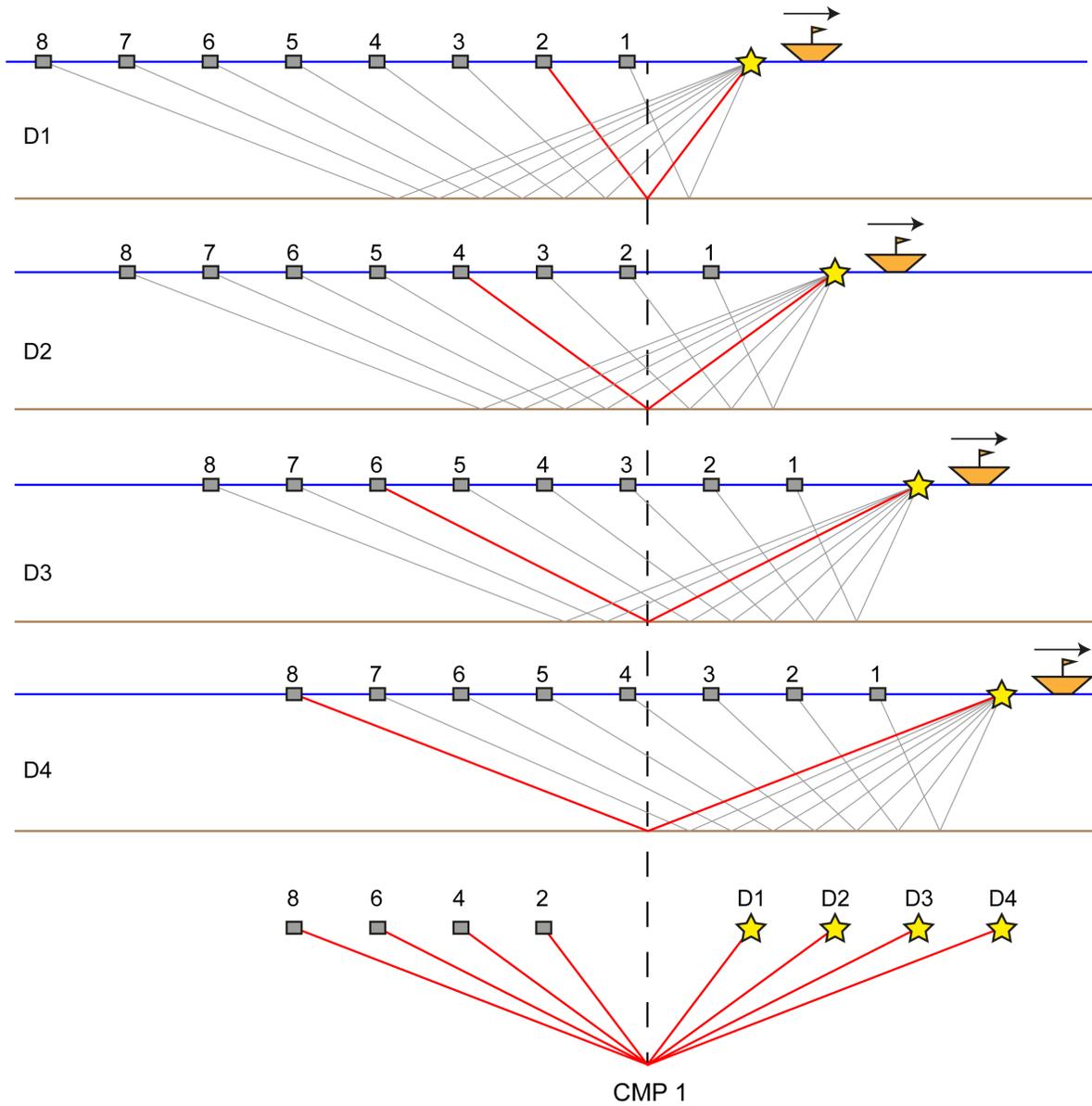


Figura 3-6. Esquema de reordenamiento de trazas por punto medio común (CMP), siguiendo el caso de la Figura 3-5. Los distintos disparos (estrellas de color amarillo) y registro de las señales en los receptores (rectángulos de color gris) generan distintos puntos de reflexión común. Las trazas son reordenadas para mostrarlas finalmente en categorías según el CMP correspondiente al que pertenecen.

El número de trazas por cada CMP (multiplicidad o “*fold*”) se puede calcular como:

$$f = M \frac{\Delta h}{2\Delta s} \quad (3.5)$$

En $f = M \frac{\Delta h}{2\Delta s}$ (3.5), M corresponde al número total de hidrófonos del streamer (648 o 1.008). Δh y Δs se refieren a la distancia entre hidrófonos (12,5 m) y a la distancia entre disparos sucesivos (125 o 50 m), respectivamente. Así, la multiplicidad para el primer y segundo grupo de perfiles sísmicos adquiridos es de 33 y 126, respectivamente (ver número de trazas en Figura 3-7).

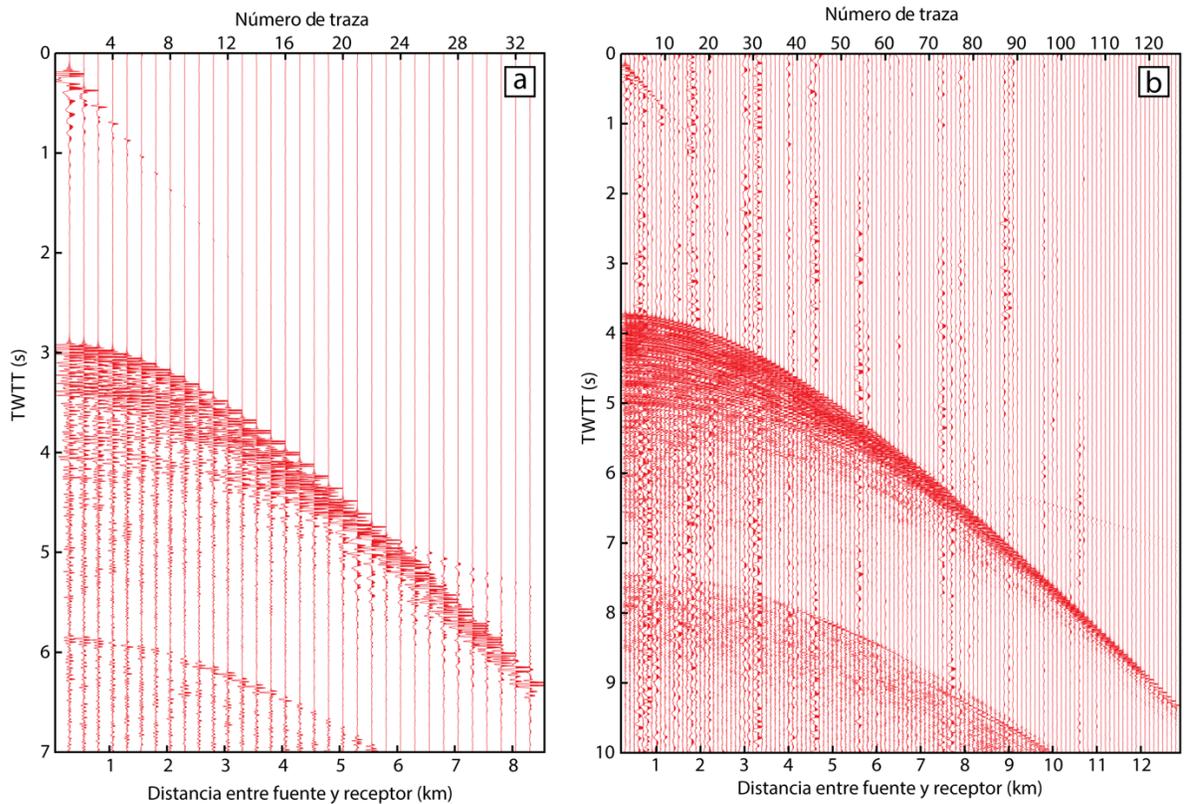


Figura 3-7. Ejemplo de registros reordenados en geometría de punto medio común (CMP). Los paneles de la izquierda (a) y derecha (b) se refieren a datos adquiridos con el primer (648 canales) y segundo (1.008 canales) tipo de configuración, respectivamente.

3.2.2.2. Análisis de velocidades y *Normal Move Out*

El proceso de *Normal Move Out* (NMO) se realiza para corregir los registros sísmicos en geometría CMP de tal manera de descontar el efecto de las distintas distancias existentes entre fuente sísmica y receptor (Figura 3-8). En la práctica, esta corrección implica enderezar las curvas camino-tiempo

correspondiente a ondas reflejadas a su posición horizontal, como si esos tiempos correspondieran a ondas registradas en la misma posición que la fuente sísmica (Figura 3-8).

Matemáticamente, la corrección por NMO que debe realizarse para cada muestra temporal viene dada por:

$$\Delta t_{NMO} = \sqrt{T_0^2 + \frac{x^2}{v_{rms}^2}} - T_0 \quad (3.6)$$

En $\Delta t_{NMO} = \sqrt{T_0^2 + \frac{x^2}{v_{rms}^2}} - T_0$ (3.6), T_0 corresponde al tiempo de ida y vuelta de la onda reflejada verticalmente (*offset=0*). Es decir, el tiempo correspondiente a la cúspide de la hipérbola. Por su parte, x corresponde al *offset* y v_{rms} corresponde a la velocidad rms (*root mean square*) o velocidad de *stacking*.

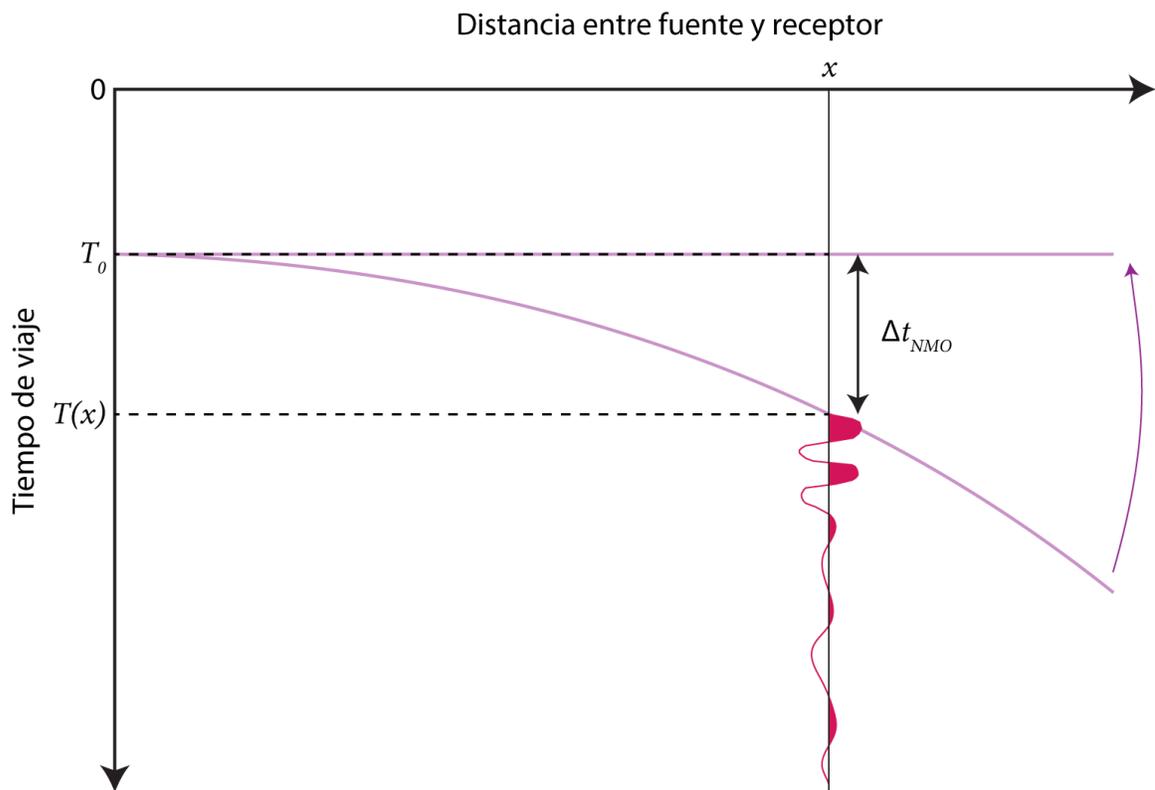


Figura 3-8. Esquema gráfico de proceso de Normal Move Out (NMO).

Este último factor v_{rms} es equivalente a un promedio ponderado de las velocidades de intervalo de las distintas capas del medio y es requerido para enderezar correctamente las curvas camino-tiempo correspondientes a cada reflector. La metodología para obtener estas velocidades de *stacking* se le llama “análisis de velocidad”. En este estudio se utilizó un análisis de velocidades por semblanza.

El análisis de velocidades de semblanza consiste en un estudio de la coherencia de la señal para diferentes trayectorias hiperbólicas posibles. Los valores de la amplitud de la señal para distintas estimaciones se representan en un espectro de velocidades, donde los máximos corresponden a velocidades rms que producen la mayor coherencia a lo largo de curvas hiperbólicas (p. ej. Figura 3-9). Es decir, los picos de la señal en este espectro corresponden a reflexiones en el CMP considerado. El resultado final de este proceso es un perfil de velocidad rms vs tiempo de viaje para cada uno de los CMP analizados (línea de color blanco en la Figura 3-9).

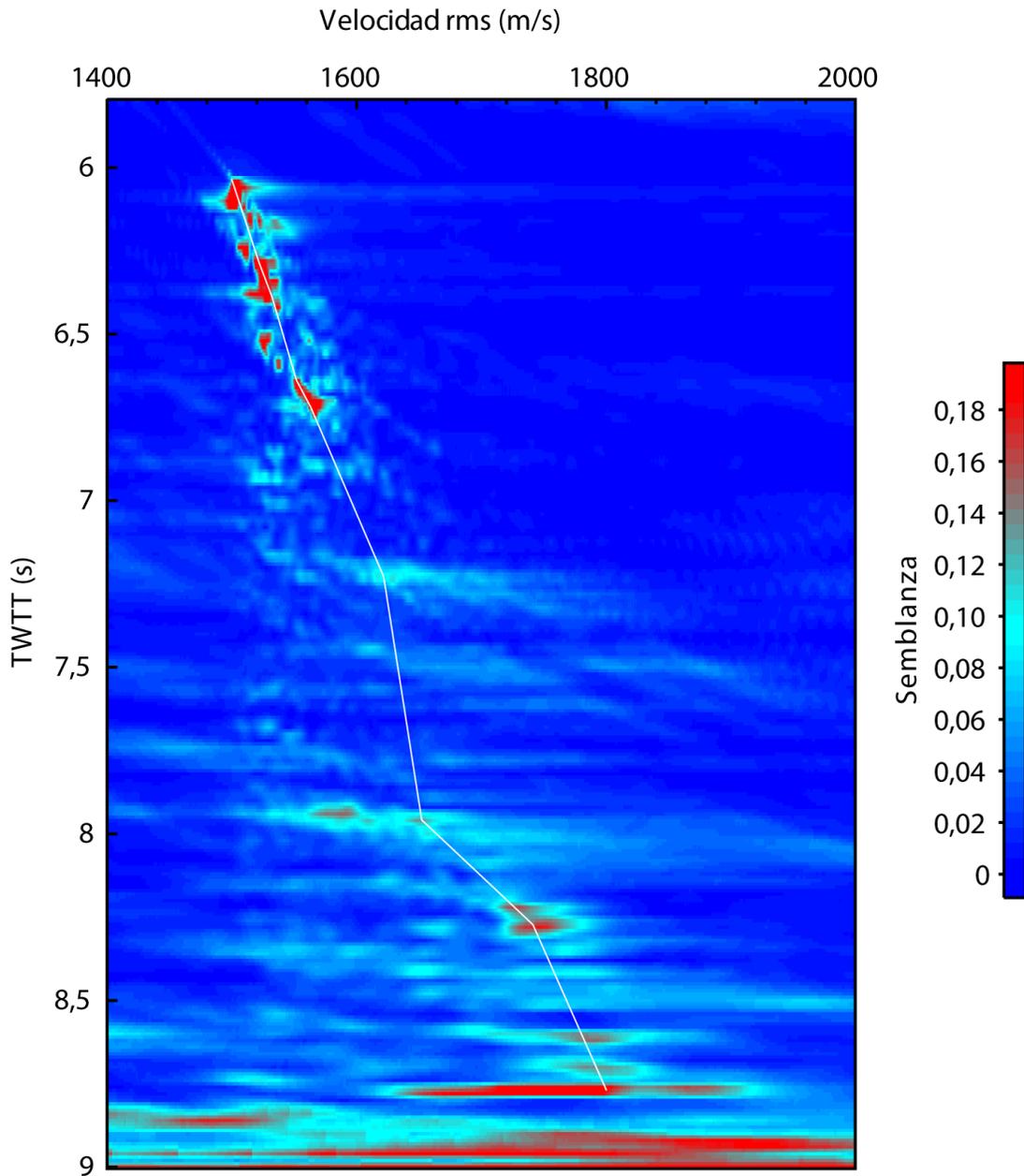


Figura 3-9. Ejemplo de análisis de velocidades de semblanza aplicado sobre un registro CMP. La línea de color blanco corresponde al modelo de velocidad rms elegido para la aplicación del NMO, según el gráfico de amplitudes de semblanza.

En este trabajo se realizó el análisis de velocidad de semblanza y *Normal Move Out* (NMO) mediante rutinas propias basadas en *Seismic Unix* (Stockwell, 1999) para 841 CMP en total. En general, la cantidad de CMP analizados por línea sísmica varió entre 13 y 165 (entre 13 y 72 para líneas orientadas en dirección E-W, y entre 30 y 165 para líneas orientadas en dirección N-S). Para los CMP no analizados en cada línea se utilizaron velocidades rms interpoladas linealmente entre

los CMP analizados. La Figura 3-10b muestra un ejemplo de un registro en geometría CMP con el proceso de NMO aplicado.

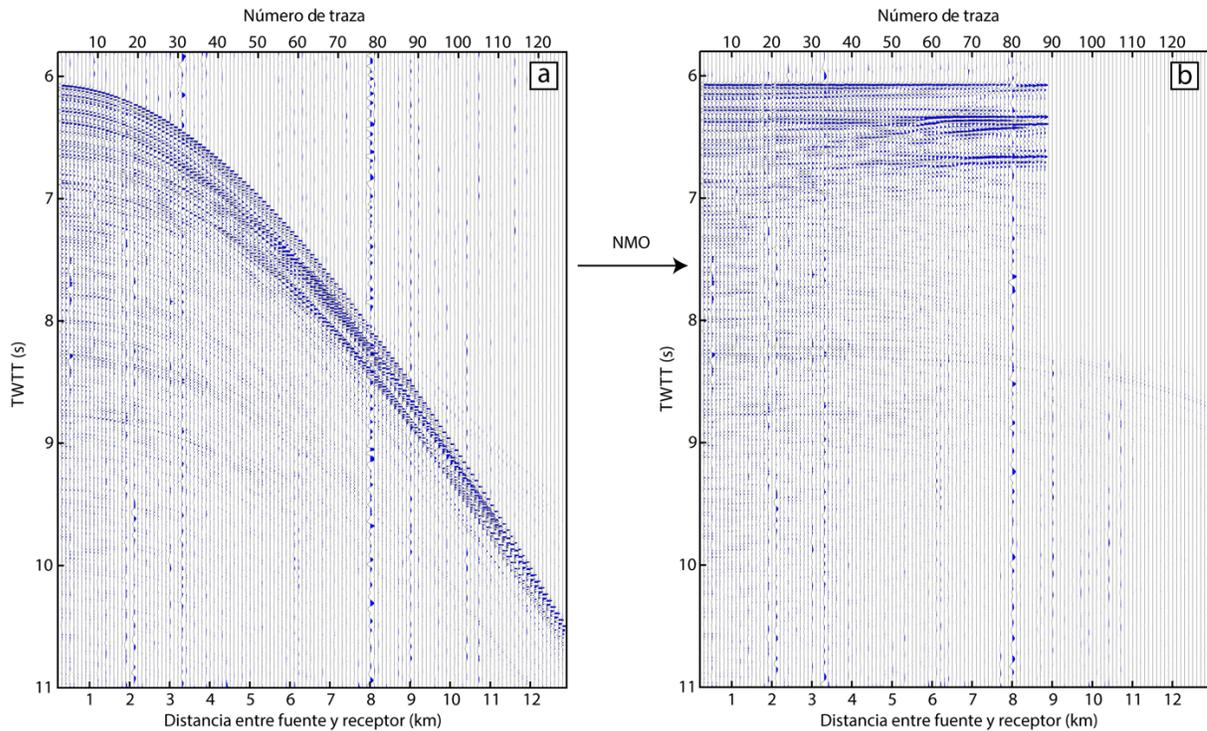


Figura 3-10. Ejemplo de aplicación del proceso de Normal Move Out (NMO). El panel izquierdo (a) muestra un registro en geometría de punto medio común, previo a la aplicación del NMO. El panel derecho muestra el mismo registro, pero con NMO aplicado utilizando el modelo de velocidad rms obtenido desde el análisis de velocidades de semblanza (Figura 3-9).

3.2.2.3. Apilamiento

El proceso de apilamiento (o *stacking*) consiste en la suma horizontal de las trazas correspondientes a cada registro CMP corregido por NMO (offset nulo). El objetivo de esta adición de trazas es aumentar la amplitud de la señal por sobre la del ruido mediante una suma constructiva de la señal coherente, en contraste con una suma destructiva de la señal proveniente desde el ruido de fondo (aleatorio). De esta manera, cada registro CMP se transforma finalmente en una traza de la sección apilada (Figura 3-11). La Figura 3-14a presenta un ejemplo de una sección sísmica apilada.

La selección total de secciones sísmicas apiladas en este trabajo puede ser examinada en los anexos de material complementario (páginas 115 y 123).

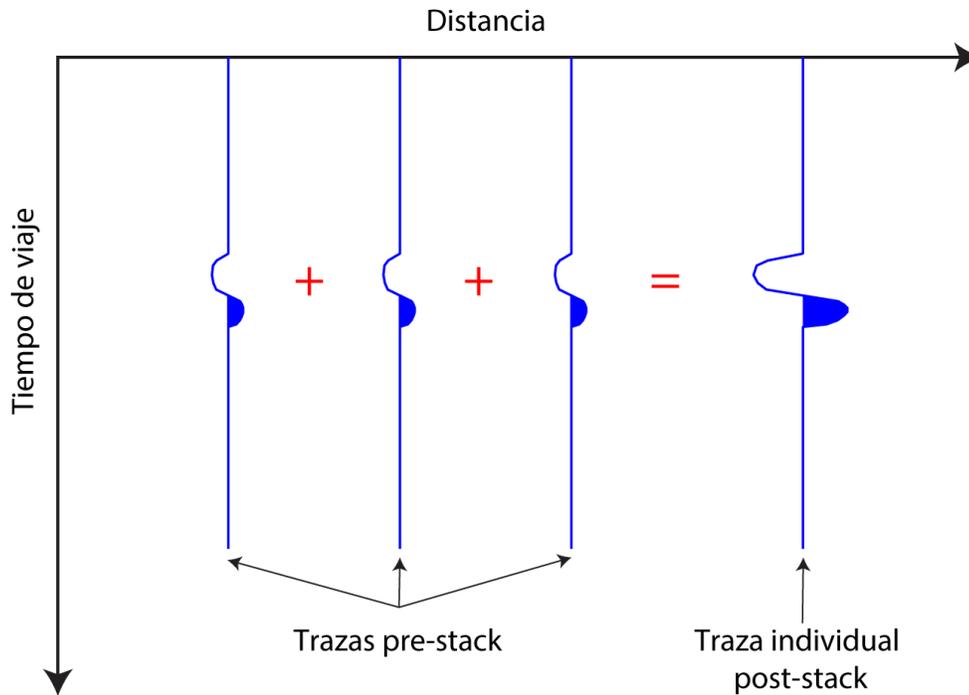


Figura 3-11. Esquema gráfico del proceso de apilamiento (o stacking).

3.2.2.4. Tomografía sísmica y migración a profundidad

Los registros de la sísmica multicanal también se utilizaron para obtener secciones de velocidad de onda P (V_p) bidimensionales y coincidentes con las secciones sísmicas apiladas. Estas secciones de velocidad de intervalo fueron empleadas para convertir las secciones sísmicas apiladas desde tiempo a profundidad (migración a profundidad), con el fin de obtener secciones que sean espacial y geológicamente interpretables.

La obtención de secciones de V_p se llevó a cabo mediante una tomografía sísmica en base a los tiempos de llegada de las ondas refractadas bajo el suelo oceánico. La inversión de los tiempos de llegada para la tomografía se basó en el método de flexión de rayos (*ray bending method*), codificado en el *software* PROFIT (Koulakov, 2009). La Figura 3-12 muestra dos ejemplos de las primeras llegadas observadas, digitalizadas y utilizadas posteriormente en el proceso de inversión. Las primeras llegadas de las ondas refractadas bajo el suelo oceánico fueron digitalizadas mediante rutinas propias basadas en los programas de *Seismic Unix* (Stockwell, 1999), para más de 2.000 disparos en total. En general, la cantidad de disparos utilizados por línea sísmica varió entre 52 y 151.

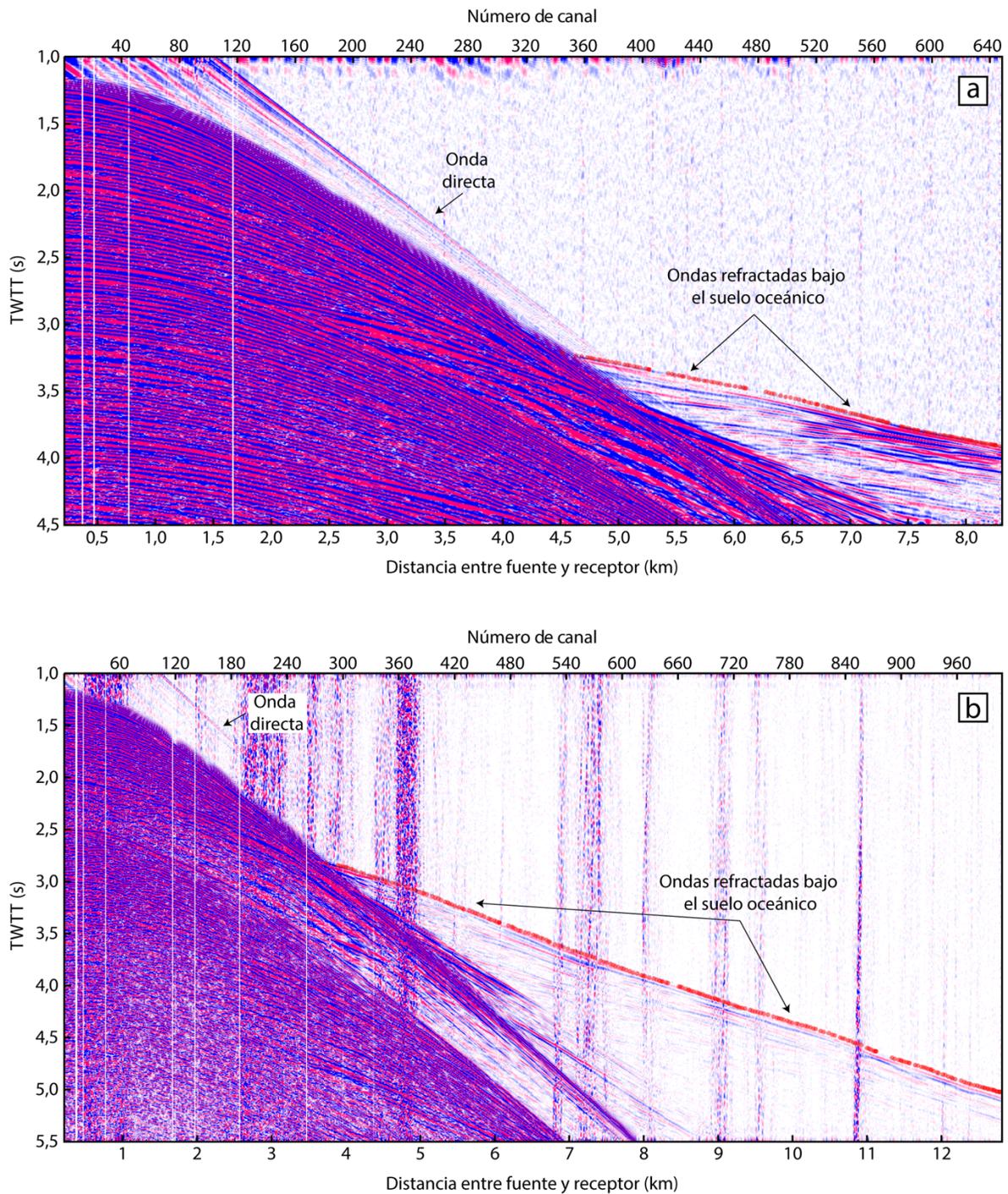


Figura 3-12. Ejemplo del proceso de digitalización de primeras llegadas de ondas refractadas sobre los registros en geometría de disparo. Las curvas digitalizadas se muestran como puntos de color rojo. Los paneles superior (a) e inferior (b) se refieren a datos adquiridos con el primer (648 canales) y segundo (1.008 canales) tipo de configuración, respectivamente.

El alcance en profundidad de la tomografía sísmica se encuentra limitado tanto por la energía de la fuente sísmica como por el largo del cable receptor, ya que este afecta directamente el *offset*

máximo en que el arreglo sísmico es capaz de registrar ondas refractadas. Para este estudio, la energía de la fuente sísmica no es un factor relevante, ya que ésta es suficiente para generar ondas que penetran en profundidades incluso mayores a las profundidades objetivo de este trabajo. Sin embargo, el límite dado por la distancia máxima entre fuente y receptor afecta la profundidad de penetración máxima de la técnica bajo el suelo oceánico. Como se puede observar en este estudio, la profundidad máxima de penetración de la técnica de tomografía sísmica basada en el análisis de las primeras llegadas de las ondas refractadas es de aproximadamente 6 y 9 km para el primer y segundo subgrupo de perfiles sísmicos, respectivamente (cables receptores de ~8 y ~12 km, respectivamente). El espesor vertical de subsuelo oceánico afectado por la tomografía es de alrededor de 2-3 km y 4 km para el primer y segundo grupo de perfiles, respectivamente (p. ej. Figura 3-13 y Figura 3-14). Por otra parte, el límite máximo de profundidad del suelo oceánico hasta donde es posible observar ondas refractadas es de aproximadamente 4-5 km y 6 km para el primer y segundo subgrupo de perfiles sísmicos, respectivamente. En la práctica, no es posible aplicar la metodología aquí mostrada y obtener velocidades de onda P para cualquier perfil sísmico o segmento de perfil sísmico donde la profundidad del piso oceánico exceda los ~4-5 km y ~6 km (para primer y segundo grupo de perfiles, respectivamente).

La Figura 3-13 muestra un ejemplo de las distintas etapas del proceso de tomografía sísmica. Para la inversión se utilizó un modelo de velocidad inicial basado en una versión simplificada y unidimensional de la tomografía sísmica obtenida por Contreras-Reyes et al. (2012) para un perfil a escala regional ubicado a los ~22,2°S. Este modelo simplificado sigue la forma de la batimetría para cada perfil sísmico (p. ej. Figura 3-13d). En general, se realizaron entre 10 y 30 iteraciones en el proceso de inversión de las primeras llegadas bajo el criterio de obtener el menor valor rms (p. ej. Figura 3-13c). Las secciones de V_p resultantes corresponden a una grilla regular con una resolución con un tamaño de celda de 200 m x 100 m y un alcance espacial definido por las características especificadas en el párrafo anterior (p. ej. Figura 3-13e).

Para cada sección sísmica, la conversión desde tiempo a profundidad *post stack* (migración) se llevó a cabo mediante diferencias finitas en base al comando `sumigffd`, perteneciente al paquete *Seismic Unix* (Stockwell, 1999). La resolución espacial de estas secciones migradas está definida por la resolución horizontal y la vertical. En el eje horizontal la resolución está dada por la distancia horizontal entre las trazas, la cual corresponde a la distancia entre CMPs sucesivos (6,25 m). En el eje de profundidad, la resolución se encuentra determinada por la tasa de muestreo y la velocidad de conversión según la siguiente expresión:

$$\Delta z = V_{pmin} \frac{\Delta t}{2} \quad (3.7)$$

En $\Delta z = V_{pmin} \frac{\Delta t}{2}$ (3.7), Δz es la resolución vertical, V_{pmin} corresponde a la velocidad de conversión mínima. En el contexto de este trabajo, la velocidad mínima en el medio corresponde a la velocidad de propagación de las ondas acústicas en la columna de agua, la cual corresponde a

$V_{pmin}=1.500$ m/s. Por su parte, Δt corresponde a la tasa original de muestreo temporal ($\Delta t=4$ ms). Reemplazando los valores correspondientes, la resolución espacial vertical tiene un valor de 3 m.

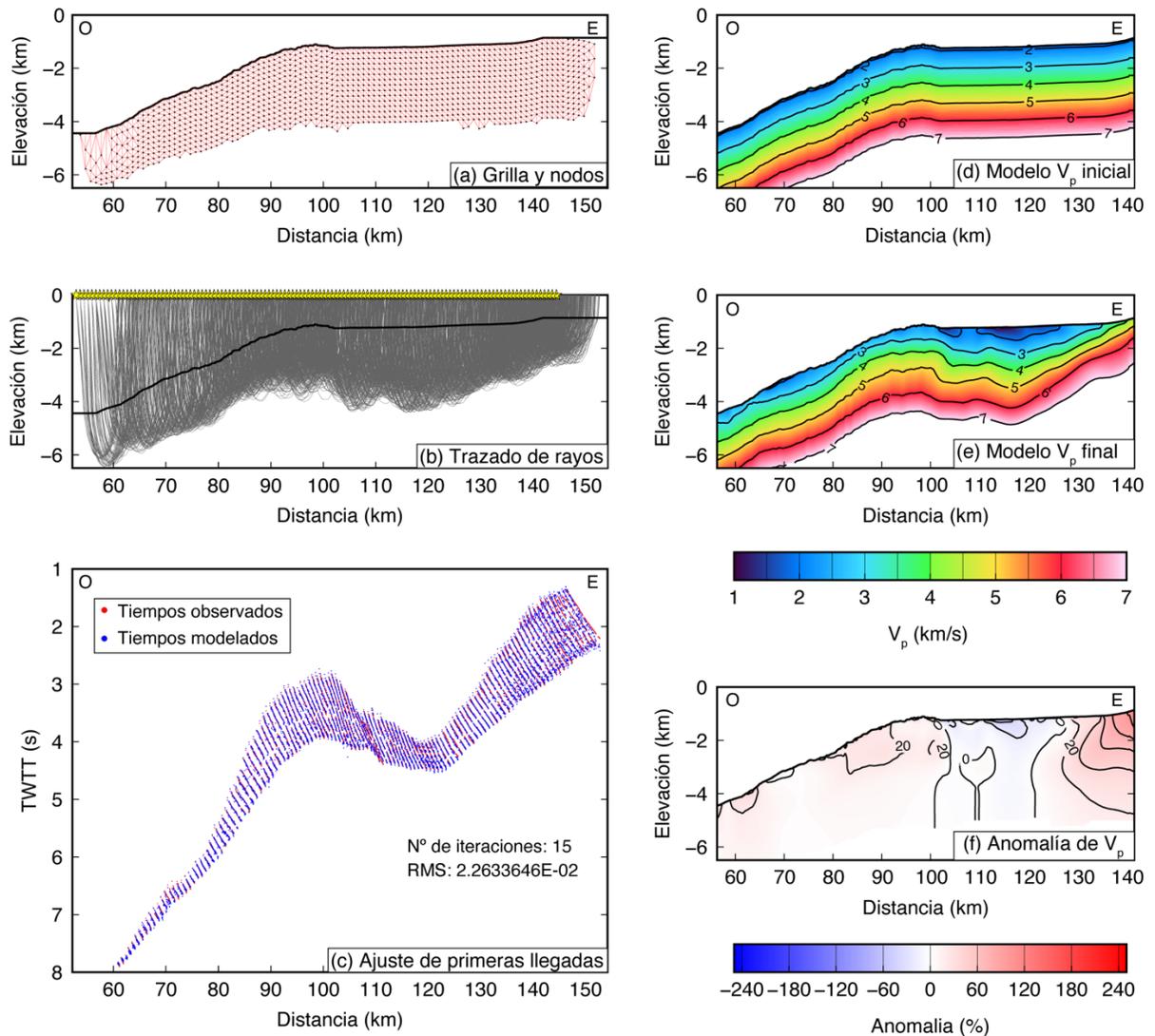


Figura 3-13. Ejemplo de una tomografía sísmica aplicada para un perfil sísmico. (a) muestra la grilla y nodos en donde se calculan las velocidades de intervalo invertidas; (b) presenta el trazado de rayos correspondiente al modelo de V_p final (e) resultante después de 15 iteraciones; (c) muestra el ajuste entre los tiempos de viaje observados (en rojo) y calculados (en azul) después de las 15 iteraciones; (d) y (e) muestran los modelos de V_p inicial y final después de 15 iteraciones, respectivamente; (f) muestra la anomalía porcentual del modelo de V_p final con respecto al modelo inicial.

La Figura 3-14b muestra una sección sísmica migrada a profundidad como ejemplo. Se puede observar que, utilizando la metodología de obtención de velocidades y migración a profundidad presentada en los párrafos anteriores, se pueden obtener secciones sísmicas que contienen información detallada sobre la geología de la estructura somera del subsuelo oceánico (2-4 km de profundidad) y aproximadamente ubicados bajo el talud medio y superior del antearco marino. La

selección total de secciones sísmicas migradas a profundidad en este trabajo puede ser examinada en los anexos de material complementario (página 117 y 134).

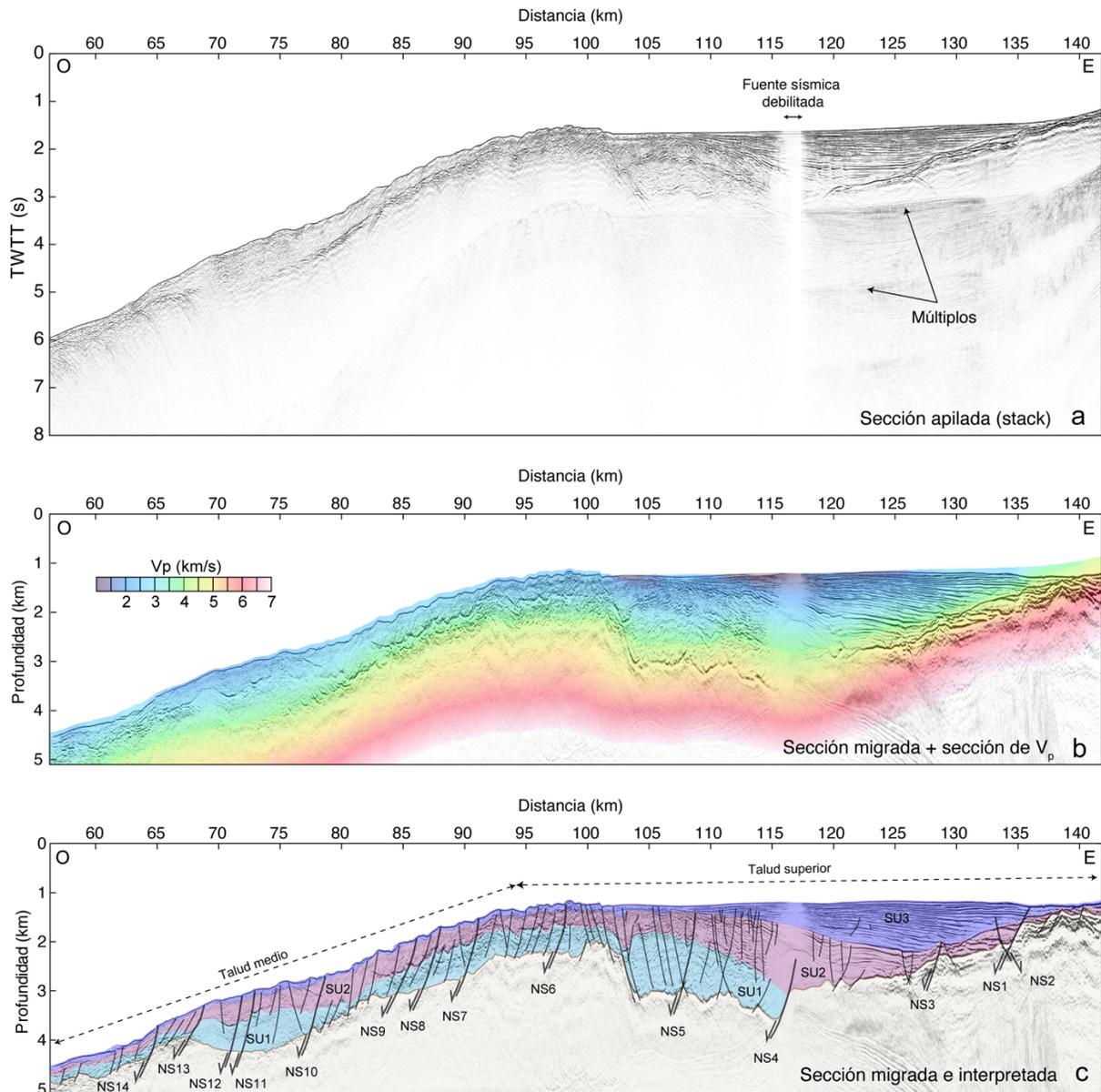


Figura 3-14. Ejemplo gráfico de procesamiento de un perfil sísmico. (a) muestra la sección sísmica apilada (*stack*) en tiempo; (b) muestra la sección sísmica migrada desde tiempo a profundidad utilizando el modelo de V_p sobrepuesto y presentado como una grilla de colores. (c) muestra la sección sísmica migrada e interpretada, en donde se muestran las principales unidades estratigráficas (polígonos de color celeste para SU1, morado para SU2 y azul para SU3) y fallas (NS2 hasta NS14).

3.3. Interpretación de estructuras

Las líneas sísmicas procesadas fueron interpretadas individualmente desde las secciones convertidas a profundidad y secciones de V_p (p. ej. Figura 3-14c). En conjunto con esta información, se interpretaron conjuntos (o zonas) de fallas orientados en dirección paralela al margen en toda el área de estudio siguiendo la batimetría del suelo oceánico (Geersen, Ranero, Klauke, et al., 2018). La interpretación de fallas en las secciones sísmicas individuales fue separada en dos categorías: fallas mayores y fallas menores (líneas negras de mayor y menor grosor en la Figura 3-14c, respectivamente). La diferencia entre estos dos tipos de falla recae principalmente en que, en general, las fallas mayores cortan el basamento y columna sedimentaria completa y tienen un desplazamiento vertical mayor a ~100 m (incluyendo el basamento continental). Por su lado, las fallas menores tienen un desplazamiento menor a las fallas mayores y se observan solo en algunas porciones de la columna sedimentaria y pocas veces son correlacionables con cambios abruptos en el basamento continental. La continuidad de los conjuntos de fallas mayores en latitudes no constreñidas por perfiles sísmicos fue solamente inferida desde la continuidad de los escarpes de falla observados desde la batimetría y, por lo tanto, no indica necesariamente la continuidad de una estructura particular en profundidad. De esta manera, la certeza de la continuidad de conjuntos de falla en un sentido regional es mayor en zonas menormente cubiertas por sedimentos (talud inferior y medio) y viceversa (talud superior-plataforma continental).

Se interpretaron adicionalmente secuencias sedimentarias depositadas sobre el techo del basamento continental (TBC), el cual fue inferido como el reflector más relevante en profundidad después del reflector correspondiente al suelo oceánico. Las secuencias sedimentarias fueron identificadas en consideración con su patrón deposicional, velocidades de propagación y la interacción tectónica con las fallas observadas. Los contactos entre distintas unidades estratigráficas fueron interpretados como disconformidades angulares entre las distintas unidades geológicas.

Capítulo 4

Estructura somera del antearco marino en el norte de Chile entre los 19°S y 21°S

4.1. Introducción

El antearco marino en el norte de Chile se encuentra inserto en un margen ampliamente reconocido como un margen convergente y de carácter erosivo (p. ej. Rutland, 1971; Scheuber & Reutter, 1992; von Huene & Scholl, 1991). Si bien se ha estudiado esta zona en las últimas décadas, la cobertura insuficiente de datos geofísicos adquiridos costa afuera ha dificultado un mejor entendimiento de la estructura geológica del antearco marino y sus implicancias tectónicas.

El objetivo de este estudio es obtener una imagen general sobre la estructura geológica somera del subsuelo marino, entre los 19°S y 21°S. Se analiza la presencia y distribución regional de fallas y unidades sedimentarias, en conjunto con las implicancias que tienen estas observaciones con respecto a la evolución tectónica del margen a estas latitudes.

El estudio se realizó analizando cuatro perfiles sísmicos de orientación aproximadamente perpendicular a la orientación del margen continental (Figura 4-1). Estos perfiles fueron procesados mediante la técnica de reflexión sísmica para obtener secciones sísmicas que fueran geológicamente interpretables.

4.2. Descripción de datos y alcances metodológicos

La descripción detallada sobre la adquisición, procesamiento e interpretación de los datos de sísmica multicanal pueden ser examinados en el capítulo 3 (página 25). En el presente capítulo se utilizaron los datos de cuatro perfiles sísmicos (MC04, MC06, MC25 y MC27) adquiridos para el primer grupo de línea sísmicas (líneas blancas y amarillas en la Figura 4-1). Estos perfiles de orientación perpendicular al margen fueron adquiridos con un cable receptor de ~8 km de largo, el cual registró la señal generada por disparos realizados cada 125 m de distancia a lo largo de cada perfil en 648 canales separados cada 12,5 m. Se utilizó un arreglo de 40 *airguns* (pistolas de aire) con un volumen total de 108 litros.

Aplicando la metodología presentada en la sección 3.2, se obtuvieron secciones sísmicas apiladas (*stacks*) y secciones bidimensionales de velocidad de onda P (V_p) mediante el análisis de las ondas reflejadas y refractadas de los registros multicanales, respectivamente (p. ej. Figura 4-2). Las figuras restantes correspondientes a las secciones apiladas y de tomografías sísmicas para cada

perfil sísmico pueden ser revisadas en las secciones correspondientes de los anexos A (pág. 115) y B (pág. 143), respectivamente.

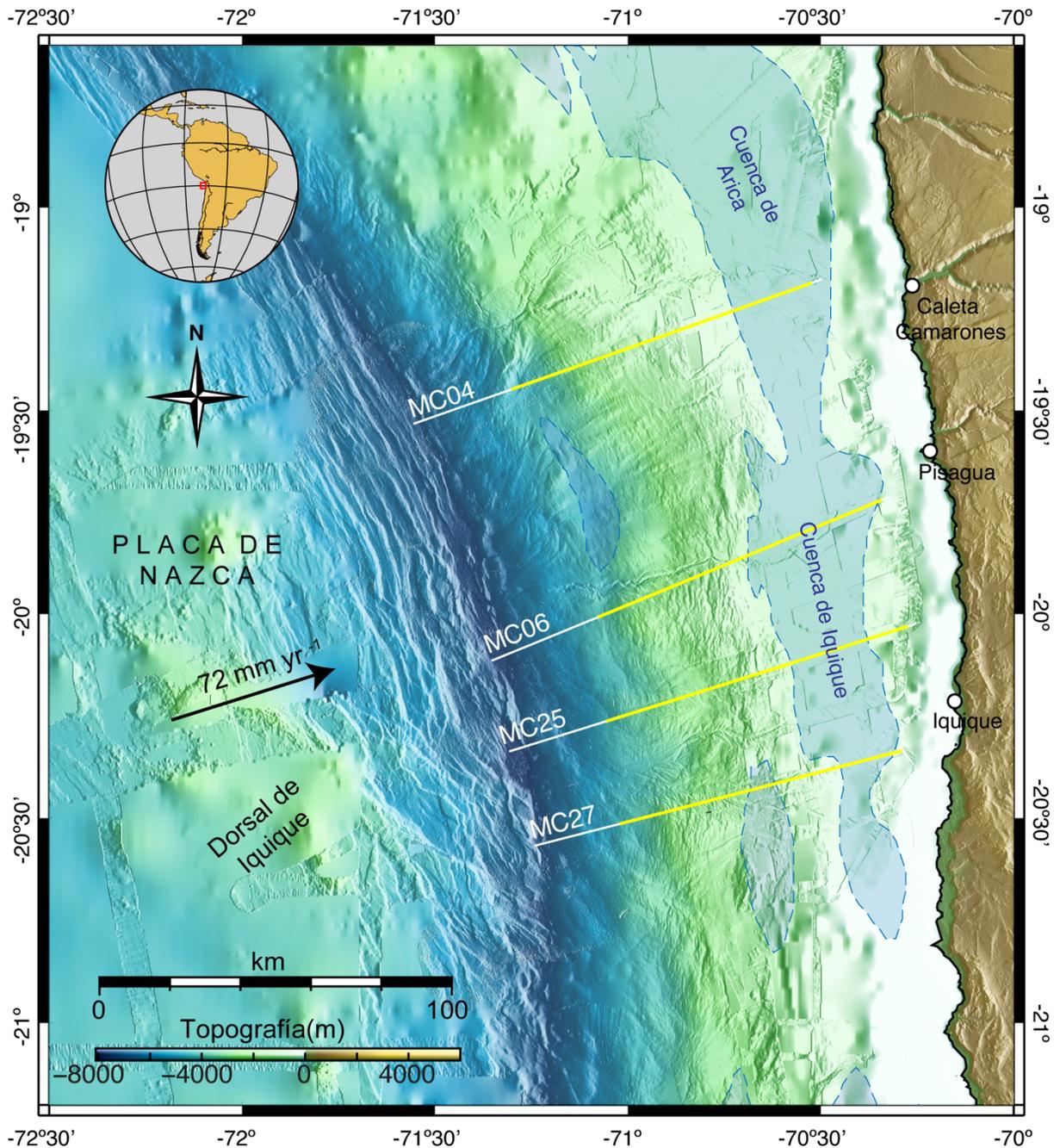


Figura 4-1. Mapa batimétrico del área de estudio (capítulo 4). La batimetría fue adquirida durante el crucero MGL1610 (Tréhu et al., 2017). Las líneas amarillas representan la traza de las porciones de las líneas sísmicas utilizadas para la tomografía sísmica. Las líneas blancas muestran la porción extendida de estas líneas hacia la fosa. La ubicación de las cuencas de Arica e Iquique según Coulbourn (1981) se muestran como polígonos de color azul.

El análisis de velocidades necesario para el proceso de *Normal Move Out* (NMO) se realizó sobre ~50 registros en geometría de punto medio común, para cada uno de los perfiles sísmicos. Por su parte, la obtención de velocidades de intervalo V_p , necesaria para la migración de las secciones sísmicas desde tiempo a profundidad, fue realizada mediante tomografías sísmicas basadas en el ajuste de tiempos de llegada de las ondas refractadas observadas y digitalizadas en alrededor de 100 registros en geometría de disparo, para cada uno de los perfiles sísmicos.

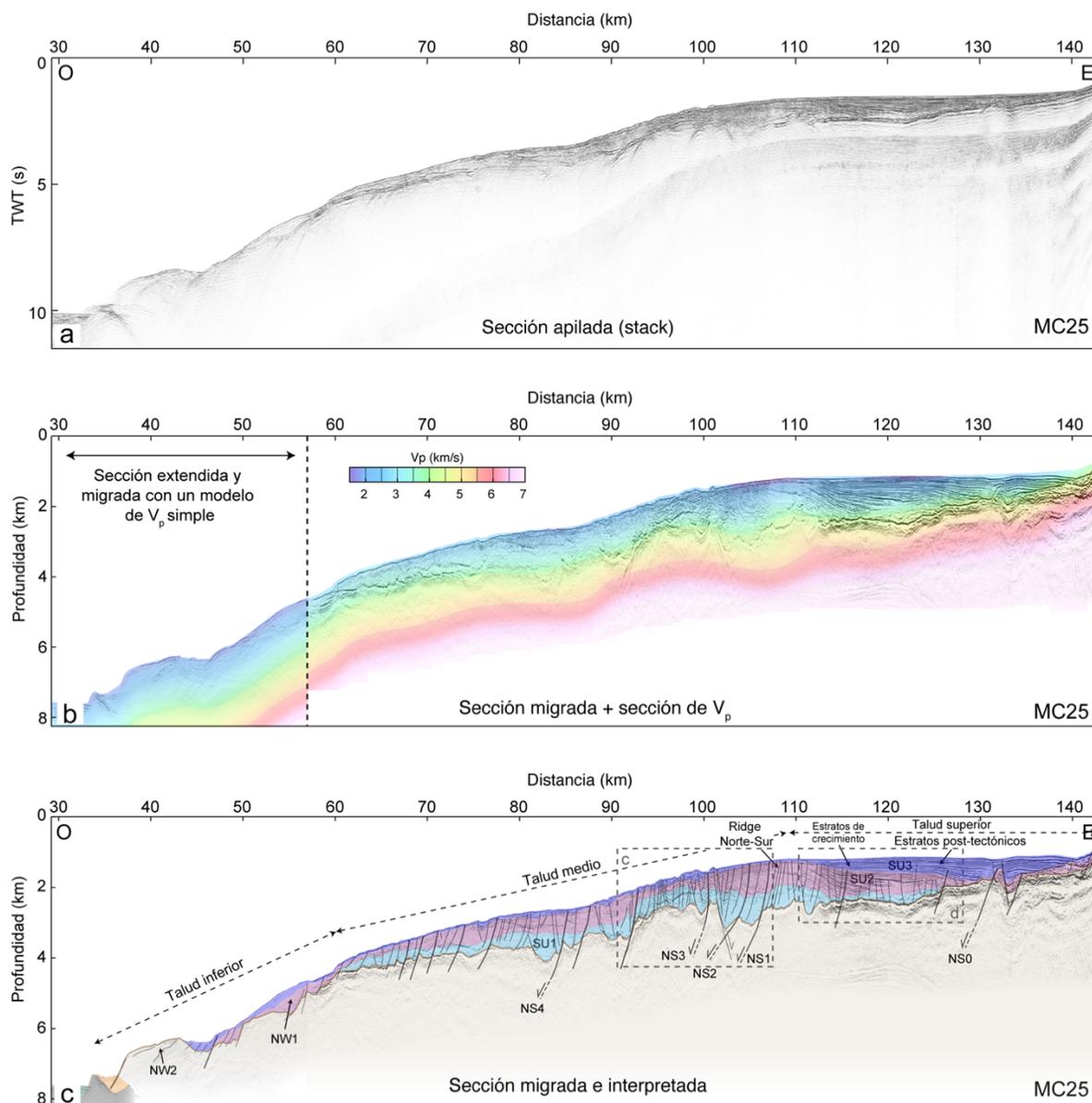


Figura 4-2. Ejemplo de procesamiento para el perfil MC25. (a) muestra la sección sísmica apilada (*stack*) en tiempo; (b) muestra la sección sísmica migrada desde tiempo a profundidad utilizando el modelo de V_p sobrepuesto y presentado como una grilla de colores. (c) muestra la sección sísmica migrada e interpretada, en donde se muestran las principales unidades (polígonos de color celeste para SU1, morado para SU2, azul para SU3, naranja para el prisma frontal, verde para los sedimentos en la fosa, gris para la corteza oceánica y café claro para la corteza continental) y fallas (NS0 hasta NS4).

Como se explicó en la sección 3.2.2.4 (pág. 38), la técnica utilizada aquí para obtener velocidades de intervalo V_p , necesarias para la migración de las secciones sísmicas desde tiempo a profundidad, está limitada por el largo del cable receptor. Esta restricción se traduce en que no es posible obtener velocidades bajo para secciones de los perfiles sísmicos que se encuentren bajo los ~4-5 km de profundidad (aproximadamente limitados al subsuelo ubicado bajo el talud medio y superior).

Con el fin de obtener secciones migradas a profundidad que se extiendan en las secciones sísmicas completas (hasta la fosa), para las subsecciones de MC04, MC06, MC25 y MC27 no abarcadas por la tomografía sísmica (líneas blancas en la Figura 4-1) se utilizó un modelo de velocidad unidimensional simplificado y representativo del antearco marino, basado en valores de velocidad extraídos desde la tomografía sísmica obtenida por Contreras-Reyes et al. (2012) a los ~22,2°S de latitud y que sigue la forma del suelo oceánico (Figura 4-2b). Las figuras restantes correspondientes a las secciones de V_p utilizadas para migrar cada perfil sísmico hasta la fosa pueden ser revisadas en la sección correspondiente del anexo A (pág. 115).

Los cuatro perfiles mencionados fueron interpretados individualmente desde las secciones sísmicas migradas a profundidad (p. ej. Figura 4-2c). Para la línea MC06, la interpretación estuvo basada principalmente en el trabajo de Reginato et al. (2020). El rumbo de fallas en dirección aproximadamente N-S y altos batimétricos en dirección NO-SE identificados en trabajos anteriores fue también considerado para la interpretación de las secciones (Geersen, Ranero, Klauke, et al., 2018; Maksymowicz et al., 2018). La proyección de estos lineamientos en los perfiles analizados se correlaciona bien, en general, con discontinuidades laterales observadas en las secciones sísmicas. También se interpretó el prisma frontal como una estructura limitada por debajo por la placa en subducción y una discontinuidad lateral en el TBC.

4.3. Resultados

La interpretación conjunta de las secciones sísmicas y la morfología del suelo oceánico del antearco marino revela la presencia de cuencas, unidades sedimentarias, sistemas de fallas menores y también zonas de falla mayores a lo largo y ancho del talud continental. También se identificó un prisma frontal estrecho en el borde oeste de la cuña continental (Figura 4-3, Figura 4-5, Figura 4-6, Figura 4-7 y Figura 4-8).

A lo largo del talud continental, la morfología del suelo oceánico, revelada por la batimetría de alta resolución, se encuentra dominada por escarpes de fallas que se orientan de manera aproximadamente paralela al margen. Estos escarpes forman la expresión superficial de fallas predominantemente normales de manteo entre bajo a alto ángulo (~15°-75°; Pluijm & Marshack, 2004; Figura 4-9), largos entre ~0,2 y ~7 km y desplazamientos a lo largo de sus planos de falla (en el basamento continental) de entre ~70 y ~1400 m (Figura 4-9). Estas fallas pueden ser rastreadas en profundidad dentro de las unidades sedimentarias y algunas

penetran el basamento continental, cuyo techo se observa con una topografía rugosa e irregular (Figura 4-3, Error! Reference source not found., Figura 4-6, Figura 4-7 y Figura 4-9).

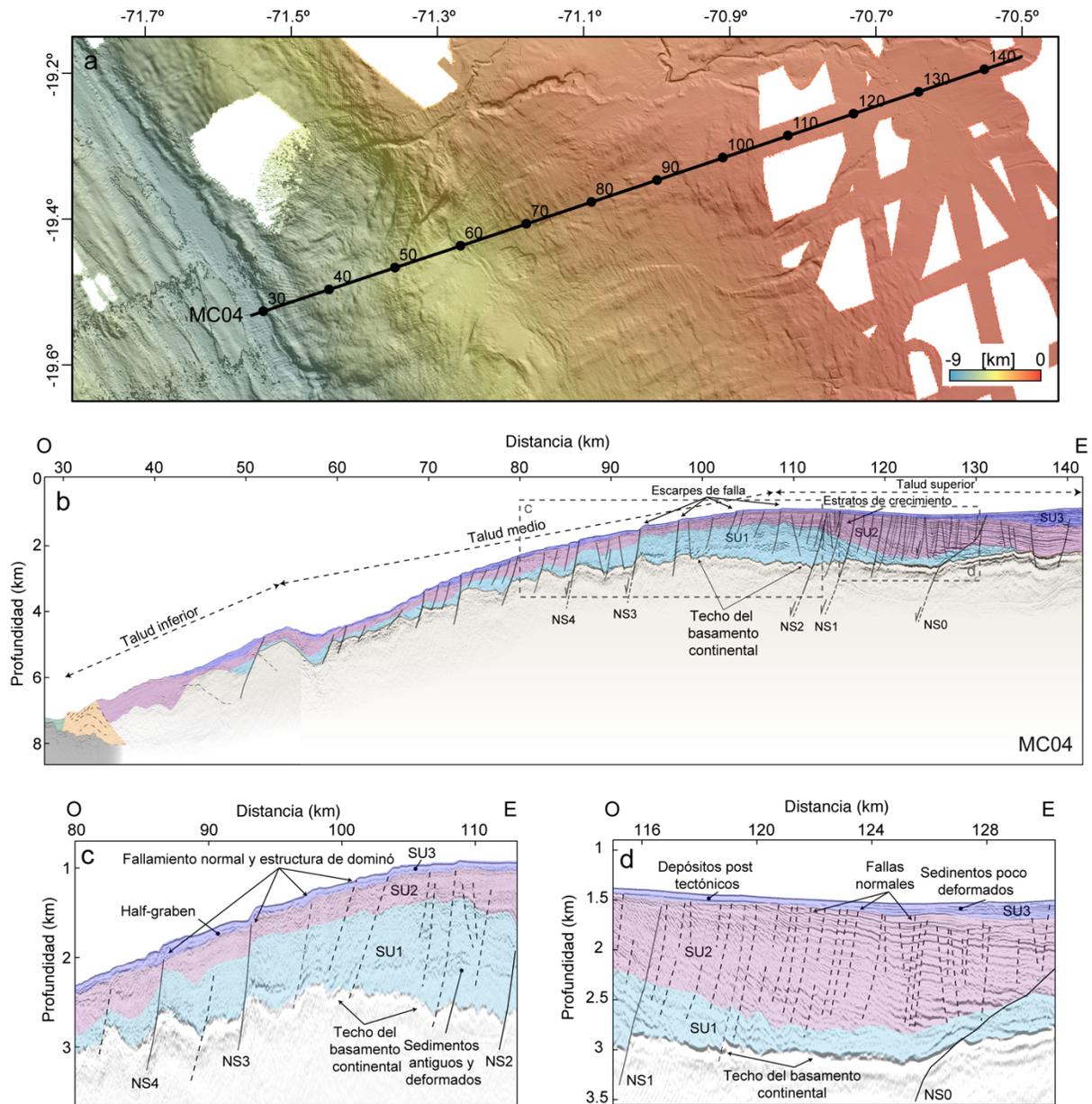


Figura 4-3. Batimetría y sección interpretada para el perfil MC04. (a) muestra la topografía del suelo oceánico en torno al perfil MC04 (línea negra), donde los círculos negros representan las marcas de distancia en (b). El alcance espacial de las figuras ampliadas (c) y (d) se muestra en (b) como rectángulos de contorno punteado de color gris. Las unidades principales están presentadas como polígonos rellenos en (b), (c) y (d) (color azul: SU3; morado: SU2; celeste: SU1; naranja: prisma frontal; verde: sedimentos en la fosa; gris: corteza oceánica; café claro: corteza continental). Las fallas principales también son mostradas como líneas negras en (b), (c) y (d).

4.3.1. Secuencias sedimentarias y características

En las secciones sísmicas los sedimentos se presentan como reflectores estratificados, los cuales se observan con menor deformación y con un patrón de deposición más claro bajo el talud superior (Figura 4-3, Figura 4-5, Figura 4-6d y Figura 4-7d). Estos reflectores se observan más deformados y caóticos bajo el talud medio e inferior (p. ej. Figura 4-3c). El espesor de la capa sedimentaria que cubre el basamento continental alcanza hasta los ~2.000 m en las secciones sísmicas estudiadas (Figura 4-6c). Sin embargo, el espesor sedimentario se distribuye de manera heterogénea a lo largo de cada sección sísmica. Por una parte, las líneas sísmicas ubicadas al sur del área de estudio, MC06, MC25 y MC27, muestran un incremento de primer orden del espesor sedimentario en dirección al mar, desde ~100 m en el talud superior a ~1.500 m hacia el talud medio (Figura 4-5, Figura 4-6 y Figura 4-7). Por otra parte, la línea sísmica ubicada más al norte (MC04) muestra hasta ~1.300 m de espesor sedimentario, el cual permanece aproximadamente constante a lo largo del talud superior (Figura 4-3). Este perfil muestra, además, menor deformación que los demás perfiles sísmicos tanto en la columna sedimentaria como en el basamento continental subyacente.

El patrón de la distribución de sedimentos bajo el talud medio es similar entre los perfiles estudiados en este capítulo. Se observa un depocentro (mayormente desarrollado en MC06) con hasta 2 km de sedimentos acumulados (Figura 4-5b). Hacia el oeste del depocentro la cubierta sedimentaria disminuye sistemáticamente hasta unos pocos cientos de metros hacia el talud inferior. La velocidad de onda P (V_p) promediada verticalmente¹ dentro de la columna sedimentaria se mantiene uniforme en toda la región de estudio (~3 km/s; Figura 4-10c). Sin embargo, los valores de V_p individuales indican un aumento vertical sistemático dentro de la capa sedimentaria, desde ~2 km/s inmediatamente debajo del suelo oceánico hasta ~3,5-4,0 km/s justo por encima del basamento continental (p. ej. Figura 4-2b). Esta observación es coherente con los procesos de compactación afectando la columna sedimentaria (Reginato et al., 2020).

En los perfiles sísmicos se identificaron tres secuencias sedimentarias (nombradas aquí como SU1, SU2 y SU3). Estas secuencias y estratos internos se encuentran depositadas con un traslape transgresivo (*onlap*) hacia sus unidades subyacentes respectivas en dirección a la costa (Figura 4-4). Estas unidades fueron anteriormente identificadas por Reginato et al. (2020) a lo largo del perfil MC06. Entre ellas, SU3 se presenta como la unidad más joven y con menor deformación, mostrando velocidades V_p bajas de alrededor de 2,0 km/s. Esta unidad cubre mayormente el área bajo el talud superior (Figura 4-3d, Figura 4-5d, Figura 4-6d y Figura 4-7d), donde muestra una forma acuñada, con un patrón de deposición de un traslape regresivo (*offlap*) sobre la unidad sobreyacente SU2 y con estratos de crecimiento hacia la zona de transición entre el talud superior y talud medio, la cual se encuentra levemente alzada con respecto a la elevación media del suelo

¹ El promedio vertical de velocidades de onda P se refiere a un promedio simple de los valores de velocidad dentro de la capa correspondiente. Se calcularon promedios verticales de velocidad para la capa sedimentaria (entre el suelo oceánico y el TBC) y para la corteza continental superior en los primeros 500 m bajo el TCB (entre el TBC y el TBC-500 m).

oceánico en el entorno del talud superior (alto estructural o *ridge*; p. ej. Figura 4-6d y Figura 4-4). Los estratos de crecimiento observados indican deposición sintectónica en conjunto con el alzamiento de la zona de transición entre el talud medio y superior y/o subsidencia de las unidades bajo el talud superior (Figura 4-4).

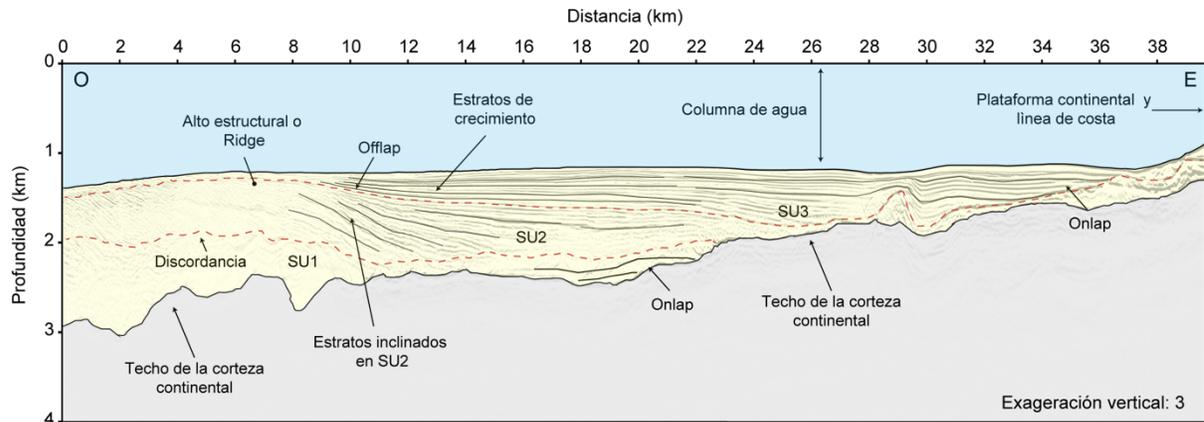


Figura 4-4. Sección esquemática de estructuras dentro de la capa sedimentaria en el talud superior del perfil MC25. Los horizontes que definen los límites entre las distintas unidades sedimentarias se muestran como líneas rojas punteadas.

La unidad subyacente SU2 tiene un espesor aproximado de 1 km y muestra valores de V_p de entre 2,5 a 3,0 km/s. En general, esta unidad se observa con mayor deformación que su secuencia sobreyacente (Figura 4-3d, Figura 4-5d, Figura 4-6d y Figura 4-7d) y casi aflora en el suelo oceánico bajo el talud medio, donde el espesor de la unidad SU3 disminuye considerablemente en dirección al océano (más pronunciadamente en el perfil MC06; Figura 4-5b). Al igual que SU3, esta unidad intermedia muestra estratos de crecimiento hacia el alto estructural ubicado en la transición entre el talud medio y superior. Sin embargo, los estratos de SU2 muestran una inclinación diferenciada, que aumenta en dirección hacia el talud medio y parece formar parte del flanco oriental de un pliegue anticlinal generado por la deformación del alto estructural (Figura 4-4). Este tipo de deformación en los estratos se observa solo en el sector oriental del alto estructural (p. ej. Figura 4-6b), lo cual se debe probablemente a que la sedimentación tiene un origen continental. La topografía suave en el talud superior podría indicar que la tasa de sedimentación en este sector es mayor que la tasa de deformación (Figura 4-4). De manera contraria, la rugosidad del suelo oceánico y la formación de múltiples escarpes en el talud medio e inferior sugieren que esta área presenta una tasa de deformación mayor a la tasa en que se depositan los sedimentos (p.ej. Figura 4-3c). Los estratos de SU2 se encuentran además cortados por varias fallas normales de bajo ángulo en el talud medio-inferior que muestran manteos de hasta 70° cerca del talud medio-superior. El tope de la deformación observada parece estar ubicada aproximadamente bajo a transición entre el talud superior y el talud medio. Esta zona se correlaciona, también, con la ubicación de las áreas donde las unidades estratigráficas alcanzan su mayor potencia (depocentros), para cada perfil sísmico.

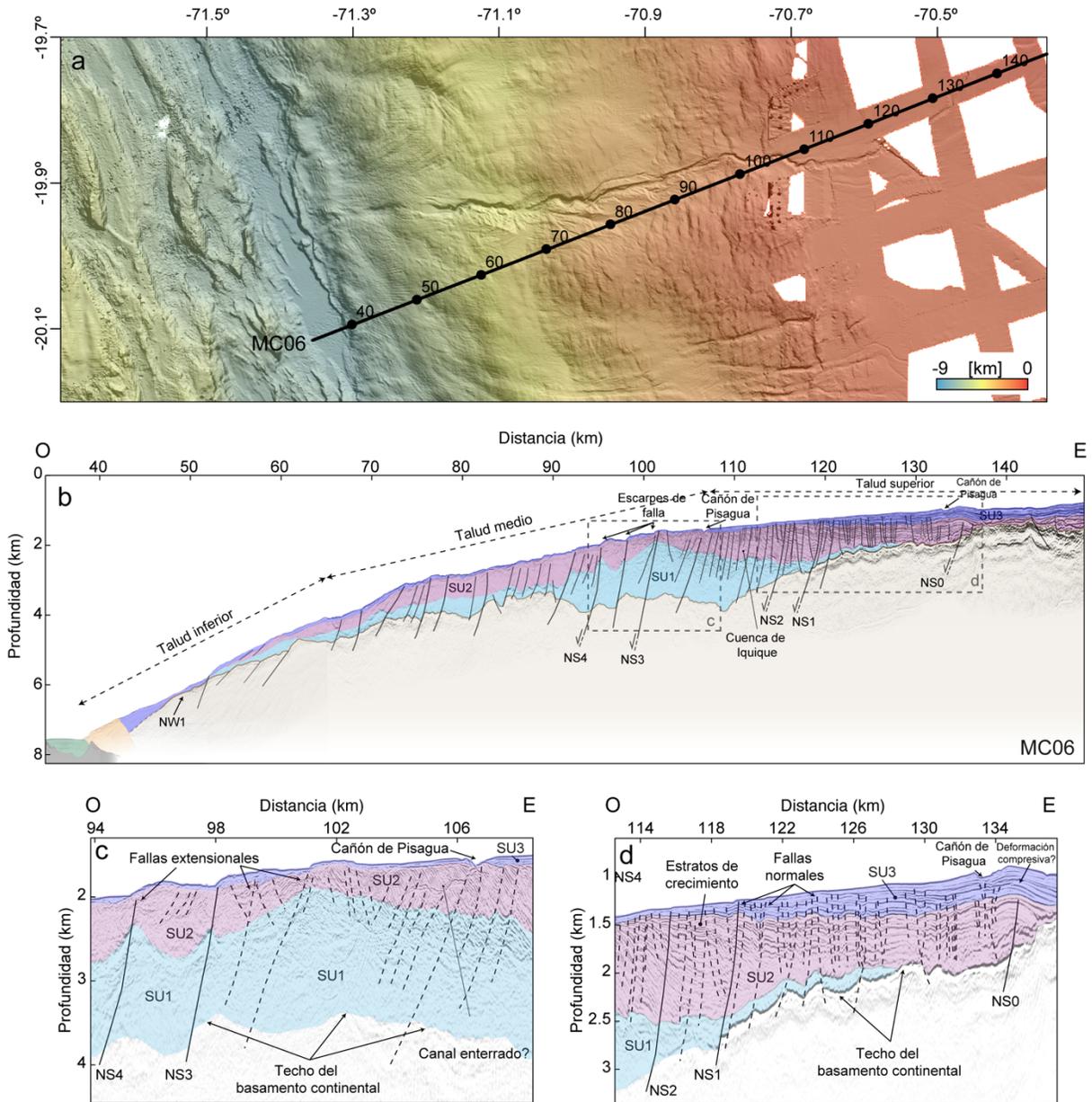


Figura 4-5. Batimetría y sección interpretada para el perfil MC06. (a) muestra la topografía del suelo oceánico en torno al perfil MC06 (línea negra), donde los círculos negros representan las marcas de distancia en (b). El alcance espacial de las figuras ampliadas (c) y (d) se muestra en (b) como rectángulos de contorno punteado de color gris. Las unidades principales están presentadas como polígonos rellenos en (b), (c) y (d) (color azul: SU3; morado: SU2; celeste: SU1; naranja: prisma frontal; verde: sedimentos en la fosa; gris: corteza oceánica; café claro: corteza continental). Las fallas principales también son mostradas como líneas negras en (b), (c) y (d).

La unidad más profunda en los perfiles sísmicos es SU1, de alrededor de 1 km de espesor, ubicada predominantemente bajo el talud medio y caracterizada por velocidades de propagación V_p de alrededor de 3,5 km/s (p. ej. Figura 4-2b). Esta unidad es la más antigua y su velocidad sugiere sedimentos bien compactados. La reflectividad presente en esta unidad es caótica, desprendida de estratos morfológicamente coherentes e identificables. A diferencia de las unidades sobreyacentes SU2 y SU3, no es posible identificar estratos de crecimiento y un patrón de sedimentación claro para esta unidad (p.ej. Figura 4-6c).

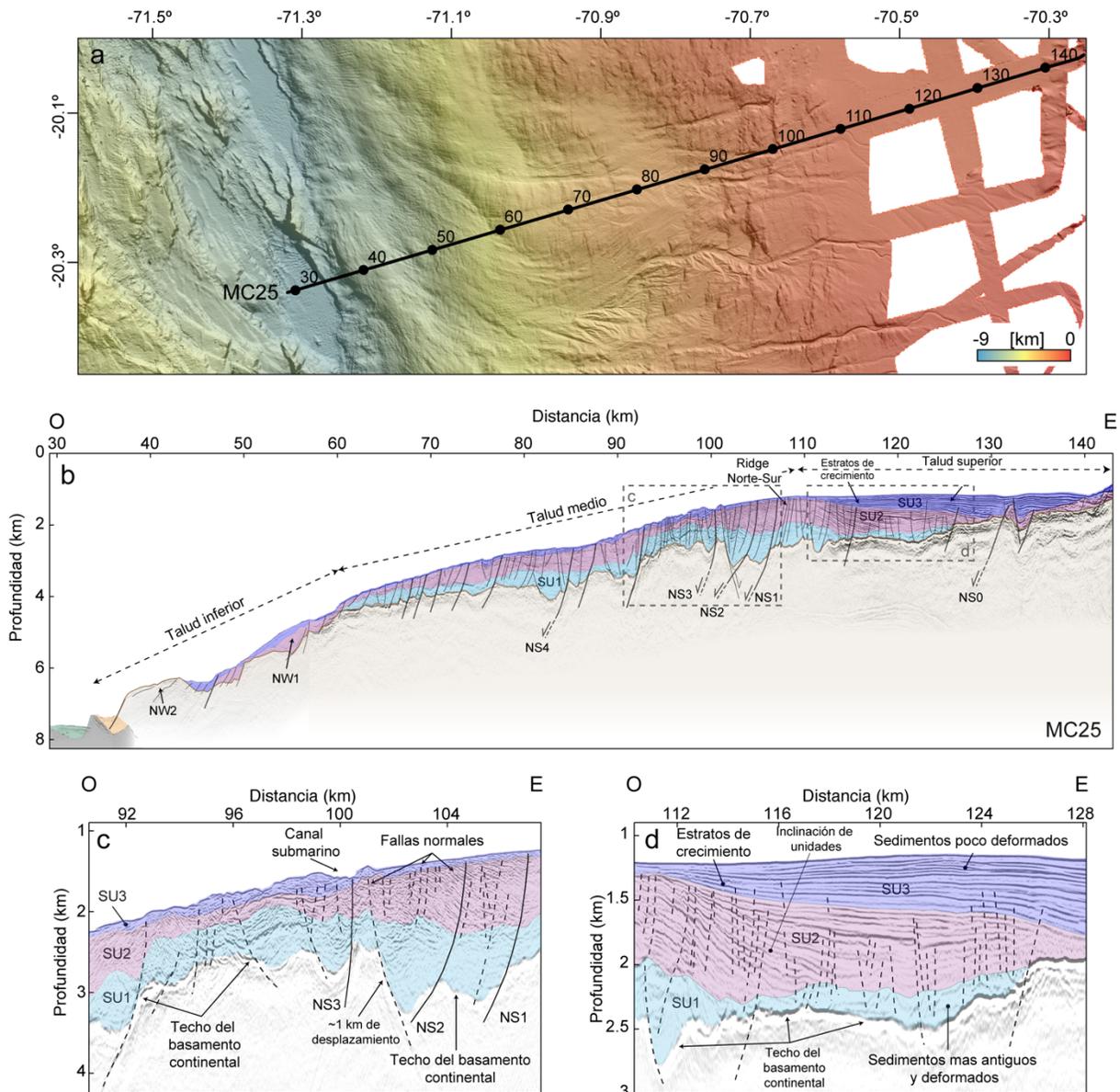


Figura 4-6. Batimetría y sección interpretada para el perfil MC25. (a) muestra la topografía del suelo oceánico en torno al perfil MC25 (línea negra), donde los círculos negros representan las marcas de distancia en (b). El alcance espacial de las figuras ampliadas (c) y (d) se muestra en (b) como rectángulos de contorno punteado de color gris. Las unidades principales están presentadas como polígonos rellenos en (b), (c) y (d)

(color azul: SU3; morado: SU2; celeste: SU1; naranja: prisma frontal; verde: sedimentos en la fosa; gris: corteza oceánica; café claro: corteza continental). Las fallas principales también son mostradas como líneas negras en (b), (c) y (d).

4.3.2. Basamento continental

El reflector más potente en la señal sísmica después del suelo oceánico, subyacente a la unidad sedimentaria más antigua SU1, corresponde al techo del basamento continental (TBC). Bajo el TBC, no es posible reconocer estratificaciones prominentes. Este reflector se correlaciona bien con el contorno de velocidad de alrededor de entre 4,0 y 4,5 km/s (p. ej. Figura 4-2b). Sin embargo, la velocidad correspondiente al TBC disminuye en dirección al océano, mostrando valores de hasta 3,0-3,5 km/s bajo la transición entre el talud medio y el talud inferior (p. ej. sección de velocidad resultante de la tomografía sísmica en la Figura 4-2b). De manera análoga, las velocidades promediadas verticalmente para los primeros 500 m bajo el TBC muestran una disminución de primer orden de V_p , desde ~5,5 km/s bajo el talud superior hasta ~3,5-4,0 km/s en el límite entre el talud medio y talud inferior (Figura 4-10d). Estas observaciones concuerdan con las conclusiones expuestas en estudios anteriores en el norte de Chile, que han documentado una disminución de las velocidades de propagación de onda P en dirección a la fosa como respuesta a una debilitación de las unidades sedimentarias y basamento subyacente debido a la erosión basal y frontal por subducción afectando el borde occidental de la cuña continental (p. ej. Contreras-Reyes et al., 2012; Petersen et al., 2021; Ranero et al., 2006; Reginato et al., 2020; Sallarès & Ranero, 2005; von Huene & Ranero, 2003).

4.3.3. Prisma frontal

En el borde del margen es posible identificar un prisma frontal estrecho, el cual se encuentra caracterizado por un ancho de menos de 5 km en los perfiles sísmicos estudiados (Figura 4-3b, Figura 4-5b, Figura 4-6b y Figura 4-7b). El modelo de V_p para el perfil MC06 obtenido por Reginato et al. (2020) muestra valores de alrededor de 2,5 km/s para la estructura interna del prisma frontal. Aunque en ese estudio no fue posible resolver completamente la imagen de los rasgos estructurales y posible estratificación dentro del prisma frontal, ellos lograron interpretar un típico *stack* antiformal con bajos valores de velocidad de propagación, cuyas características son comunes en complejos acrecionarios. A lo largo de los perfiles sísmicos presentados en el presente trabajo, el prisma frontal parece ser un rasgo pequeño sin mucha información coherente con respecto a sus reflectores internos.

4.3.4. Fallas y elevaciones en el talud inferior

En base a la interpretación conjunta de los perfiles sísmicos mostrados en este trabajo e interpretaciones tectónicas realizadas por Maksymowicz et al. (2018) y Geersen, Ranero, Klauke,

et al. (2018), es posible observar zonas de fallas orientadas de manera paralela al margen, y otro conjunto de altos batimétricos o bultos orientados en dirección NO-SE a escala regional (rasgos con prefijo NS y NW en Figura 4-3b, Figura 4-5b, Figura 4-6b, Figura 4-7b y Figura 4-8, respectivamente). Cabe destacar que los altos batimétricos o bultos de rumbo NO-SE se presentan mayormente al sur de los 20°S en el talud inferior (perfiles del sur MC06, MC25 y MC27) y han sido anteriormente interpretados como antiformas y sinformas (Geersen, Ranero, Klauke, et al., 2018).

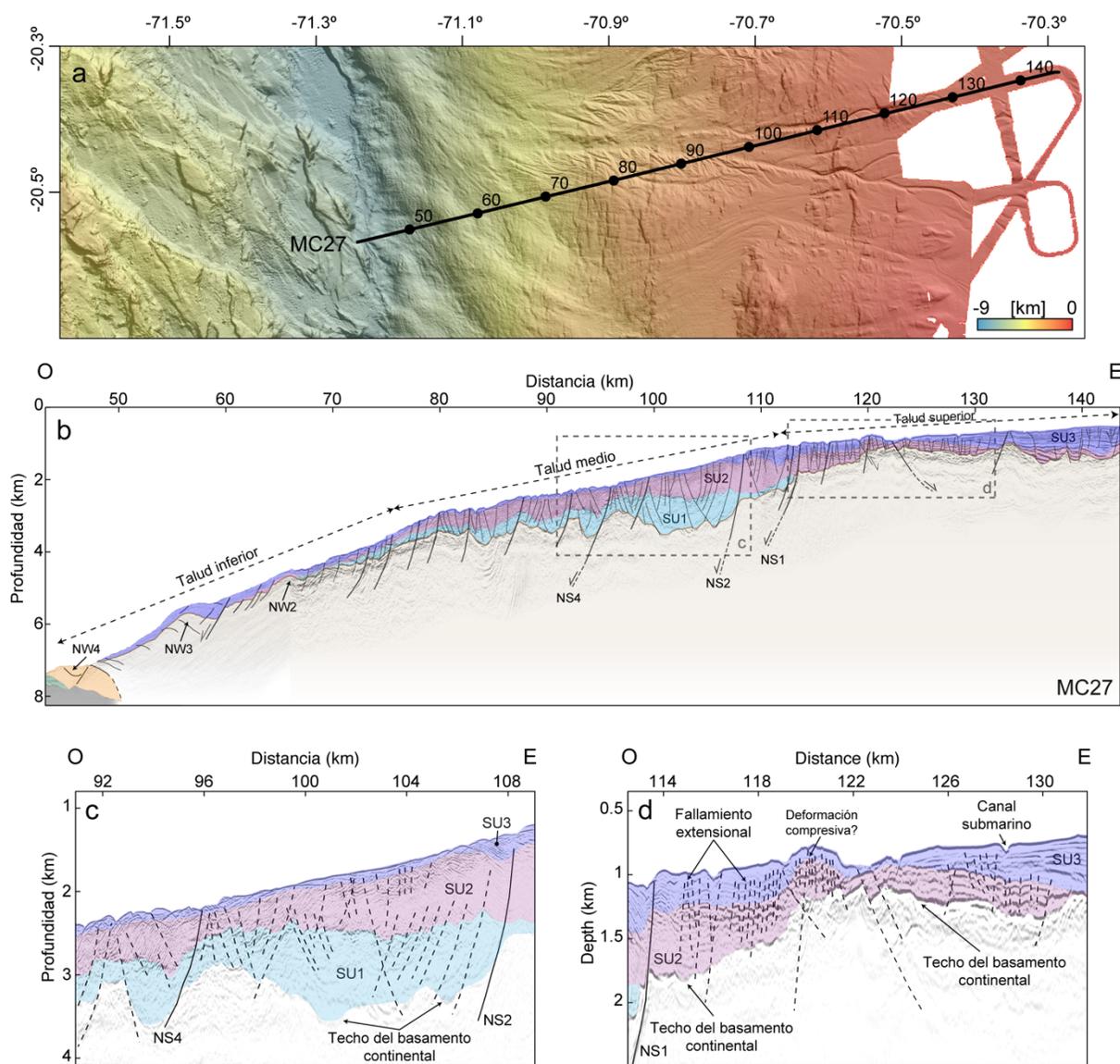


Figura 4-7. Batimetría y sección interpretada para el perfil MC27. (a) muestra la topografía del suelo oceánico en torno al perfil MC27 (línea negra), donde los círculos negros representan las marcas de distancia en (b). El alcance espacial de las figuras ampliadas (c) y (d) se muestra en (b) como rectángulos de contorno punteado de color gris. Las unidades principales están presentadas como polígonos rellenos en (b), (c) y (d) (color azul: SU3; morado: SU2; celeste: SU1; naranja: prisma frontal; verde: sedimentos en la fosa; gris:

corteza oceánica; café claro: corteza continental). Las fallas principales también son mostradas como líneas negras en (b), (c) y (d).

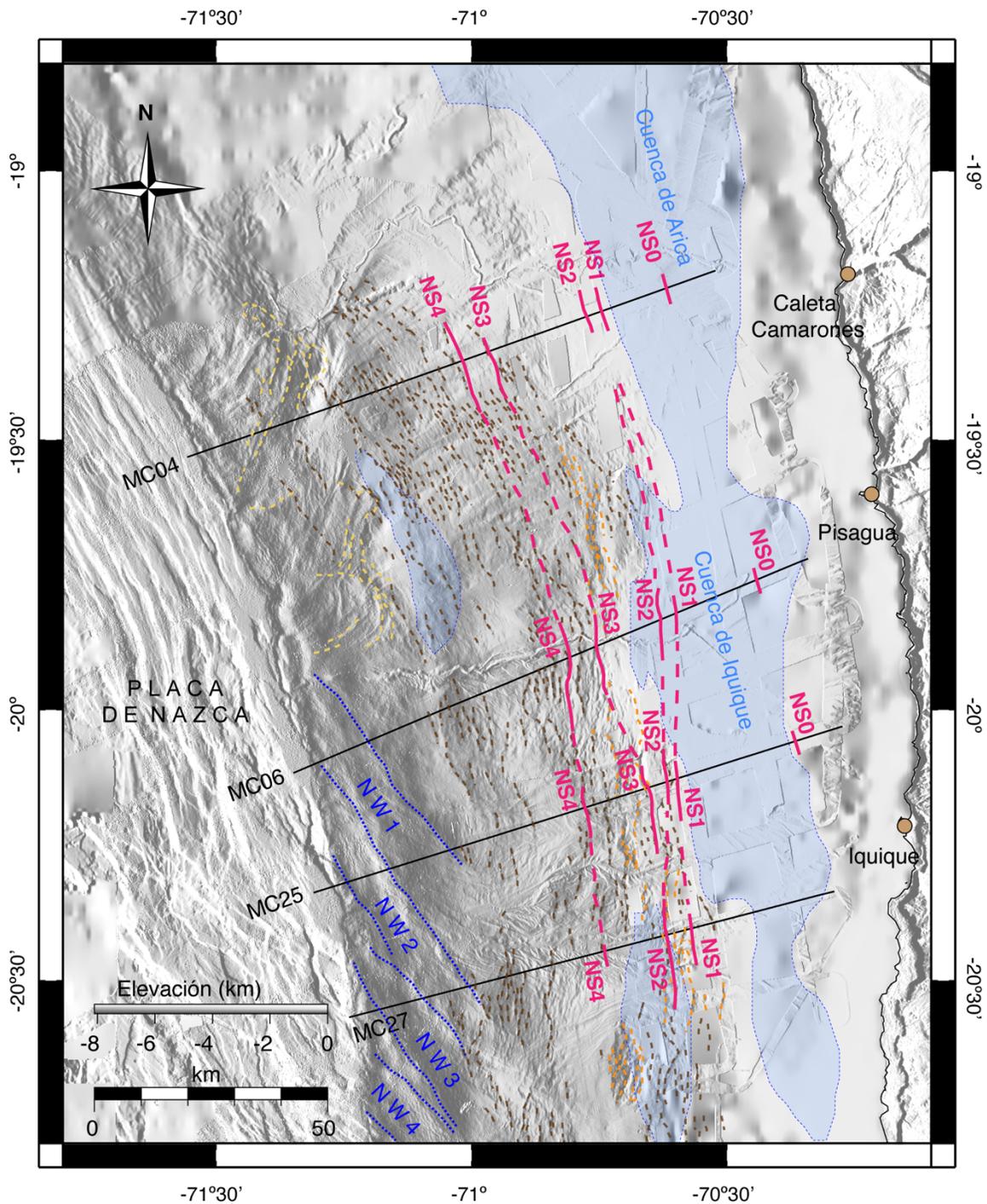


Figura 4-8. Estructuras interpretadas en el área de estudio (vista en planta). La traza en planta de los perfiles sísmicos se muestra como líneas de color negro, mientras que las cuencas de Arica e Iquique se muestran como polígonos rellenos de color azul claro (Coulbourn, 1981). Las trazas de las zonas de falla interpretadas en los perfiles sísmicos se muestran como líneas de color fucsia, mientras que los bultos interpretados, de

orientación norte-oeste, están delimitados con líneas punteadas de color azul. Las estructuras en forma de anfiteatro o bahías ubicadas en el talud inferior, fallas normales y traza del alto estructural norte-sur interpretados por Geersen, Ranero, Klauke, et al. (2018) son presentadas también como líneas punteadas de color amarillo, café y naranja, respectivamente.

El conjunto de zonas de falla de rumbo ~N-S se observan a lo largo de cada una de las secciones sísmicas y también en la morfología del suelo oceánico en planta, bajo el talud medio y superior (Figura 4-3, Figura 4-5, Figura 4-6, Figura 4-7 y Figura 4-8). Estas zonas de deformación se muestran en planta como líneas sólidas de color fucsia en áreas interpretadas desde los perfiles sísmicos y/o batimetría del área de estudio y como líneas punteadas de color fucsia en sectores inferidos parcialmente desde la batimetría (Figura 4-8). En los perfiles, estas fallas de mecánica predominantemente normal se observan como dislocaciones afectando la corteza superior y cubierta sedimentaria con hasta ~1400 m de desplazamiento a lo largo de las estructuras (p. ej. Figura 4-6c). También es posible identificar varias fallas de menor escala (largo y desplazamiento) bajo el talud superior, cuyas capas estratificadas se encuentran menormente deformadas (p. ej. Figura 4-6d). Aunque las fallas identificadas son predominantemente normales, también se observan algunos rasgos compresivos, los cuales evidencian posibles períodos de inversión tectónica (p. ej. Figura 4-7d; F. A. González et al., 2023).

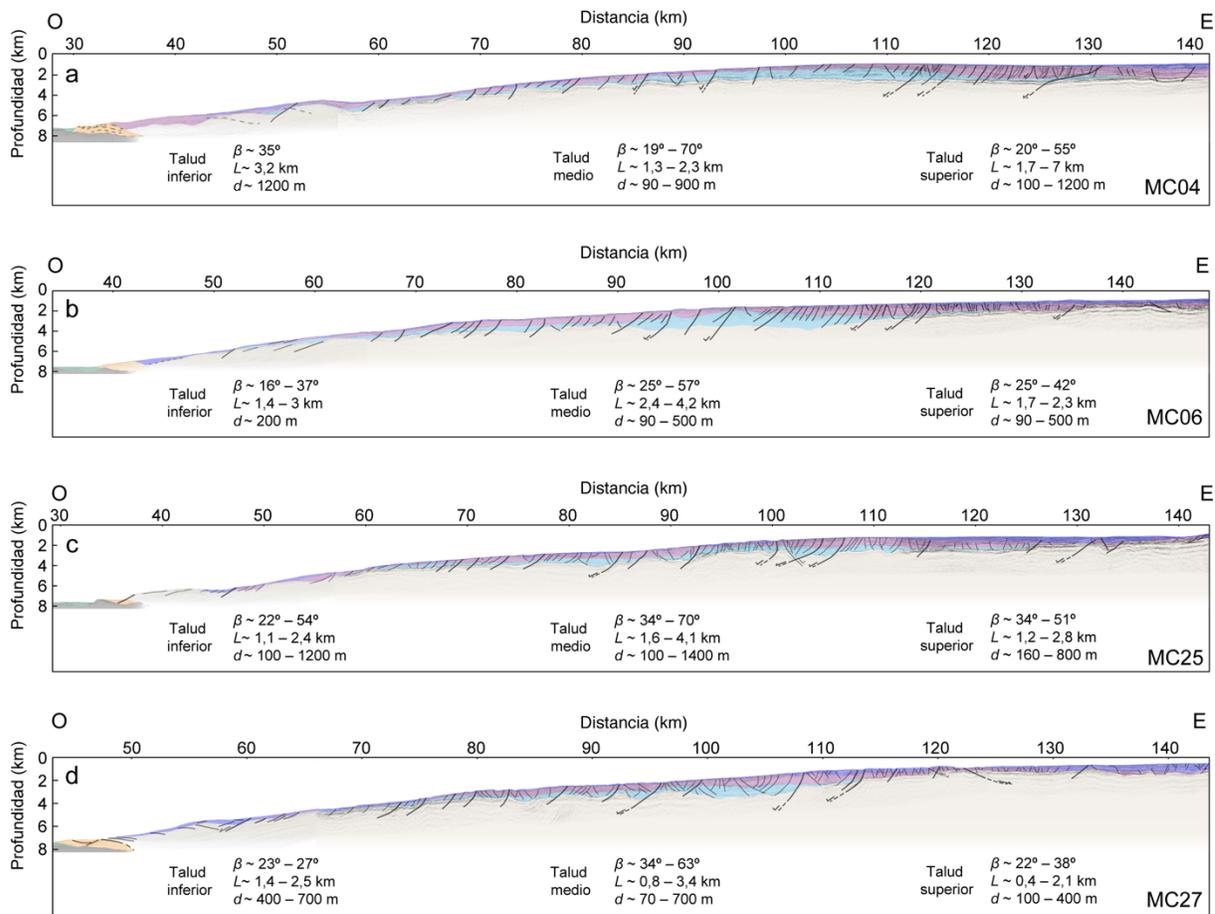


Figura 4-9. Perfiles interpretados en escala espacial 1:1 y características de fallas. Se presentan las características principales y estimadas para las fallas interpretadas más importantes. Se muestran los rangos estimados del manteo (β), largo (L) y desplazamiento en el basamento (d) de las fallas presentes en el talud inferior, medio y superior.

Adicionalmente, las fallas interpretadas en los perfiles sísmicos muestran un aumento del largo y ángulo de manteo dentro del talud medio y en dirección al talud superior. Las fallas tienden a empujarse hacia el talud superior, pasando de fallas de bajo ángulo e inclinadas ($15^\circ \leq \beta \leq 60^\circ$) entre el talud inferior y talud medio a fallas de alto ángulo (hasta $\sim 70^\circ$) en la transición entre el talud medio y superior (Figura 4-9). De manera similar, los largos estimados para las fallas interpretadas tienden a aumentar desde $\sim 1-2,5 \text{ km}$ entre el talud medio e inferior a $3-4 \text{ km}$ en la transición entre el talud medio y superior (Figura 4-9). Estas características recuperan valores similares a los del talud inferior-medio hacia el este, en el talud superior (Figura 4-9).

4.4. Discusión

La estructura somera del antearco marino del norte de Chile se encuentra principalmente caracterizada por la presencia de rasgos geológicos típicos de un régimen extensional y cuencas emplazadas en el talud medio y superior. El fallamiento normal, de distintos grados de extensión y

escala espacial (Figura 4-9), es evidenciado a través de escarpes predominantes en el suelo oceánico y dislocaciones ocurriendo tanto en la corteza continental superior como en la columna sedimentaria como resultado de la erosión por subducción (Figura 4-3, Figura 4-5, Figura 4-6 y Figura 4-7). Estudios anteriores en el margen del norte de Chile han reportado rasgos similares en esta región (Becerra et al., 2017; Coulbourn, 1981; Coulbourn & Moberly, 1977; Geersen, Ranero, Klaucke, et al., 2018; Maksymowicz et al., 2018; Reginato et al., 2020; Schweller et al., 1981; von Huene et al., 1999). El predominio de una tectónica extensional ha sido también documentada más hacia el sur entre los 20,3°S y 22,6°S (Geersen, Ranero, Kopp, et al., 2018) y en la zona en torno a la Península de Mejillones a los ~23,5°S (Contreras-Reyes et al., 2012; Patzwahl et al., 1999; Ranero et al., 2006; Sallarès & Ranero, 2005; von Huene & Ranero, 2003). Las observaciones realizadas en estos estudios son consistentes con un largo historial de erosión por subducción afectando el antearco marino.

4.4.1. Cuencas sedimentarias en el antearco marino

Algunos estudios en las décadas pasadas han analizado la morfología y mecánica de las cuencas de antearco presentes en el antearco marino del norte de Chile (Coulbourn, 1981; Reginato et al., 2020; Schurr et al., 2020). El presente estudio confirma la presencia de cuencas en el talud continental pero extiende la interpretación de estas a una escala espacial mayor y añade nuevas perspectivas para el contexto tectónico del área de estudio. Se observa una banda bajo el talud medio y superior con una cuenca bien desarrollada en el talud continental (Figura 4-10b) que se extiende por al menos 100 km en dirección norte-sur² y es consistente con la presencia de grandes anomalías negativas de gravedad documentadas a una escala regional en el antearco marino (Maksymowicz et al., 2018). El límite occidental de esta cuenca se encuentra generalmente ubicado alrededor del límite entre el talud medio e inferior (ver como referencia el contorno de 500 m en la Figura 4-10b), en donde el espesor de sedimentos se adelgaza en una transición suave. El límite oriental de la cuenca no se encuentra resuelto completamente con la información disponible, pero, a juzgar por el quiebre observado en la batimetría (Figura 4-8 y Figura 4-11), posiblemente se ubica en la transición entre el talud superior y la plataforma continental. La ubicación de esta cuenca es consistente con las observaciones de estudios anteriores, que describieron cuencas localizadas principalmente en el talud superior. La cuenca observada específicamente en el perfil MC04 es consistente con la parte sur de la cuenca de Arica, mientras que las cuencas observadas en los perfiles del sur MC06, MC25 y MC27 son consistentes con la ubicación de la cuenca de Iquique (Figura 4-1). Sin embargo, en este estudio se observa que estas cuencas se extienden hacia el talud medio en profundidad y muestran hasta 2.000 m de sedimentos acumulados en su porción más gruesa bajo el talud medio (Figura 4-10b). En particular, la cuenca de Iquique parece mejor desarrollada en el sector sur del área de estudio, donde alcanza su depocentro alrededor de la transición entre el talud medio y talud superior, que también se correlaciona con una sutil depresión

² Esta cuenca es un rasgo de primer orden, producto de la interpolación de los espesores sedimentarios de los cuatro perfiles analizados aquí. Es posible que esta cuenca esté compuesta de varias sub-cuencas que puedan observarse con mayor detalle al agregar más información.

en la elevación del TBC (ver como referencia el contorno de 3.000 msnm en la Figura 4-10a). A lo largo de cada perfil sísmico, la ubicación del depocentro es también consistente con la zona donde se observa mayor deformación tanto en el TBC como en las unidades sedimentarias sobreyacentes (Figura 4-3b, Figura 4-5b, Figura 4-6b y Figura 4-7b). Esta mayor deformación es consistente con el aumento del ángulo de manteo y longitud de las fallas a medida que nos acercamos hacia el depocentro principal (Figura 4-9).

Se observa una variación de primer orden del ancho de la cuenca en función de la latitud (Figura 4-10b), con un ancho máximo de hasta ~50 km cerca del perfil MC06. De acuerdo a estudios anteriores, la parte norte de nuestra área de estudio coincide con el borde sur de la cuenca de Arica, que corresponde a una gran cuenca a escala regional que contiene hasta 4.000 m de sedimentos en su depocentro ubicado más hacia el norte frente a Arica (Coulbourn, 1981; E. González, 1989; Maksymowicz et al., 2018). Así, la porción norte del área de estudio representa una zona de transición entre la cuenca de Arica y la cuenca de Iquique.

El depocentro de la cuenca de Iquique se encuentra sistemáticamente limitado al este (NS1 y NS2) y oeste (NS3 y NS4) por zonas de fallas de rumbo aproximadamente paralelo al margen (Figura 4-10b). Esta interpretación sugiere que el origen y evolución tectónica de la cuenca de Iquique han estado controlados por fallas semi-paralelas a la fosa que fueron probablemente originadas desde el régimen tensional causado por la erosión por subducción.

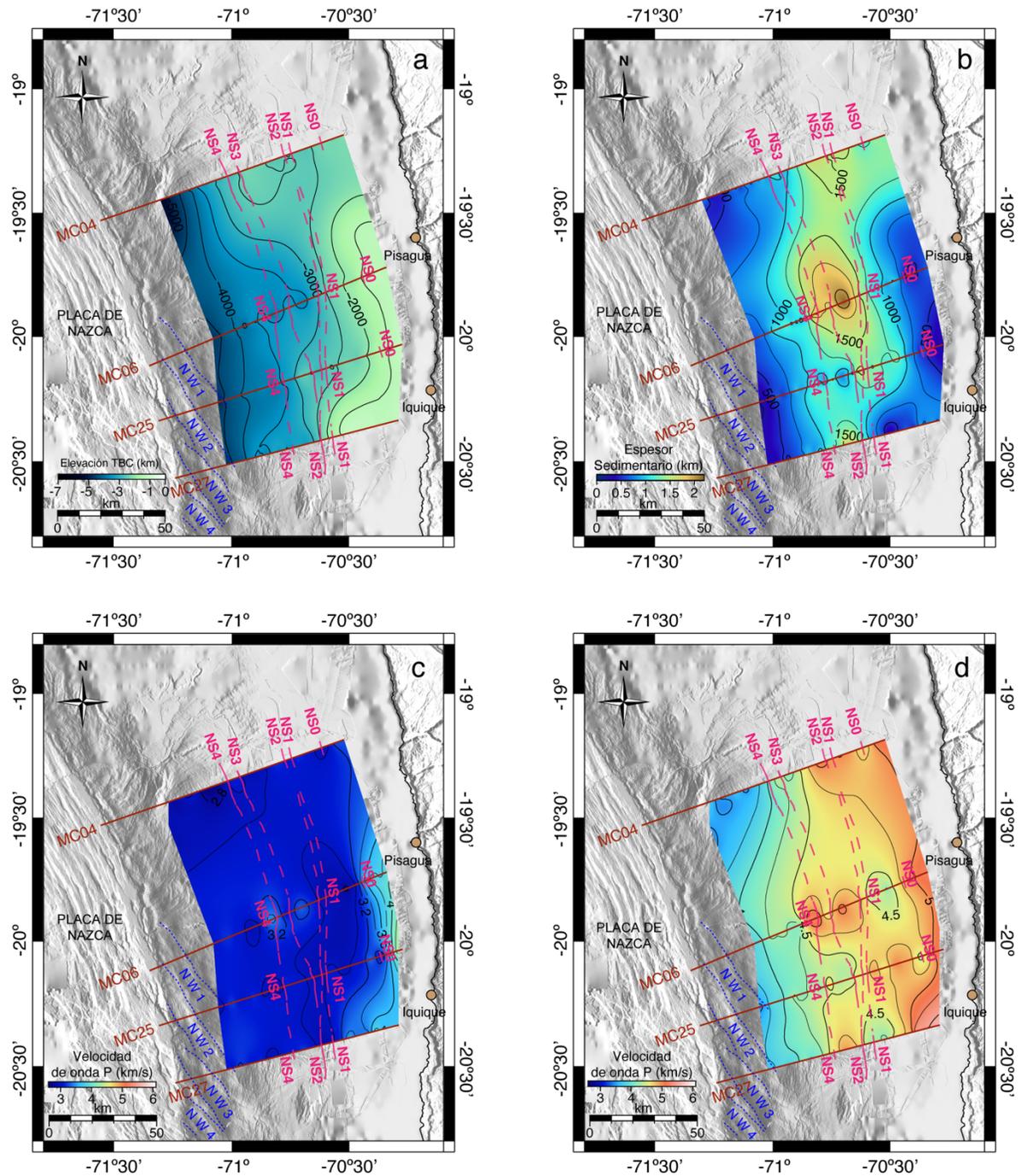


Figura 4-10. Variación de primer orden de la elevación del basamento continental, espesor sedimentario y V_p a lo largo del área de estudio. Las grillas de color corresponden a interpolaciones bi-lineales de: (a) Techo del basamento continental (TBC); (b) Espesor sedimentario; (c) Promedio vertical de V_p en la capa sedimentaria; y (d) Promedio vertical de V_p de los primeros 500 m bajo el TCB. Las trazas de las zonas de falla principales interpretadas se muestran como líneas de color fucsia, mientras que los bultos interpretados, de orientación norte-oeste, están delimitados con líneas punteadas de color azul. La traza en planta de los perfiles sísmicos procesados se muestra como líneas de color rojo.

Además de las variaciones de primer orden observadas en dirección norte-sur, se observa también una segmentación longitudinal en el estilo de deformación de los sedimentos contenidos en la cuenca de Iquique. Esta fragmentación se correlaciona con la ubicación de las zonas de falla NS1 y NS2, y con una disminución en dirección este-oeste de las velocidades de onda P promediadas en los primeros 500 m de profundidad de la corteza continental, desde 4,5-5,0 a 3,5-4,0 km/s (Figura 4-10d). La parte oriental de la cuenca, ubicada en el talud superior, muestra un suelo oceánico suave y unidades sedimentarias poco deformadas en comparación con la parte occidental de la cuenca (p. ej. Figura 4-6c y Figura 4-6d). El subsuelo somero de esta parte de la cuenca está principalmente relleno con la unidad sedimentaria más joven SU3. Esta porción de la cuenca y del talud, en general, ha conformado la terraza relativamente plana que se observa en el suelo oceánico (p. ej. Figura 4-1) y que ha sido descrita anteriormente como uno de los escalones relevantes en la topografía del margen andino, donde los sedimentos modernos se han acumulado formando una cadena paralela a la fosa en el talud superior (Armijo et al., 2015).

La parte occidental de la cuenca de Iquique (al oeste del *ridge* norte sur) está caracterizada por la ubicación del depocentro y está dominada por fallas normales con estructura de dominó y grandes escarpes de falla evidenciados en el suelo oceánico (Figura 4-3, Figura 4-5, Figura 4-6 y Figura 4-7) en el talud medio e inferior. La unidad sedimentaria más antigua y deformada SU1 se encuentra casi exclusivamente en esta porción de la cuenca y particularmente bajo el talud medio. Esta unidad parece estar rodeada por fallas como NS1 al este, la cual podría corresponder al borde de la cuenca durante la deposición de SU1. Como la unidad más antigua, puede ser evidencia de una paleo-cuenca que se encuentra actualmente enterrada y deformada de acuerdo a los eventos ocurridos posteriormente (F. A. González et al., 2023). La segmentación tectónica marcada por fallas como NS1 y NS2 en la transición entre el talud superior y medio es relevante para el entendimiento de los procesos sedimentarios y tectónicos de largo plazo ocurriendo en el margen continental. Este tipo de estructuras ya habían sido interpretadas en estudios previos (Geersen, Ranero, Klauke, et al., 2018; Maksymowicz et al., 2018; Reginato et al., 2020) y, de acuerdo al impacto en la estratigrafía sedimentaria y deformación documentada en este trabajo, podrían jugar un rol clave en el contexto regional tectónico a lo largo del talud continental. Estas estructuras marcan posiblemente el cambio entre un margen mayormente erosionado por subducción al oeste y una zona menormente afectada al este.

4.4.2. Alto estructural N-S

El área relativamente alzada en la transición entre el talud superior y talud medio (Figura 4-8), que ha sido anteriormente identificada en el suelo oceánico y descrita como un alto estructural o topográfico, *ridge* del talud superior o *ridge* norte-sur (Coulbourn & Moberly, 1977; Geersen, Ranero, Klauke, et al., 2018; C. Li, 1995), parece ser un rasgo regional relevante en el desarrollo de la morfología actual del antearco marino (Figura 4-4). Es justamente este rasgo en donde se ubica aproximadamente la segmentación longitudinal mencionada en la sección anterior y que parece, además, prevenir el transporte de los sedimentos acumulados desde el talud superior hacia el talud medio e inferior, creando a su vez una sub-cuenca más joven en su flanco este, en el talud

superior (p. ej. Figura 4-6d). Guardando la proporción espacial adecuada, cabe notar la similitud entre esta sub-cuenca y el alto batimétrico ubicado en su límite occidental con la Depresión Central y el alzamiento del área costera desde el Mioceno Superior, en donde esta última ha actuado como una barrera para el flujo de sedimentos provenientes desde el continente hacia costa afuera (Clift & Hartley, 2007). Geersen, Ranero, Klaucke, et al. (2018) describieron el alto batimétrico (o *ridge*) como una estructura norte-sur continua de 500 m de largo y la interpretaron como la posible representación de un arco volcánico pre-Jurásico que se encuentra actualmente colapsando debido al predominio de un régimen extensional debido a la erosión por subducción. Si bien el colapso de este alto estructural (o *ridge*) es comprobable por los datos sísmicos analizados aquí, que reflejan la dominancia de fallas normales expresadas localmente bajo el alto estructural por fallas como NS1 y NS2, es posible también que esta estructura sea el resultado del alzamiento de una porción más profunda, cuya expresión superficial (alcanzada por la cobertura de los datos) corresponda a la extensión que puede ocurrir en la charnela y flancos de un pliegue anticlinal formado por deformación compresiva (Price & Cosgrove, 1990; Ramsay & Huber, 1983). Estudios anteriores en la zona centro-norte de Chile (31°S) muestran evidencia de fallamiento normal en superficie relacionado al alzamiento rápido en el antearco desde los 2 Ma, sugiriendo fuerte acreción basal (Comte et al., 2019; Saillard et al., 2009). Esta última hipótesis es apoyada por la observación de varias estructuras compresivas en el talud medio y superior (p.ej. Figura 4-5d y Figura 4-7d), que sugieren la posible inversión de las fallas de cinemática originalmente normal (como NS1 y NS2) y consecuente acortamiento y/o alzamiento de las estructuras relacionadas a las cuencas sedimentarias (Turner & Williams, 2004). Sin embargo, la poca resolución y cobertura de los datos analizados sobre los ~5 km de profundidad (desde el suelo oceánico) no permite resolver el mecanismo principal de deformación de la corteza continental bajo el talud medio y superior en esta región del norte de Chile.

Los estratos de crecimiento observados principalmente en las unidades sedimentarias SU2 y SU3 (Figura 4-3d, Figura 4-5d y Figura 4-6d) hacia el alto estructural sugieren que estos sedimentos podrían haber sido depositados durante la deformación del alto estructural (o *ridge*). Esta observación sugiere que la deformación del *ridge* norte-sur podría estar aun afectando la morfología del antearco marino (F. A. González et al., 2023). La inclinación de los estratos de SU2 hacia el alto estructural pueden ser evidencia del alzamiento de esta estructura por rotación progresiva del flanco este de la elevación (Hardy & Poblet, 1994; Shaw et al., 2005). Este patrón no se observa en el flanco oeste del mismo debido a que la fuente de sedimentación proviene desde el continente. Sin embargo, la geometría de este tipo de estratos de crecimiento también puede formarse por fallamiento normal (Coleman et al., 2019; Doglioni et al., 1998).

Si bien el origen del alto estructural es incierto en el contexto de este estudio, la semejanza con las características del alzamiento costero desde el Mioceno superior en el norte de Chile (Allmendinger & González, 2010; Armijo et al., 2015; Armijo & Thiele, 1990; Clift & Hartley, 2007; Delouis et al., 1998; Hartley & Jolley, 1995; Melnick, 2016) sugiere que la formación de esta estructura pueda estar relacionada directamente a los procesos ocurriendo en la interfaz de subducción, como *underthrust* (Armijo et al., 2015); cambios temporales y espaciales del ángulo de subducción

(Armijo & Thiele, 1990; Contreras-Reyes et al., 2012; Mortimer & Saric, 1972); subducción de dorsales asísmicas (Hartley & Jolley, 1995) y/o *underplating* (Adam & Reuther, 2000; Clift & Hartley, 2007; Lallemand et al., 1994; von Huene & Lallemand, 1990). Si el motor de la deformación y alzamiento del alto estructural es de origen compresivo, es posible que esté relacionado directamente a los esfuerzos de un margen bien acoplado (Métois et al., 2013; Ruiz et al., 2014; Schurr et al., 2014). El alto acoplamiento en el contacto en un margen erosivo podría generar la reactivación e inversión de fallas de alto ángulo presentes en la placa superior, lo que podría a su vez explicar el alzamiento del alto estructural. La ubicación y perduración en el tiempo del alto estructural podría ser el resultado de acreción basal sistemática de material removido por erosión frontal y basal bajo el talud inferior, que luego vuelve a acrecionarse a la placa superior bajo la transición entre el talud superior y medio en un modelo de cuña continental en un margen erosivo como el sugerido por Comte et al. (2019). El estudio de este tipo de elevaciones estructurales en otros lugares del planeta ha indicado que el origen y evolución de estas estructuras están controlados por dos procesos: acreción de material por la zona que da hacia el mar (en márgenes acrecionarios) y subsidencia en la zona que da hacia la costa (en márgenes erosivos) (p. ej. Seely, 1979).

4.4.3. Estructura y deformación del talud inferior

Entre los 19°S y 20°S de latitud, el talud inferior se presenta disectado por múltiples escarpes manteniendo hacia el oeste en dirección oblicua con respecto a la fosa (Figura 4-8 y Figura 4-11). Estos escarpes delimitan estructuras con forma de anfiteatro que se abren hacia la fosa (Figura 4-11). Estas estructuras tienen diámetros de entre 10 a 30 km (ver también Geersen, Ranero, Klauke, et al., (2018). A lo largo del margen erosivo de Centro América se han observado estructuras similares y atribuidas a la subducción de cadenas discontinuas de montes submarinos que colisionan con el antearco marino (Ranero & von Huene, 2000; von Huene et al., 2000). Modelos análogos y numéricos muestran que la hendidura del antearco marino producida por la subducción de montes submarinos causa una configuración de fallas en forma de abanico (incluyendo fallamiento inverso) delante del monte submarino y una relajación gravitacional (incluyendo fallamiento normal) encima y sobre la trayectoria del monte submarino (Dominguez et al., 1998; Ruh et al., 2016). Se propone que estas estructuras estilo anfiteatro abiertas hacia la fosa y presentes entre los 19 y 20°S han sido el resultado de la subducción reciente de montes submarinos asociados a la Dorsal de Iquique. Hacia el sur (sur del Cañón de Pisagua) estas estructuras no se han observado claramente, lo que podría ser explicado por la migración progresiva hacia el sur del punto de colisión de la Dorsal de Iquique con el margen continental, actualmente ubicado cerca de los 20,5°S. Al sur de este punto el antearco marino no habría sido afectado aún por la subducción de montes submarinos asociados a esta dorsal (Bello-González et al., 2018).

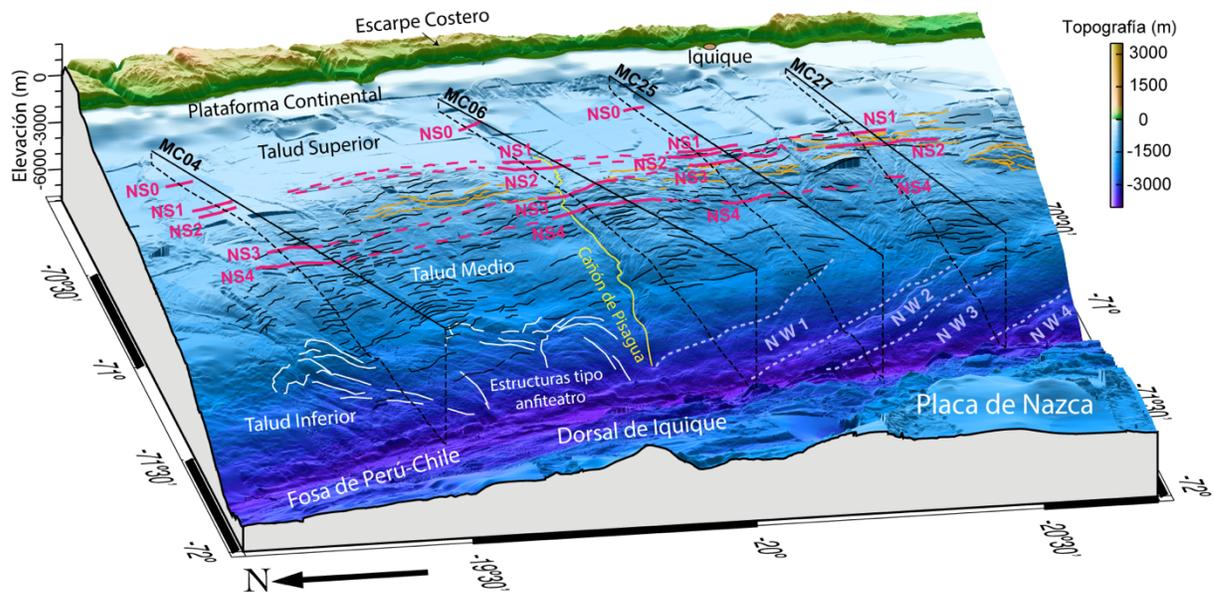


Figura 4-11. Estructuras interpretadas en el área de estudio (vista tridimensional, desde el este). La batimetría fue adquirida durante el crucero MGL1610 (Tréhu et al., 2017). Los perfiles sísmicos se muestran como líneas de color negro (líneas sólidas sobre la superficie del mar y líneas punteadas en la proyección hacia la topografía). Las trazas de las zonas de falla interpretadas en los perfiles sísmicos se muestran como líneas de color fucsia, mientras que los bultos interpretados, de orientación noroeste-sureste, están delimitados con líneas punteadas de color púrpura claro. Las estructuras en forma de anfiteatro o bahías ubicadas en el talud inferior, fallas normales y traza del *ridge* norte-sur interpretados por Geersen, Ranero, Klaucke, et al. (2018) son presentadas también como líneas de color blanco, negro y naranja, respectivamente.

Los altos batimétricos orientados en dirección norte/oeste-sur/este e interpretados entre los 20°S y 21°S coinciden con la tendencia espacial de las estructuras del suelo oceánico presentes en la corteza oceánica (Figura 4-8 y Figura 4-11) en el *Outer Rise*. La aparición de estos bultos puede estar relacionada con la anisotropía de la placa en subducción, especialmente en el talud inferior, donde la corteza continental es delgada (< 4 km) y la batimetría tiende a imitar el relieve de la placa inferior (p. ej. Sallarès & Ranero, 2005; von Huene et al., 1999; von Huene & Ranero, 2003). Estos lineamientos también coinciden con la estructura NW translitosférica de Calama, propuesta en el antearco terrestre de los Andes Centrales (Contreras-Reyes, Díaz, et al., 2021; G. Yáñez & Rivera, 2019).

4.4.4. Secuencia del terremoto de Iquique de 2014

La actividad precursora (mecanismos de foco rojos) y réplicas (mecanismos de foco azules) de la secuencia del terremoto de 2014 evidencian fallamiento significativo en la placa superior del antearco marino (Figura 4-12; León-Ríos et al., 2016; Petersen et al., 2021). El manto hacia el oeste de las fallas normales observadas en las imágenes sísmicas está respaldado por la cinemática de los eventos sísmicos corticales, los cuales muestran un mecanismo focal predominante de

manteo oeste como uno de los posibles planos focales de falla (Figura 4-12b). Los perfiles sísmicos MC06 y MC25 están ubicados dentro de la región coincidente con una sismicidad precursora aumentada (bajo la cuenca de Iquique en el talud medio) entre los 10 y 15 km de profundidad. Los mecanismos focales de esta actividad indican fallas de vergencia este y mecanismo inverso, que es consistente con la cinemática del evento precursor de mayor magnitud registrado durante la secuencia (Mw 6,7). Es posible que estos eventos fueran gatillados por actividad de grandes zonas de fallas similares a las observadas en este estudio (Figura 4-12b). Los mecanismos de fallas inversas de alto ángulo indican una posible inversión tectónica afectando las estructuras bajo el talud, las cuales fueron probablemente originadas como fallas normales debido a la erosión por subducción y posteriormente invertidas durante la secuencia del terremoto de Iquique de 2014 (Petersen et al., 2021).

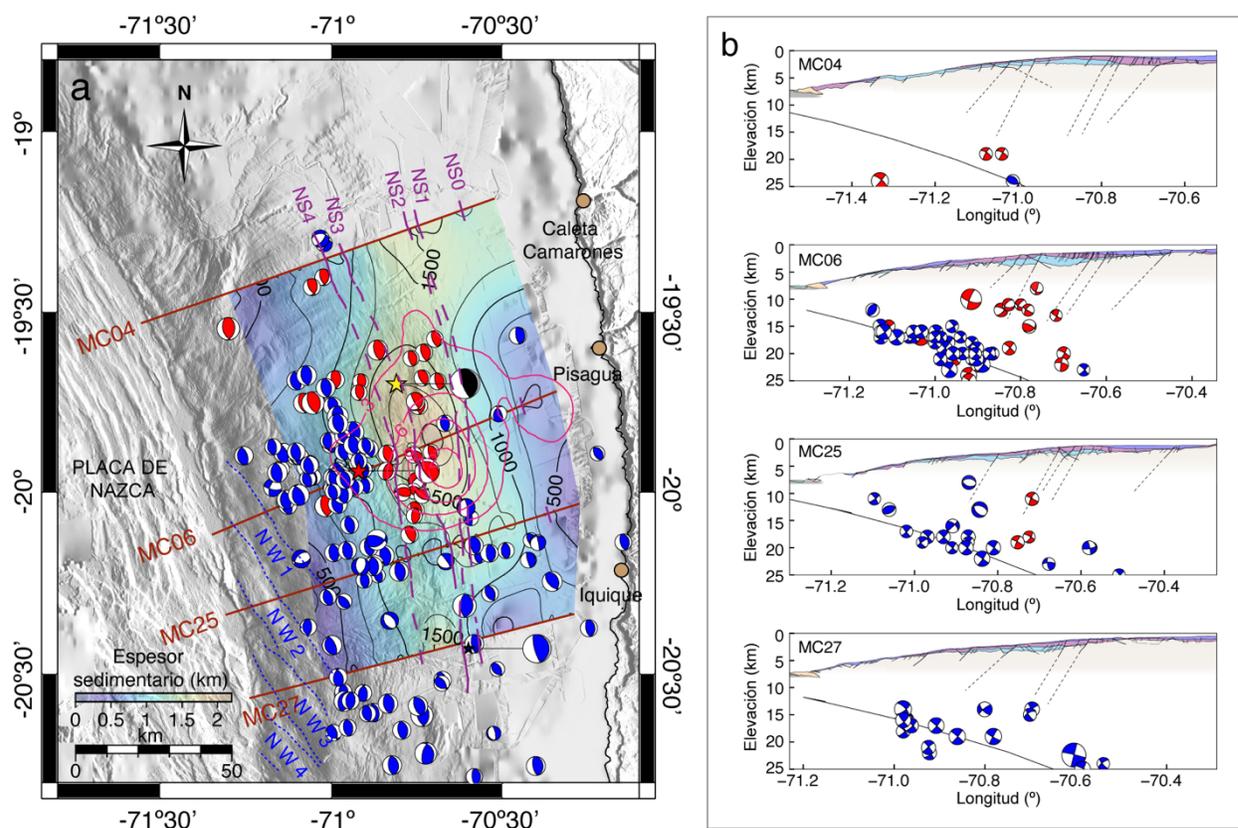


Figura 4-12. Mapa del área de estudio en conjunto con la sismicidad correspondiente a la secuencia del terremoto de Iquique de 2014. El panel izquierdo (a) muestra de manera sobrepuesta la distribución de sedimentos de primer orden (grilla de colores), las líneas de contorno del desplazamiento cosísmico según Duputel et al. (2015) (líneas de color rosado), eventos sísmicos precursoros (mecanismos de foco de color rojo) y réplicas (mecanismos de foco de color azul). La ubicación del evento principal y mayor evento precursor se muestra como una estrella de color amarillo y rojo, respectivamente. La traza en planta de los perfiles sísmicos procesados se muestra como líneas de color rojo. El panel derecho muestra las secciones sísmicas interpretadas en conjunto con la actividad sísmica precursora y réplicas.

El panel izquierdo de la Figura 4-12 muestra la correlación espacial entre la ubicación del depocentro de primer orden de la cuenca de Iquique, el área de mayor desplazamiento cosísmico para el evento principal del terremoto de Iquique (Duputel et al., 2015) y la zona donde la actividad precursora estuvo mayormente confinada (León-Ríos et al., 2016). Estas observaciones sugieren que la actividad precursora para la secuencia del terremoto de 2014 ocurrió principalmente debido a la reactivación de fallas corticales bajo el talud medio y probablemente ligadas originalmente a la formación y evolución de la cuenca de Iquique. Esta actividad sísmica precursora podría haber sido gatillada por la transferencia de esfuerzos desde el contacto interplaca, como lo sugiere Maksymowicz et al. (2018). Esto podría explicar la relativamente alta deformación observada en la estructura somera del talud medio. Para poder ahondar más en la historia de deformación superficial y su relación con eventos sísmicos históricos es necesario integrar mayor cantidad de datos geofísicos y de datación de las unidades sedimentarias.

Una correlación similar a la descrita en el párrafo anterior ha sido observada anteriormente por Schurr et al. (2020) para el terremoto de Iquique de 2014, donde el área de mayor desplazamiento cosísmico coincide con un parche de fricción alta (aspereza) sobre la interfaz de subducción; con la proyección en superficie de una depresión topográfica (cuenca de Iquique) y un mínimo gravimétrico. La consistencia entre mínimos gravimétricos y áreas de desplazamiento cosísmico ha sido anteriormente sugerida para indicar erosión basal de la placa superior en respuesta a la presencia de asperezas en la interfaz de subducción (p. ej. Wells et al., 2003). La observación de grandes cuencas emplazadas en la placa superior puede, posiblemente, dar pistas sobre la presencia de asperezas en la interfaz de subducción en el norte de Chile. Sin embargo, es necesario integrar más información y discusión para mejorar el entendimiento de esta correlación y sus implicancias.

4.5. Conclusiones

Las cuatro secciones sísmicas y secciones de velocidad de onda P coincidentes, en conjunto con batimetría de alta resolución logran resolver, en primer orden, la estructura del antearco marino en el norte de Chile y proveen información sobre los procesos tectónicos involucrados en su evolución. La mayoría de los rasgos analizados en este capítulo, incluyendo fallas y cuencas sedimentarias, son consistentes con un largo historial de un régimen extensional debido a erosión por subducción a escala regional.

Los datos sísmicos revelan una banda paralela a la fosa de mayor espesor sedimentario y de un ancho de aproximadamente 50 km, que contiene la cuenca previamente identificada como Cuenca de Iquique en el talud superior. Las imágenes sísmicas muestran una cuenca que contiene hasta 2.000 m de sedimentos en su depocentro ubicado bajo la transición entre el talud medio y superior. La extensión espacial de la cuenca y deformación tectónica parece tener un impacto mayor a lo previamente esperado y reconocido para el área de estudio. Las observaciones en este estudio realzan la relevancia de estudios futuros para elevar el entendimiento de la evolución tectono-sedimentaria del antearco marino en márgenes erosivos, como el del norte de Chile.

Se documentaron tres unidades sedimentarias, las cuales rellenan el talud continental y las cuencas emplazadas en este. Estas unidades muestran diferencias notables entre ellas con respecto a magnitud y estilo de deformación, grado de compactación y cronología de deposición. También se identificaron un conjunto de zonas de fallas de mayor escala, orientadas de manera paralela a la fosa y que probablemente han controlado tectónicamente la deformación y geometría de la estructura somera del antearco marino a través de una tectónica predominantemente normal. Aunque es posible inferir una cronología relativa y cualitativa en cuanto a la deposición de cada secuencia sedimentaria, es necesario obtener información de dataciones de muestras del talud para configurar una línea de tiempo absoluta que revele la cronología de deposición de las unidades sedimentarias y su relación con episodios mayores de actividad tectónica y climática. Desde nuestra perspectiva, el sistema de fallas de orientación paralela a la fosa controla la inclinación de, al menos, las dos unidades sedimentarias más antiguas (SU1 y SU2) y posiblemente la deformación reciente de la unidad más joven también (SU3).

La correlación entre la ubicación de fallas que cortan el basamento continental y la variación espacial de las propiedades del antearco marino sugiere que la geometría y evolución de las cuencas están controladas tectónicamente. La segmentación observada en la dirección perpendicular a la fosa es evidenciada por un aumento en la deformación extensional y una disminución sistemática de la velocidad de onda P en los primeros 500 m de la corteza continental en dirección a la fosa. Esta variación se atribuye al cambio de las propiedades del antearco marino debido a la erosión frontal y basal afectando y debilitando el borde de la cuña continental.

La presencia de un alto estructural ubicado en el quiebre entre el talud superior y talud medio juega un rol importante para la contención y acumulación de sedimentos en el talud superior. Si bien el origen de esta deformación no se puede resolver con los datos disponibles, el alzamiento relativo de esta podría tener implicancias importantes con respecto a los procesos ocurriendo en la interfaz de subducción mediante procesos de acreción basal o underplating en un margen documentadamente acoplado y erosivo.

Capítulo 5

Migración de depocentros de las cuencas en el antearco marino del norte de Chile, entre los 19°S y 21°S

5.1. Introducción

El objetivo de este capítulo es obtener una imagen detallada de la estructura somera del talud medio y superior en el antearco marino del norte de Chile, entre los 19°S y los 21°S. En particular se analiza la distribución y geometría de las secuencias sedimentarias que rellenan las cuencas sedimentarias, el origen y evolución de estas cuencas, y la migración espacio-temporal de los depocentros observados.

El estudio se realizó mediante el análisis de 20 perfiles sísmicos distribuidos en una grilla (líneas de color púrpura en la Figura 5-1). Para cada perfil se obtuvieron imágenes de reflexión sísmica y secciones de velocidad de onda P coincidentes.

5.2. Descripción de datos y alcances metodológicos

La descripción detallada sobre la adquisición, procesamiento e interpretación de los datos de sísmica multicanal pueden ser examinados en el capítulo 3 (página 25). En este capítulo se utilizaron los datos de los 20 perfiles sísmicos mostrados en la Figura 5-1 (incluidos los cuatro perfiles utilizados en el capítulo 4). Las coordenadas de principio y fin de cada uno de los perfiles y subsecciones se pueden extraer desde el material complementario (anexo B, página 122). Como está descrito en el capítulo 3, la adquisición de datos se realizó considerando dos tipos de configuración: (1) disparos cada 125 m y registro en 648 canales distribuidos cada 12,5 m en un cable receptor de ~8 km de largo (MC12, MC04, MC08, MC23, MC06, MC19, MC25, MC21, MC27, MC10, MC17, MC15, MC16A, MC13, MC09, MC05, MC20 y MC28) y (2) disparos cada 50 m y registro en 1.008 canales distribuidos cada 12,5 m en un cable receptor de ~12 km de largo (MC01A y MC03). Para ambas configuraciones se utilizó una fuente sísmica consistente de un arreglo de 40 pistolas de aire con un volumen total de 108 L.

Se obtuvieron secciones sísmicas apiladas (*stacks*) y secciones bidimensionales de velocidad de onda P (V_p) mediante el análisis de las ondas reflejadas y refractadas de los registros multicanales, respectivamente (p. ej. Figura 3-14). Las figuras correspondientes a las secciones sísmicas apiladas para cada perfil sísmico pueden ser revisadas en la sección correspondiente del anexo B (pág. 123).

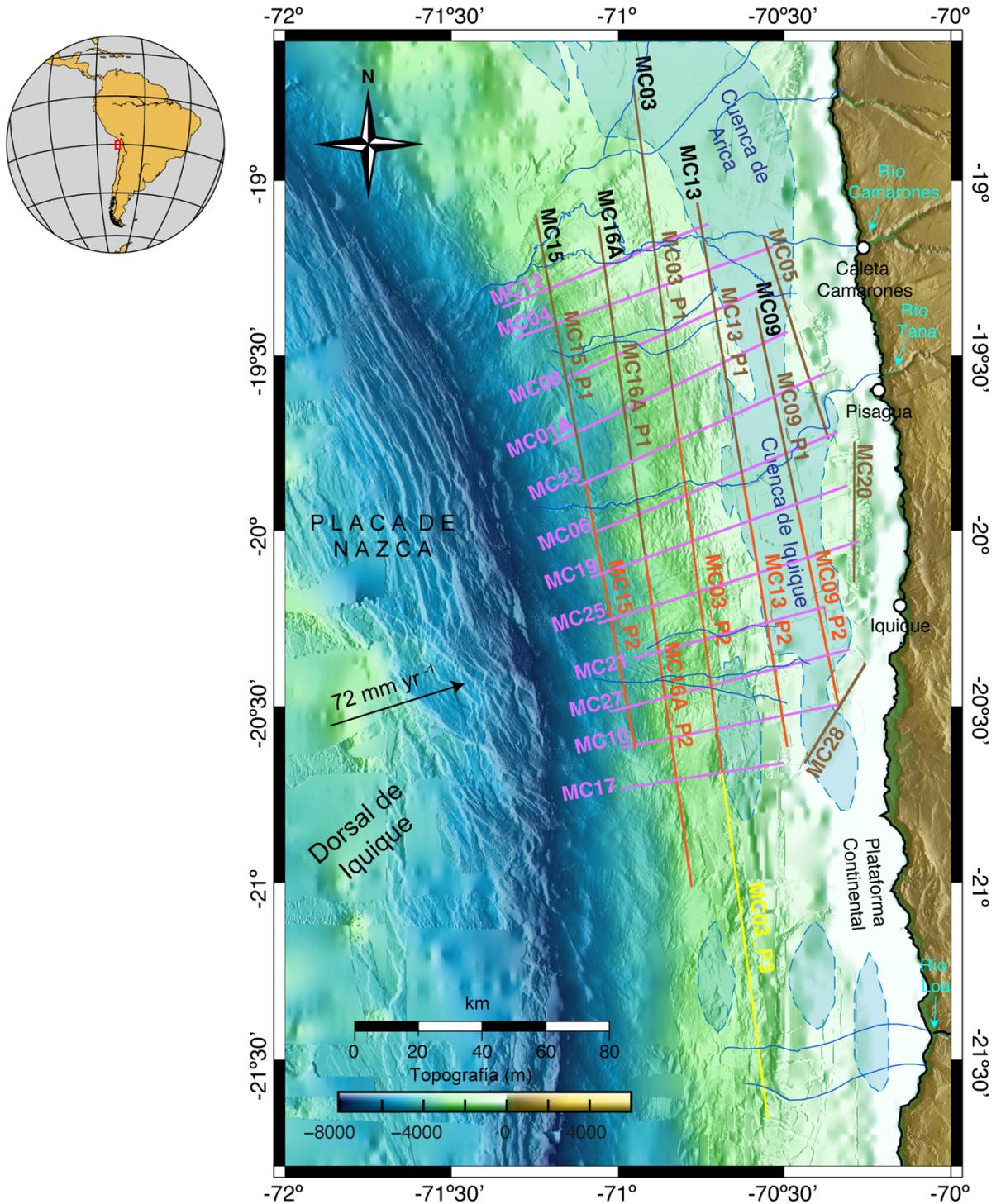


Figura 5-1. Mapa batimétrico del área de estudio (capítulo 5). La batimetría fue adquirida durante el crucero MGL1610 (Tréhu et al., 2017). Las líneas de color rosado representan la traza de las líneas sísmicas utilizadas de orientación perpendicular al margen. Las líneas de color café, rojo y amarillo presentan las trazas de las líneas sísmicas de orientación paralela al margen según las subdivisiones mostradas en las secciones en perfil (Figura 5-8 a la Figura 5-11). La ubicación de las cuencas de Arica e Iquique según Coulbourn (1981) se muestran como polígonos de color azul.

Para cada perfil sísmico, el proceso de NMO se realizó sobre 30-165 registros en geometría de CMP. La obtención de velocidades de intervalo V_p , necesaria para la migración de las secciones sísmicas desde tiempo a profundidad, fue llevada a cabo mediante tomografías sísmicas utilizando los tiempos de las ondas refractadas para alrededor de 100 disparos por cada línea sísmica. Las figuras correspondientes a las tomografías sísmicas y secciones de V_p utilizadas efectivamente para la migración pueden ser revisadas en el anexo B (pág. 143 y pág. 163, respectivamente). Los perfiles migrados a profundidad (sin interpretación) pueden ser examinados en la sección correspondiente del anexo B (pág. 117).

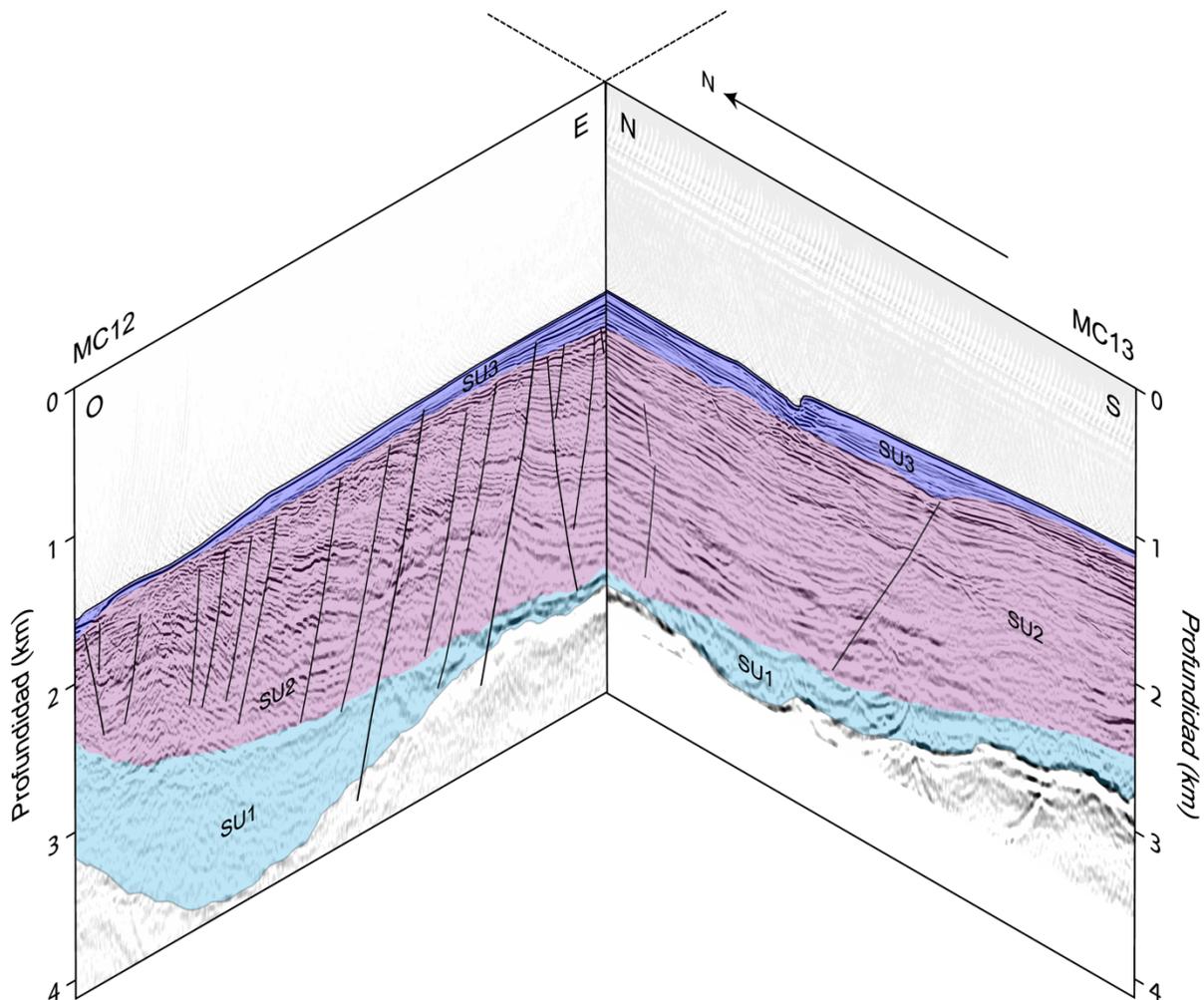


Figura 5-2. Cruce de ejemplo entre perfiles sísmicos (MC12 y MC13). Se muestra un ejemplo de las secciones sísmicas MC12 y MC13 en torno al cruce entre ambas líneas.

Cada perfil sísmico fue interpretado individualmente desde las secciones migradas a profundidad (p. ej. Figura 3-14c). La interpretación de fallas en dirección norte-sur estuvo basada en cada imagen sísmica en conjunto con la batimetría de alta resolución en las áreas donde los escarpes son visibles sobre el suelo oceánico (talud medio). Para el talud superior, donde los escarpes de falla

están generalmente cubiertos por la sedimentación más reciente, la interpretación de fallas estuvo basada en la continuidad de estas a lo largo de las imágenes sísmicas en conjunto con la morfología del basamento continental extraída desde la interpretación del reflector TBC en cada perfil sísmico. Dado el volumen de la información analizada en este capítulo, la interpretación final fue comprobada y validada en cada uno de los cruces de los perfiles sísmicos (p. ej. Figura 5-2).

5.3. Resultados

La interpretación de las imágenes sísmicas en conjunto con las secciones de V_p coincidentes y la batimetría de alta resolución revela la estructura somera detallada del antearco marino bajo el talud medio y superior. Los rasgos interpretados incluyen cuencas y depocentros de distintas escalas, tres secuencias sedimentarias que rellenan las depresiones (ya identificadas en el capítulo 4 pero observadas con mayor detalle y extensión en este capítulo), fallamiento normal de mayor y menor escala, altos topográficos y canales submarinos (Figura 5-3 hasta Figura 5-11).

5.3.1. Secciones perpendiculares al margen

Entre la Figura 5-3 y la Figura 5-7 se presentan las secciones interpretadas correspondientes a los perfiles sísmicos orientados de forma perpendicular al margen (líneas de color rosado en la Figura 5-1), ordenadas espacialmente desde norte a sur. En cuanto a la similitud entre los rasgos observados, podemos distinguir cuatro conjuntos de perfiles: (1) MC12, MC04 y MC08 que cruzan el sector sur de la conocida cuenca de Arica (Figura 5-3); (2) MC01A y MC23 que se ubican en una zona de transición entre la cuenca de Arica y la cuenca de Iquique (Figura 5-4); (3) MC06, MC19 y MC25 que cruzan la parte central de la cuenca de Iquique (Figura 5-5); y (4) MC21, MC27, MC10 y MC17 que cruzan el sector sur de la cuenca de Iquique (Figura 5-6 y Figura 5-7).

El primer conjunto de perfiles, ubicado en el sector norte del área de estudio y cuyas secciones cruzan la parte sur de la documentada cuenca de Arica (Coulbourn, 1981; Coulbourn & Moberly, 1977; Maksymowicz et al., 2018) muestra perfiles sísmicos con un gran espesor sedimentario relleno las depresiones presentes en el talud medio y superior (Figura 5-3). La batimetría a lo largo de estos perfiles se observa, en general, suave y con la presencia de algunos escarpes de falla en el talud medio que se correlacionan con fallas observadas en profundidad, afectando tanto la parte superior de la corteza continental como la columna sedimentaria. Los sedimentos asociados a la cuenca de Arica alcanzan hasta 2.500 m de espesor en esta zona (MC12; Figura 5-3a), pero se mantienen con una potencia similar a lo largo del talud medio en cada perfil sísmico. Las tres secuencias estratigráficas asociadas a estos sedimentos ya habían sido documentadas anteriormente (ver sección 4.3 y Reginato et al. (2020)) y muestran espesores variables a lo largo de cada perfil sísmico. Cabe destacar que en este sector del área de estudio el espesor de la unidad sedimentaria más joven, SU3, muestra un espesor menor en comparación a la zona central del área de estudio abarcada por el tercer conjunto de perfiles que cruzan la zona central de la cuenca de Iquique (Figura 5-5).

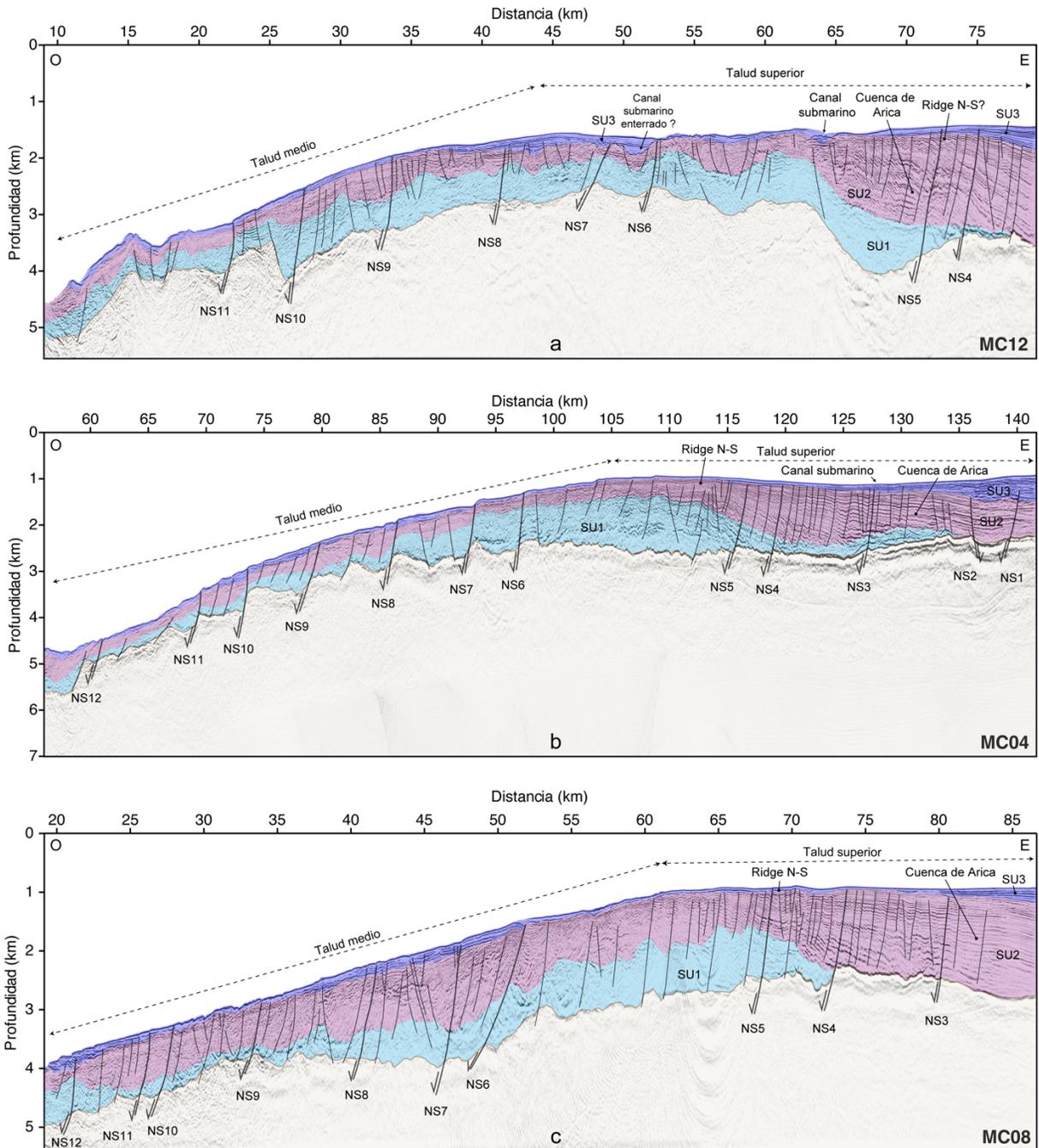


Figura 5-3. Secciones interpretadas para los perfiles asociados espacialmente a la cuenca de Arica (MC12, MC04 y MC08). Las unidades principales están presentadas como polígonos rellenos en (a), (b) y (c) (color azul: SU3; morado: SU2; celeste: SU1). Las fallas principales también son mostradas como líneas negras.

Estas secciones sísmicas también presentan una deformación moderada en comparación con los perfiles ubicados hacia el sur, evidenciada por un conjunto de fallas predominantemente normales que mantienen hacia el oeste. Es posible también observar algunos canales submarinos desde la batimetría y cruzando los perfiles de este sector, que corresponden a una porción de la red

submarina de drenaje que convergen hacia la zona central de la cuenca de Arica ubicada un poco más al norte (Madella et al., 2018).

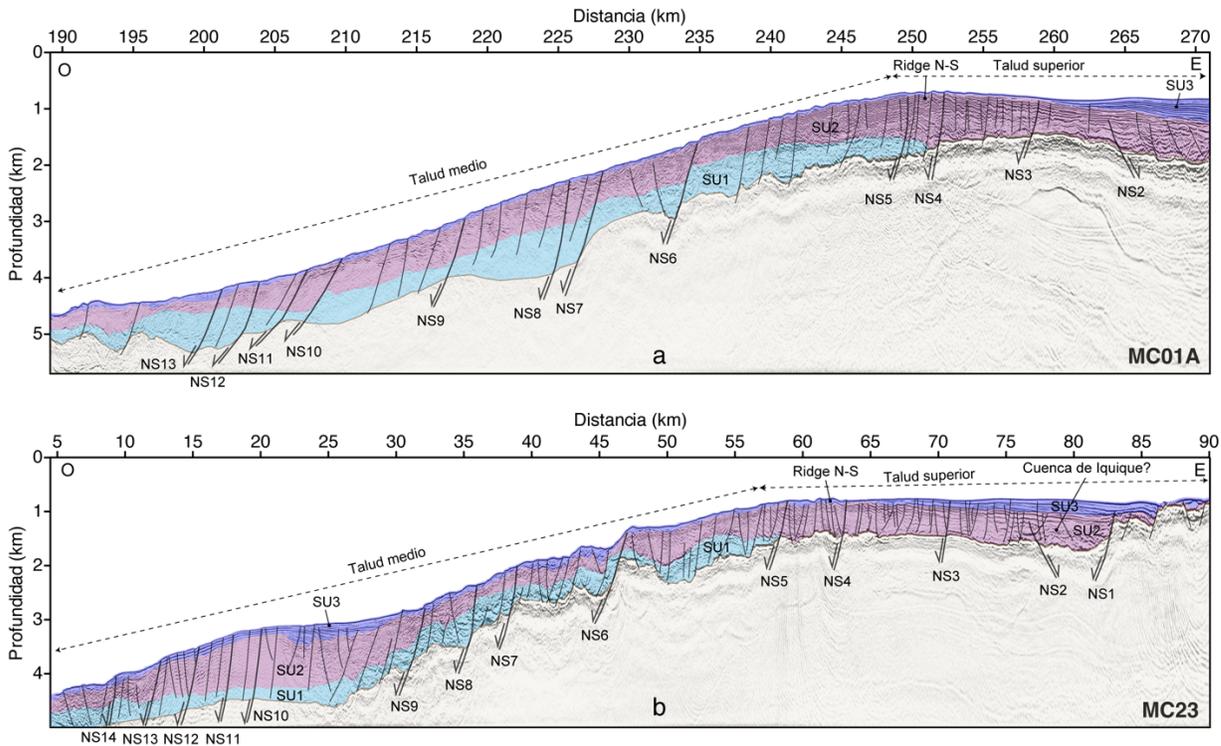


Figura 5-4. Secciones interpretadas para los perfiles asociados espacialmente a la transición entre la cuenca de Arica y la cuenca de Iquique (MC01A y MC23). Las unidades principales están presentadas como polígonos rellenos en (a) y (b) (color azul: SU3; morado: SU2; celeste: SU1). Las fallas principales también son mostradas como líneas negras.

El segundo conjunto de perfiles cruza una zona de transición entre la cuenca de Arica al norte y la cuenca de Iquique al sur (Figura 5-4). Por consiguiente, el espesor sedimentario en estos dos perfiles sísmicos es menor que en los perfiles ubicados hacia el norte y hacia el sur de ellos, mostrando un espesor promedio de alrededor de 1.000 m y que aumenta sutilmente hacia el talud medio. El suelo oceánico y techo del basamento continental en estos perfiles se observan con mayor rugosidad que en los perfiles del norte. Al igual que en los perfiles de más al norte, el espesor de la secuencia sedimentaria más joven, SU3, es menor en comparación al espesor en la zona central (tercer conjunto de perfiles). No se observan canales submarinos relevantes que crucen los perfiles MC01A o MC23, lo cual es consistente con la menor cantidad de sedimentos acumulados en este segmento.

El tercer conjunto de perfiles (MC06, MC19 y MC25) cruza directamente la porción central de la cuenca de Iquique (Coulbourn, 1981; Coulbourn & Moberly, 1977; Maksymowicz et al., 2018; Reginato et al., 2020). Esta condición es evidenciada por la distribución de sedimentos en estos perfiles, que muestra hasta 2.500 m de espesor en su depocentro ubicado entre el talud medio y

talud superior (Figura 5-5). El espesor sedimentario hacia los bordes de los perfiles sísmicos se mantiene entre los ~300 y 1.000 m. En este sector se ubica el cañón submarino más relevante del área de estudio, aquí llamado Cañón de Pisagua, el cual se observa claramente en la topografía del suelo oceánico y cruza en dos ocasiones el perfil sísmico MC06. Este canal submarino corresponde a la continuación costa afuera del Río Tana (O Pisagua) (Figura 5-1). La unidad sedimentaria SU3 alcanza su mayor espesor en este segmento del antearco marino (1.500 m; Figura 5-5b).

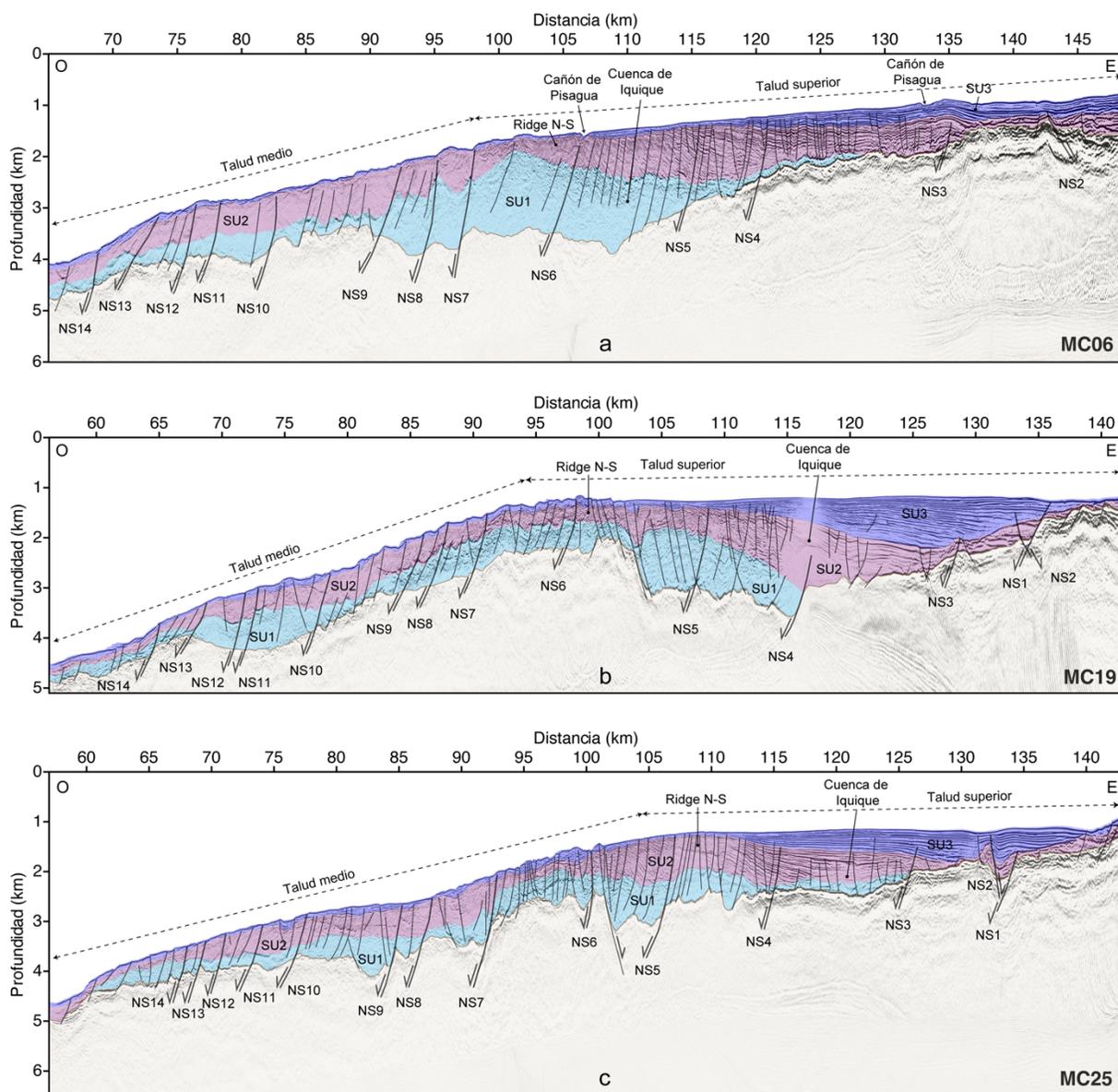


Figura 5-5. Secciones interpretadas para los perfiles asociados espacialmente a la porción central de la cuenca de Iquique (MC06, MC19 y MC25). Las unidades principales están presentadas como polígonos rellenos en (a), (b) y (c) (color azul: SU3; morado: SU2; celeste: SU1). Las fallas principales también son mostradas como líneas negras.

La deformación observada en esta zona del área de estudio es cualitativamente mayor que en el resto del antearco marino, evidenciada por una gran cantidad de fallas normales de mayor o menor escala que mantean, en general, hacia el oeste. Las secuencias sedimentarias que rellenan las rugosidades del basamento continental también son cortadas por múltiples fallas y presentan una deformación mayor que en el resto del área de estudio, provocando la inclinación de los estratos observados en la unidad SU2 (p. ej. Figura 5-5c).

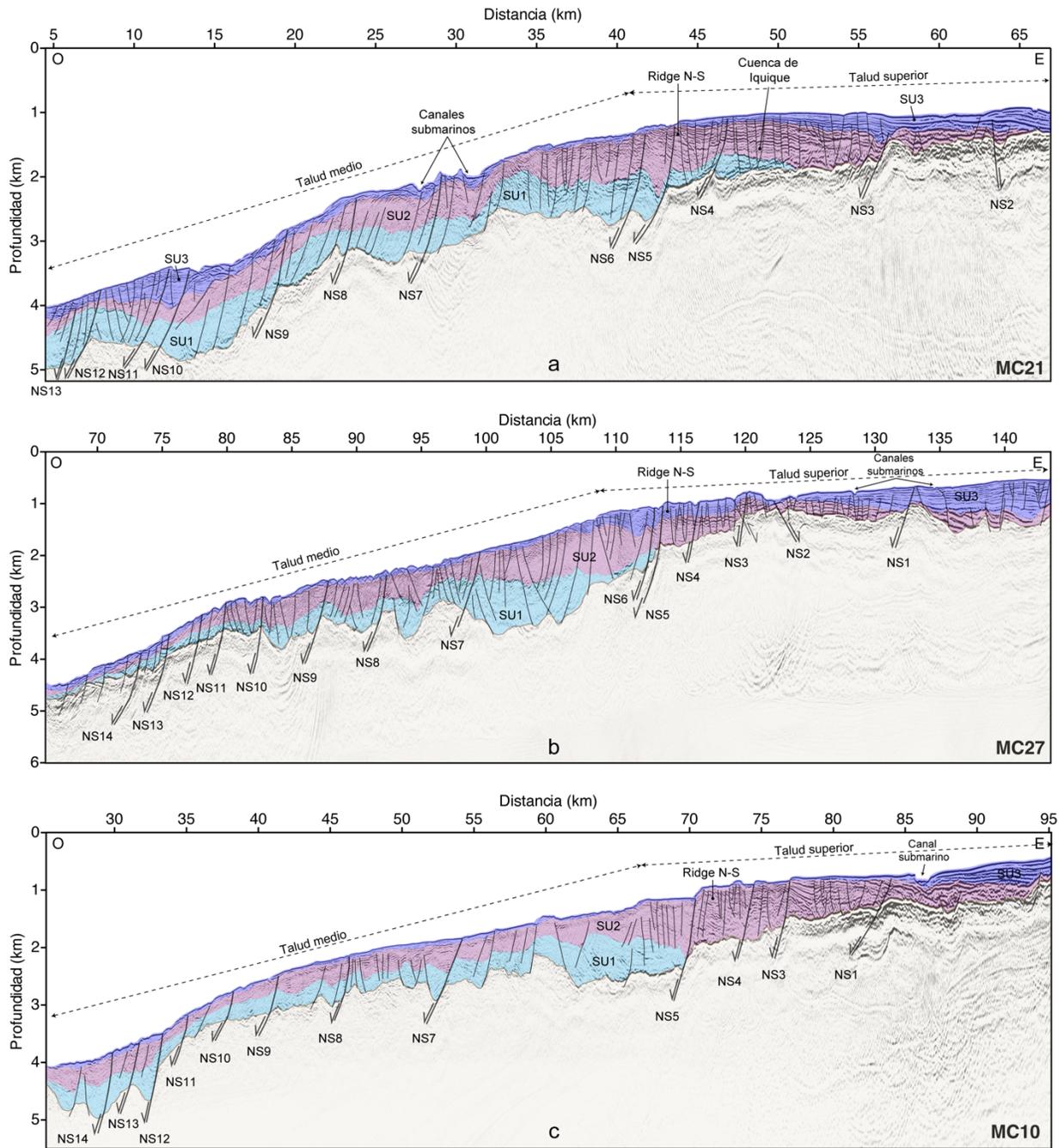


Figura 5-6. Secciones interpretadas para los perfiles asociados espacialmente a la porción sur de la cuenca de Iquique (MC21, MC27 y MC10). Las unidades principales están presentadas como polígonos rellenos

en (a), (b) y (c) (color azul: SU3; morado: SU2; celeste: SU1). Las fallas principales también son mostradas como líneas negras.

El cuarto y último conjunto de perfiles de orientación perpendicular a la fosa se ubica en el sector sur del área de estudio (porción sur de la cuenca de Iquique) y sus perfiles se caracterizan por mostrar un basamento continental particularmente rugoso y, en general, un espesor sedimentario menor que los perfiles ubicados en el centro de la cuenca de Iquique (Figura 5-6 y Figura 5-7). Cabe destacar que, en estos perfiles, la zona de máximo espesor en cada una de las líneas tiende a trasladarse desde el talud superior o transición entre talud medio y superior, hacia el talud medio, en donde se observan espesores de hasta 2.000 m (Figura 5-7). Los perfiles MC21 y MC27 cruzan algunos canales submarinos que pueden ser identificados también desde la batimetría de alta resolución (Figura 5-1).

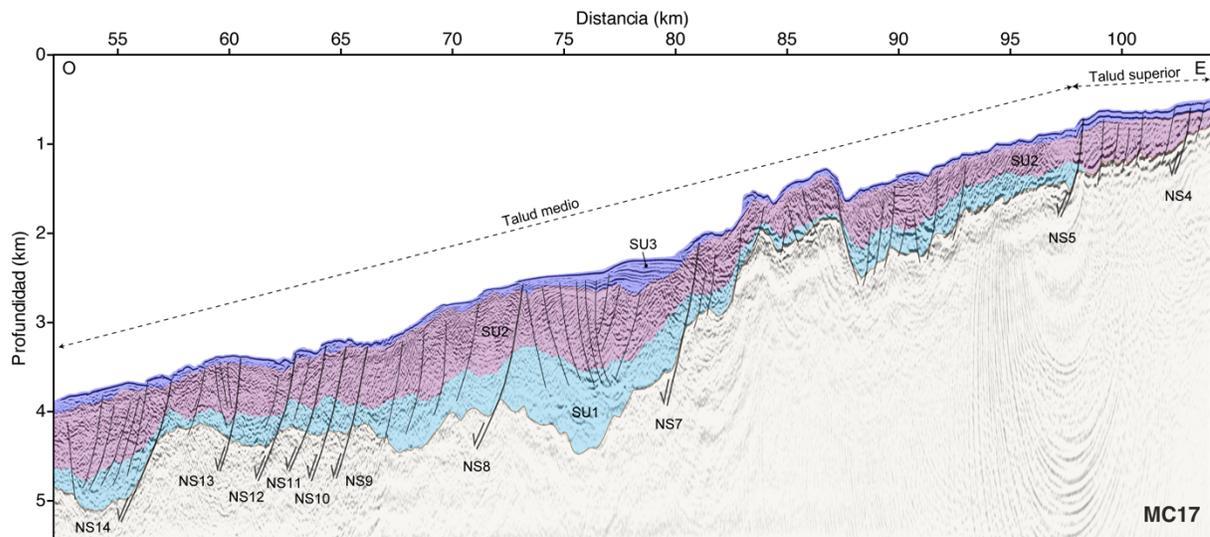


Figura 5-7. Sección interpretada MC17, línea más al sur del área de estudio (sector sur de la cuenca de Iquique). Las unidades principales están presentadas como polígonos rellenos (color azul: SU3; morado: SU2; celeste: SU1). Las fallas principales también son mostradas como líneas negras.

Como se discutió también en la sección 4.4.2, a lo largo de todos los perfiles perpendiculares al margen se observa un área relativamente alzada aproximadamente en la transición entre el talud superior y el talud medio, la cual es evidente también desde la batimetría (Figura 5-1). Este alto estructural o *ridge* tiene una orientación paralela al margen y en el capítulo actual se confirma como un rasgo regional. Se puede observar que en todos los perfiles, este alto estructural parece funcionar como una barrera para el transporte de los sedimentos recientes (SU3) hacia el talud medio e inferior. Además, todos los perfiles muestran estratos de crecimiento e inclinación de las capas de SU2 en el talud superior hacia el alto topográfico en cuestión (p. ej. Figura 5-5).

5.3.2. Secciones paralelas al margen

Las secciones interpretadas correspondientes a los perfiles de orientación paralela a la fosa se presentan entre la Figura 5-8 y la Figura 5-11 (líneas de color café, rojo y amarillo en la Figura 5-1), ordenadas espacialmente desde oeste a este.

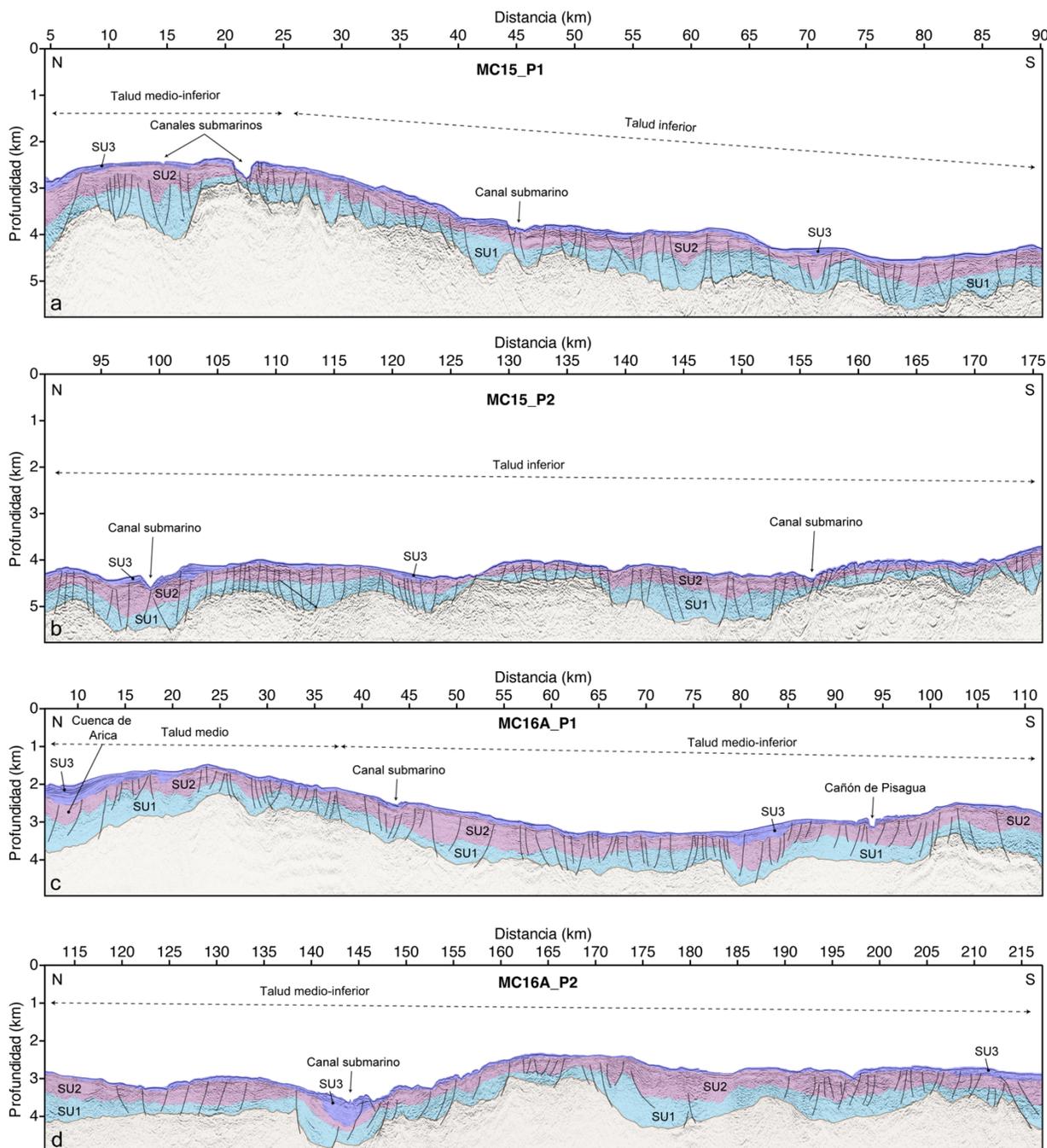


Figura 5-8. Secciones interpretadas para los perfiles ubicados en el talud medio-inferior (MC15 y MC16). Las unidades principales están presentadas como polígonos rellenos en (a), (b), (c) y (d) (color azul: SU3; morado: SU2; celeste: SU1).

Los perfiles fueron agrupados según su ubicación de acuerdo a la siguiente distribución: (1) perfiles MC15 y MC16A ubicados en el talud medio-inferior (Figura 5-8); (2) perfil MC03 ubicado en el talud medio (Figura 5-9); (3) perfiles MC13 y MC09 ubicados en el talud superior (Figura 5-10); y (4) perfiles MC05, MC20 y MC28 ubicados en el talud superior-plataforma continental (Figura 5-11).

Los perfiles ubicados en el talud medio-inferior muestran una estructura de morfología sinuosa que posiblemente imita la topografía de la placa subductante (Figura 5-8). El basamento continental se encuentra disectado por varias fallas normales de escala menor. En general, el espesor sedimentario en este sector del antearco marino no supera los 1.000 m y no muestra depresiones que formen parte de las cuencas identificadas aguas arriba. La unidad sedimentaria que predomina en estos perfiles es la unidad más antigua, SU1, que alcanza espesores de hasta 500 m. Se observan varios canales submarinos que conectan el talud superior con esta zona, produciendo un aumento local del espesor de la unidad más joven, SU3 (indicados en la Figura 5-8).

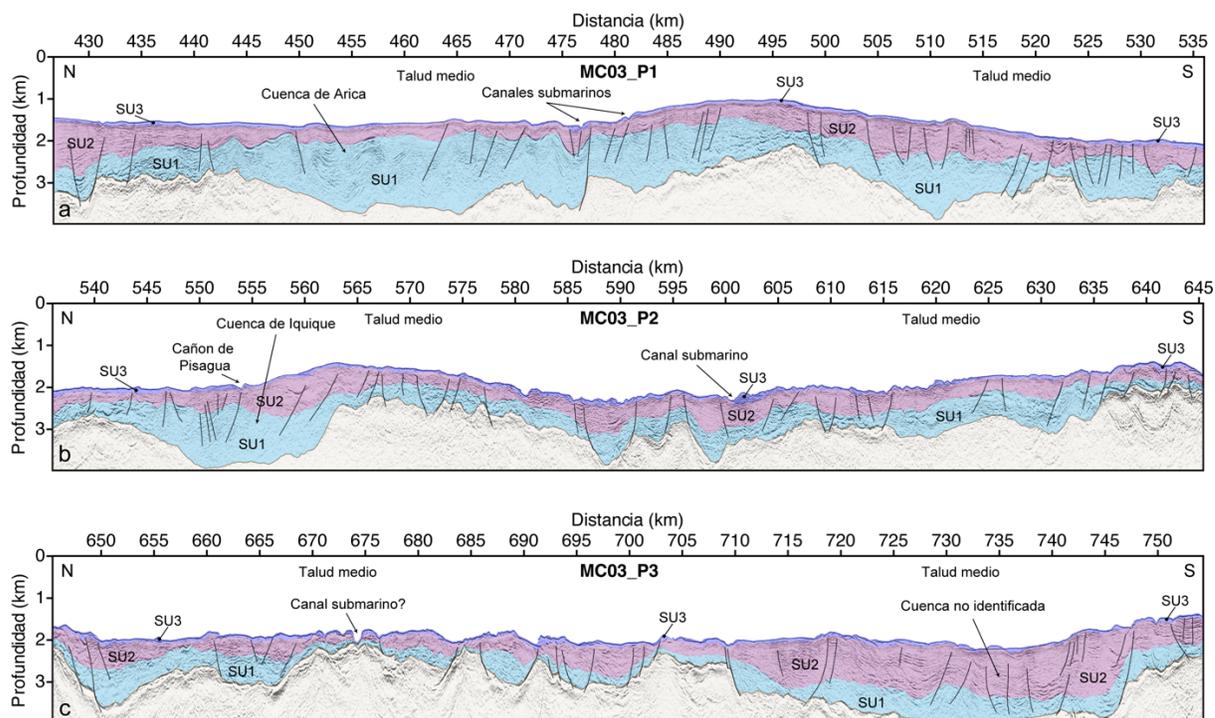


Figura 5-9. Sección interpretada MC03, ubicada en el talud medio. Las unidades principales están presentadas como polígonos rellenos en (a), (b), (c) y (d) (color azul: SU3; morado: SU2; celeste: SU1).

El perfil MC03, ubicado completamente a lo largo del talud medio muestra secuencias sedimentarias deformadas y una topografía rugosa (Figura 5-9). Las secuencias sedimentarias a esta altura del talud muestran espesores consistentes con las cuencas anteriormente identificadas (Coulbourn, 1981; Coulbourn & Moberly, 1977; Maksymowicz et al., 2018; Reginato et al., 2020). El sector norte de la línea MC03 evidencia el segmento sur de la cuenca de Arica, con un espesor

sedimentario de hasta 2.000 m (Figura 5-9a). El sector central del perfil refleja parte de la cuenca de Iquique, alcanzando un espesor de hasta 1.500 m en torno al cruce del perfil con el cañón de Pisagua (Figura 5-9b). El sector sur de MC03 revela un depocentro con al menos 2.000 m de espesor sedimentario alrededor de los 21,5°S, en donde predomina la unidad sedimentaria SU2. Con los datos disponibles no es posible verificar si esta depresión corresponde o no a una cuenca anteriormente identificada.

Los perfiles MC13 y MC09, ubicados completamente en el talud superior, muestran unidades sedimentarias con menor deformación que los perfiles ubicados en el talud medio (Figura 5-10). Esto significa que las secuencias estratigráficas se observan con una mayor coherencia a lo largo de ambos perfiles.

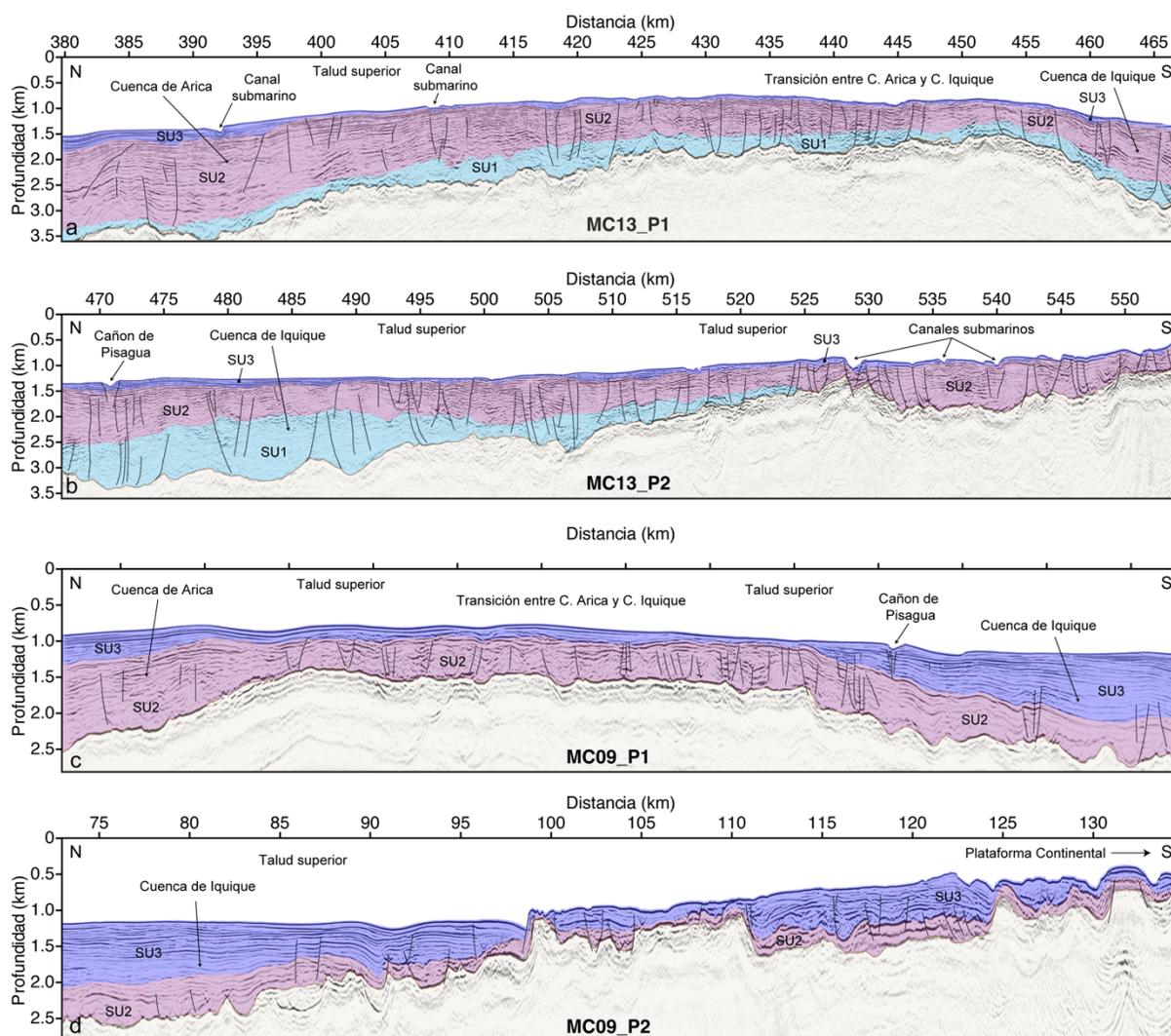


Figura 5-10. Secciones interpretadas para los perfiles ubicados en el talud superior (MC13 y MC09). Las unidades principales están presentadas como polígonos rellenos en (a), (b), (c) y (d) (color azul: SU3; morado: SU2; celeste: SU1).

La morfología del basamento continental en estos perfiles refleja la distribución de las cuencas de Arica e Iquique identificadas anteriormente. En el sector norte de estos perfiles, la cuenca de Arica alcanza espesores sedimentarios de hasta 2.000 m. Avanzando hacia el sur se revela una zona de transición en donde el espesor sedimentario disminuye mientras que la elevación del basamento aumenta. Hacia el sur de esa transición aparece la depresión correspondiente a la cuenca de Iquique, con espesores cercanos a los 2.000 m. Al sur de la cuenca de Iquique, el espesor sedimentario disminuye sistemáticamente en el talud superior hasta valores de alrededor de 500 m. La unidad predominante en el talud superior es SU2, que muestra espesores de hasta 1.500 m en la cuenca de Arica. Cabe destacar que la unidad SU1 desaparece en la línea MC09, que se ubica al este de la línea MC13.

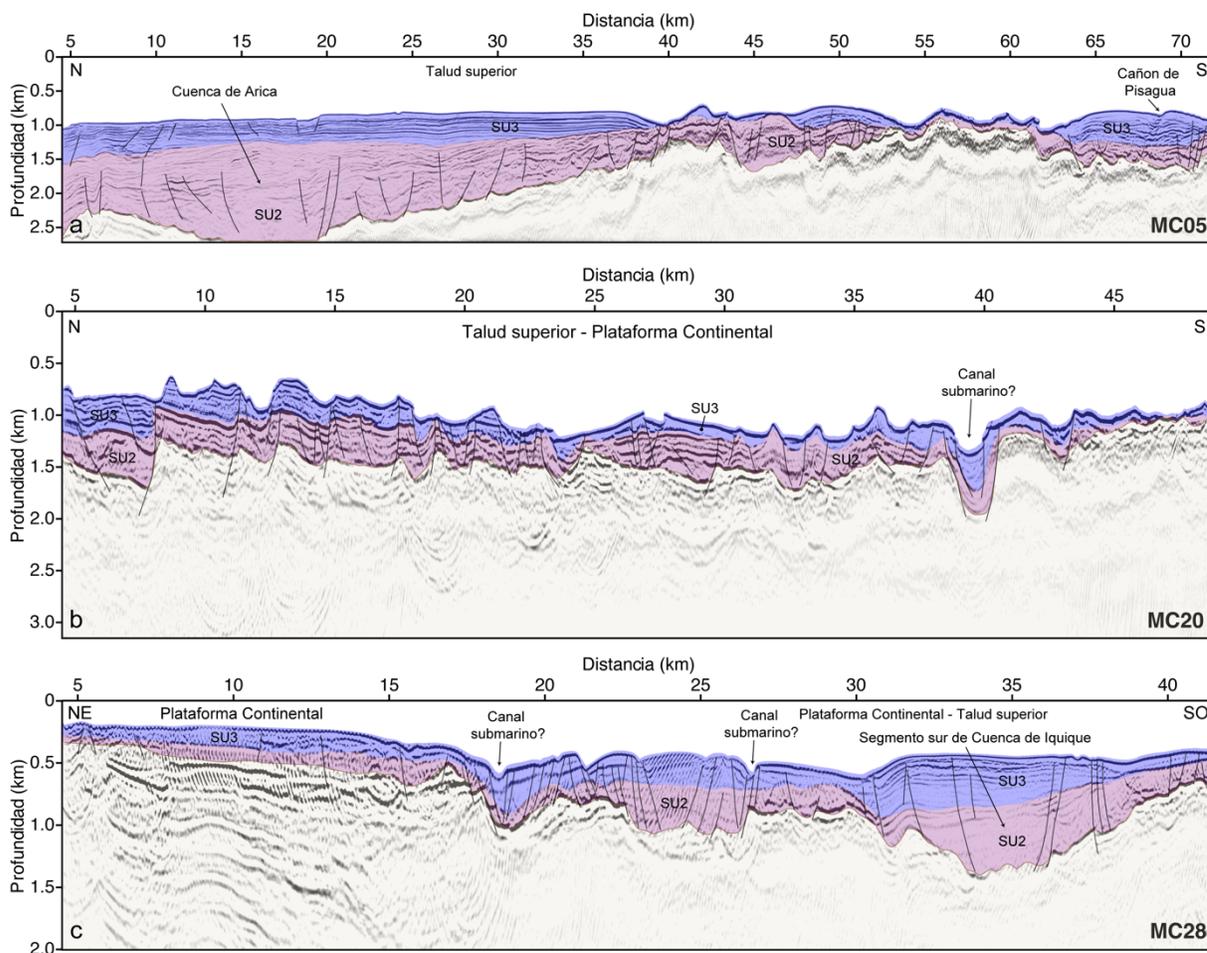


Figura 5-11. Secciones interpretadas para los perfiles ubicados en el talud superior-plataforma continental (MC05, MC20 y MC28). Las unidades principales están presentadas como polígonos rellenos en (a), (b), (c) y (d) (color azul: SU3; morado: SU2; celeste: SU1).

El último conjunto de perfiles sísmicos está compuesto por MC05, MC20 y MC28 (Figura 5-11). Estos perfiles se ubican en el límite entre el talud superior y la plataforma continental. Las

secuencias sedimentarias en estos perfiles se observan poco deformadas, con un patrón claro de estratificación y con espesores considerables en torno a la cuenca de Arica (ver Figura 5-11a) y cuenca de Iquique (ver Figura 5-11c), donde alcanzan espesores de al menos 2.000 m y 1.000 m, respectivamente. Fuera de las cuencas, el espesor de los sedimentos disminuye rápidamente a unos pocos cientos de metros. Cabe destacar que, al igual que en la línea MC09, la unidad SU1 ya no se observa en estas longitudes.

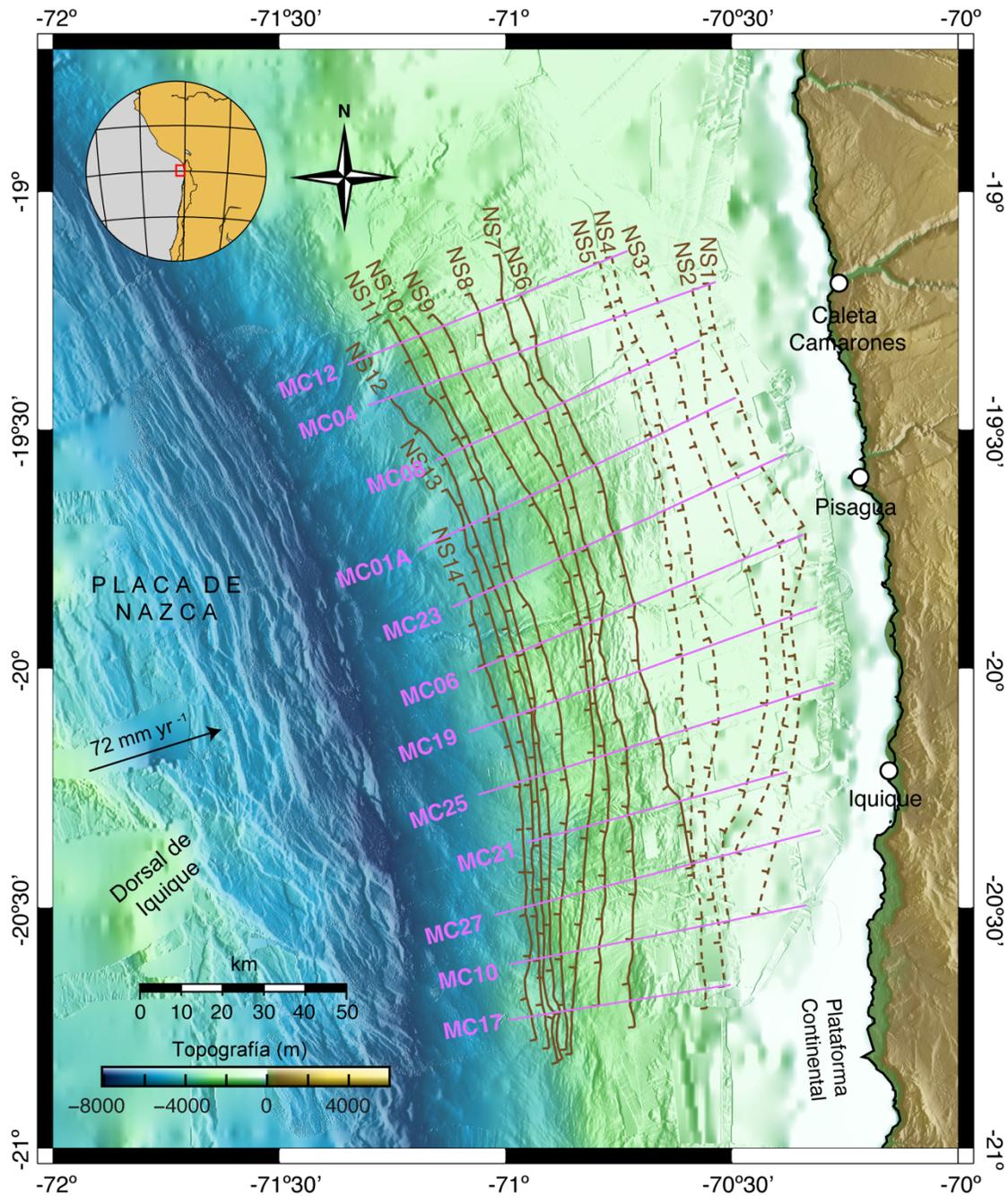


Figura 5-12. Fallas regionales interpretadas en el área de estudio (vista en planta). La traza de las zonas de fallas relevantes, interpretadas desde las secciones sísmicas (líneas de color rosado), se muestran como líneas de color café.

5.3.3. Fallas en el talud medio y superior

En base a la topografía del suelo oceánico y a las imágenes sísmicas, se interpretaron una serie de zonas de falla de mayor escala presentes en el talud medio y superior (líneas de color café en Figura 5-12). Estas zonas de falla (entre NS1 a NS14) se observan en la mayoría de los perfiles sísmicos y su ubicación es consistente con los escarpes observados en la batimetría del talud medio (líneas sólidas de color café entre NS6 y NS14 en Figura 5-12), mientras que la continuidad de las fallas ubicadas en el talud superior está inferida solo desde la interpretación de las imágenes sísmicas (líneas punteadas de color café entre NS1 y NS5 en Figura 5-12). Estas fallas tienen una mecánica predominantemente normal y mantienen, en su mayoría, hacia el oeste y se observan en las imágenes sísmicas como dislocaciones relevantes en el techo del basamento continental y secuencias sedimentarias sobreyacentes. Es posible también identificar otras fallas de menor escala que disectan las unidades sedimentarias pero no muestran una consistencia lateral entre perfiles sísmicos.

En particular, las zonas de fallas denominadas aquí como NS4 y NS5 (NS1 y NS2 en el capítulo 4) se ubican sistemáticamente bajo el quiebre de pendiente entre el talud superior y talud medio, que además es consistente, en la mayoría de los perfiles, con la ubicación del alto estructural nortesur. Además, NS4 y NS5 tienden a ubicarse en el límite este de la unidad sedimentaria más antigua SU1, lo que sugiere que existe un control tectónico de fallas como estas en la formación y evolución de la paleo-cuenca presente durante la deposición de SU1.

5.4. Discusión

La estructura somera del antearco marino del norte de Chile bajo el talud medio y superior, revelada por las imágenes sísmicas en conjunto con la batimetría de alta resolución, confirma rasgos de una tectónica somera predominantemente extensional. Esta condición es evidenciada por la presencia de varias depresiones en el basamento continental que han sido rellenadas por al menos tres secuencias sedimentarias, y múltiples fallas de primer y segundo orden que acomodan la deformación observada entre los 19°S y 21°S. Esta configuración ya había sido sugerida y confirmada por los resultados obtenidos en el capítulo 4 de este texto y varios estudios en las décadas anteriores, cuyos autores han logrado generar una imagen general de la estructura del antearco marino (Coulbourn, 1981; Coulbourn & Moberly, 1977; Geersen, Ranero, Klauke, et al., 2018; Geersen, Ranero, Kopp, et al., 2018; Maksymowicz et al., 2018; Reginato et al., 2020) y que es consistente con un largo historial de erosión por subducción afectando la cuña continental en el norte de Chile (Contreras-Reyes et al., 2012; Patzwahl et al., 1999; Ranero et al., 2006; Sallarès & Ranero, 2005; von Huene & Ranero, 2003). Sin embargo, los resultados obtenidos en este capítulo permiten añadir nuevas perspectivas sobre la estructura detallada del subsuelo somero, la que a su vez nos posibilita hacer una actualización de la distribución de las cuencas de antearco marinas entre los 19°S y 21°S; entender mejor el rol de estas en la evolución del margen en un ambiente

erosivo; estudiar el origen, distribución y cronología de los sedimentos que rellenan las cuencas; y analizar la migración espacio-temporal de los depocentros de estas cuencas y sus implicancias en la tectónica regional.

5.4.1. Distribución de cuencas y depocentros en el antearco marino

La distribución de los sedimentos depositados en el área de estudio y la morfología del techo del basamento continental revela la presencia de varios depocentros dispuestos en una geometría compleja bajo talud medio y superior (Figura 5-13). Estos depocentros corresponden principalmente a dos grandes cuencas que ya habían sido identificadas en estudios anteriores y denominadas como cuencas de Arica e Iquique (Coulbourn, 1981; Coulbourn & Moberly, 1977; Figura 5-1). Estos estudios revelaron el desarrollo de estas cuencas principalmente en el talud superior (polígonos de color naranja en la Figura 5-13), en donde se observa la deposición de las secuencias sedimentarias más jóvenes. Sin embargo, la extensión espacial de estas cuencas hacia el talud medio ya había sido respaldada por datos geofísicos analizados en el estudio de Reginato et al. (2020), como también en el capítulo 4 de este texto (pág. 44), y es documentada también con los resultados mostrados en el capítulo presente.

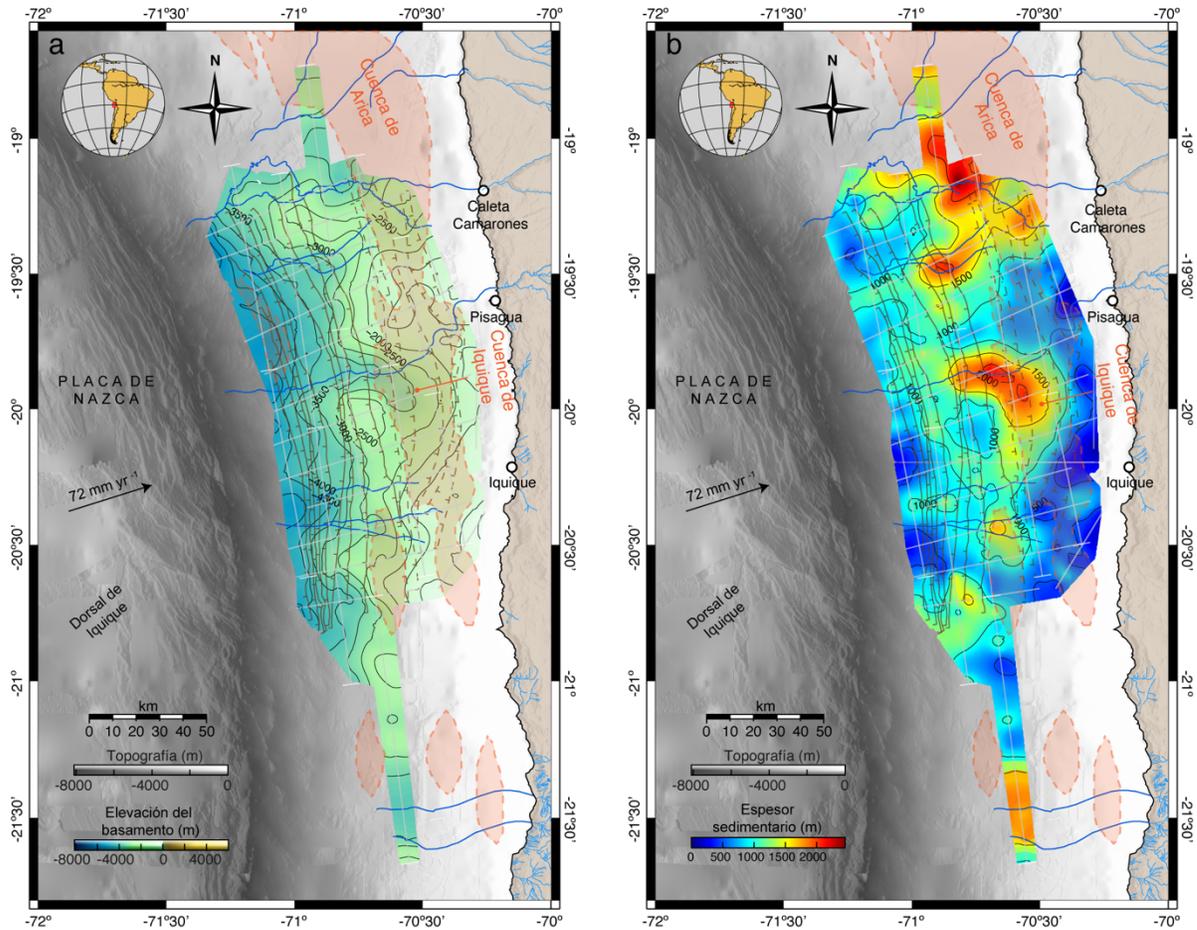


Figura 5-13. Elevación del basamento continental y espesor sedimentario en el área de estudio (vista en planta). Las grillas de color en ambos paneles corresponden a interpolaciones bilineales de la elevación del techo del basamento continental y espesor sedimentario interpretados desde las secciones sísmicas (presentadas como una grilla de líneas de color gris transparente). Las trazas de las fallas regionales interpretadas se muestran como líneas de color café. Las líneas de color azul muestran los canales submarinos principales en el área de estudio. La ubicación de las cuencas de Arica e Iquique según Coulbourn (1981) se muestran como polígonos rellenos de color naranja.

El panel derecho de la Figura 5-13 muestra el espesor sedimentario en una vista en planta, según una interpolación lineal del espesor total observado en cada una de las secciones sísmicas analizadas en este capítulo (Figura 5-1). El panel izquierdo de la Figura 5-13 muestra la morfología del basamento continental, obtenida desde la interpolación de la elevación del techo del basamento continental interpretado en cada perfil sísmico. La distribución del espesor sedimentario muestra la presencia de dos grandes depocentros, cuya ubicación es consistente con la ubicación latitudinal de las cuencas de Arica e Iquique identificadas por Coulbourn (1981). Estos dos depocentros se encuentran separados por zonas de menor espesor (500-1.000 m) que se corresponden con zonas de altos morfológicos observados tanto en el suelo oceánico como en la morfología del basamento continental (Figura 5-13a). Estos depocentros se extienden más allá del talud superior, en dirección

hacia la fosa, sobrepasando la cobertura inferida por Coulbourn (1981) hacia el talud medio. Los depocentros albergan hasta 2.500 y 2.000 m, respectivamente (Figura 5-13b) y se ubican aproximadamente bajo la transición entre el talud medio y el talud superior, extendiéndose en un radio aproximado de 50 km.

La extensión de los depocentros de las cuencas de Arica e Iquique hacia el talud medio no es deducible desde la observación exclusiva de la batimetría, donde la topografía del suelo oceánico es rugosa debido a la presencia de grandes escarpes de falla. En el talud superior, en contraste, la topografía es suave y uniforme, sugiriendo la presencia de cuencas parcial o totalmente rellenas. Además de los depocentros principales, se observan hasta cinco depocentros de menor escala y espesor sedimentario y que están, en su mayoría, ligados también a las áreas abarcadas por las cuencas de Arica e Iquique (Figura 5-13b). Dos de estos depocentros están asociados a la cuenca de Arica, ubicados al sur-este y sur-oeste del depocentro principal³, respectivamente. Otros dos depocentros están asociados a la porción sur de la cuenca de Iquique, mostrando una continuidad de esta en dirección sur-oeste desde el depocentro principal (hacia el talud medio). La última depresión observada, desapegada de las cuencas de Arica e Iquique, se ubica en el extremo sur del área de estudio (~21,5°S) y alberga hasta 1.500 m de sedimentos (Figura 5-13b). Sin embargo, esta depresión no ha sido documentada en estudios anteriores y se encuentra respaldada solo por los datos sísmicos de uno de los perfiles sísmicos (MC03), por lo que se requiere mayor información para confirmar la presencia de una cuenca de escala similar a las cuencas de Arica o Iquique al sur de los 21°S en el norte de Chile.

Los depocentros principales, asociados a las cuencas de Arica e Iquique, se encuentran sistemáticamente limitados al este (NS3) y al oeste (NS7 y NS8) por zonas de falla paralelas al margen (Figura 5-13b). Esta observación sugiere un control tectónico en el origen y evolución de las cuencas de Arica e Iquique mediante fallas normales, probablemente originadas desde el régimen tensional causado por un margen erosivo.

5.4.2. Formación de las cuencas sedimentarias

Si bien la formación de cuencas sedimentarias ha sido mayormente estudiada en márgenes acrecionarios, estas también se han desarrollado en márgenes erosivos, como en los del noreste de Japón, Centroamérica, y Sudamérica (Noda, 2016; Stern, 2002). Se postula en este trabajo que la formación de las cuencas sedimentarias en el área de estudio está relacionada a la subducción de altos topográficos de la corteza oceánica que funcionan como rugosidades o asperezas que erosionan la corteza continental desde su base. En este sentido, la erosión basal por subducción se encuentra probablemente controlando o, al menos, facilitando la formación de cuencas a través de subsidencia local o regional. La subsidencia del talud continental está respaldada por el fallamiento

³ Depocentro principal de la porción de la cuenca de Arica revelada en el área de estudio. Sin embargo, este depocentro no corresponde al principal de la cuenca de Arica, el cual se encuentra más al norte y alberga hasta 4.000 m de sedimentos (Coulbourn, 1981; González, 1989).

normal sistemático observado en estudios anteriores en el norte de Chile (Adam & Reuther, 2000; Delouis et al., 1998).

Las secciones sísmicas de estudios previos han revelado una fosa casi desprovista de sedimentos en todo el norte de Chile (Coulbourn & Moberly, 1977; Geersen et al., 2015; Geersen, Ranero, Klaucke, et al., 2018; Moberly et al., 1982; Ranero et al., 2006; Reginato et al., 2020; Sallarès & Ranero, 2005; von Huene et al., 1999), mostrando espesores menores a 500 m. Si se considera que los escarpes de falla que bordean las estructuras *horst* y *graben* en la zona del *Outer Rise* tienen alturas de entre 0,5 a 1,5 km, el bajo volumen de sedimentos en la fosa implica que no existe material suficiente que pueda rellenar y suavizar la topografía rugosa de la placa oceánica previo a la subducción. Adicionalmente, el desplazamiento de las fallas incluso incrementa la rugosidad de los *horst* y *graben* una vez que la placa oceánica entra en subducción (Sallarès & Ranero, 2005; Tsuru et al., 2000; von Huene et al., 1999; von Huene & Ranero, 2003). Estas características incrementan la rugosidad de la placa oceánica, lo cual promueve erosión basal de la placa superior como un mecanismo que podría controlar la subsidencia (Sallarès & Ranero, 2005; von Huene & Ranero, 2003). Sin embargo, este mecanismo por sí solo no es capaz de explicar las variaciones espaciales que se observan en la distribución de los depocentros asociados a las cuencas de Arica e Iquique (Figura 5-13b). Para explicar la distribución heterogénea de los distintos depocentros, se sugiere que la subsidencia general producida por la rugosidad de la placa inferior se encuentra superpuesta con una subsidencia incrementada local o regionalmente debido a erosión basal aumentada producida por la subducción de montes submarinos (p. ej. Contreras-Reyes & Carrizo, 2011; Geersen et al., 2015), topografía relevante y/o una corteza oceánica engrosada bajo la Dorsal de Iquique (Contreras-Reyes, Obando-Orrego, et al., 2021; Myers et al., 2022).

La subducción de la Dorsal de Iquique ha sido estudiada anteriormente y podría ser responsable de la formación de las cuencas de antearco marinas en el área de estudio a través de erosión basal y colapso de la placa superior posteriormente a la subducción del relieve oceánico. Además de la distribución de cuencas resultante desde este trabajo (sección 5.4.1), estudios previos basados en el análisis de datos batimétricos, sísmicos y gravimétricos sugieren que no existen grandes depresiones ni cuencas desarrolladas sur de los $\sim 20^{\circ}30'S$ (Coulbourn, 1981; Coulbourn & Moberly, 1977; Maksymowicz et al., 2018). Esta observación puede ser explicada si se considera la migración hacia el sur del punto de colisión de la Dorsal de Iquique con respecto al margen continental en el norte de Chile (Bello-González et al., 2018). Según este estudio y, debido a que el punto de colisión de la Dorsal de Iquique se encuentra actualmente a los $\sim 20^{\circ}30'S$, no existen montes submarinos asociados a la Dorsal de Iquique que hayan subductado aún hacia el sur de esta latitud. Si la subducción de la Dorsal de Iquique fuera efectivamente la responsable de la formación de las cuencas de Arica e Iquique y, de acuerdo a la velocidad de migración del punto de colisión de la dorsal con respecto al margen (50-100 km/Ma; Bello-González et al., 2018), entonces la formación de las cuencas debió haber ocurrido posterior a 3-6 Ma. Adicionalmente, Maksymowicz et al. (2018) interpretó una segmentación latitudinal alrededor de los $\sim 20^{\circ}30'S$, donde se observa una disminución abrupta de la anomalía de gravedad de aire libre y densidad promedio de la cuña continental bajo el talud medio. Se sugirió que estos cambios fueron causados por alteraciones en

los procesos geodinámicos, como la curvatura del Codo de Arica o la subducción de la Dorsal de Iquique.

5.4.3. Distribución de unidades sedimentarias

La Figura 5-14 muestra la distribución en planta del espesor sedimentario total (panel superior izquierdo, Figura 5-14a) y del espesor de cada una de las secuencias sedimentarias por separado (Figura 5-14b, Figura 5-14c y Figura 5-14d). Se puede observar que la unidad sedimentaria más antigua SU1 se encuentra distribuida como una cadena de zonas de mayor espesor sedimentario (de hasta ~1.800 m y ~1.300 m en los depocentros asociados virtualmente a las cuencas de Arica e Iquique, respectivamente), paralela al margen y limitada espacialmente de manera casi exclusiva al talud medio. Esta unidad no había sido identificada anteriormente como parte de las cuencas presentes en el área de estudio en los estudios anteriores, ya que se encuentra enterrada y se ubica casi completamente hacia el oeste de las cuencas documentadas (polígonos de contorno punteado de color morado en la Figura 5-14b; Coulbourn, 1981). Los depocentros principales de SU1 se encuentran limitados al oeste por zonas de falla como NS7 y NS8, y al este por estructuras como NS4 y NS5. Es posible que fallas como estas hayan controlado el origen y evolución de los bordes de la cuenca presente en el talud en el momento de la deposición de SU1.

Debido al dinamismo del margen a escala geológica, es probable que SU1 se haya depositado en una zona de topografía más plana (i.e. talud superior de la época) y que hoy en día se encuentre espacialmente asociada al talud medio.

La unidad SU2 se encuentra espacialmente distribuida también como una cadena de depocentros paralela al margen pero ubicado en el talud superior, aproximadamente a 20 km al este de los depocentros definidos por la distribución de la unidad subyacente SU1 (Figura 5-14c). Estos depocentros se encuentran unidos por zonas de menor espesor y alcanzan hasta 1.600 m y 800 m de sedimentos acumulados en las cuencas de Arica e Iquique, respectivamente. Los depocentros principales de esta unidad se encuentran limitados por zonas de falla como NS1, NS2 o NS3 al este. Al oeste estos depocentros se encuentran limitados por estructuras como NS4 y NS5, las que a su vez son consistentes con la ubicación del alto estructural norte-sur (Figura 5-3 a Figura 5-7), que ya había sido identificado en estudios anteriores como un rasgo regional relevante en la morfología del antearco marino (Coulbourn & Moberly, 1977; Geersen, Ranero, Klauke, et al., 2018; C. Li, 1995).

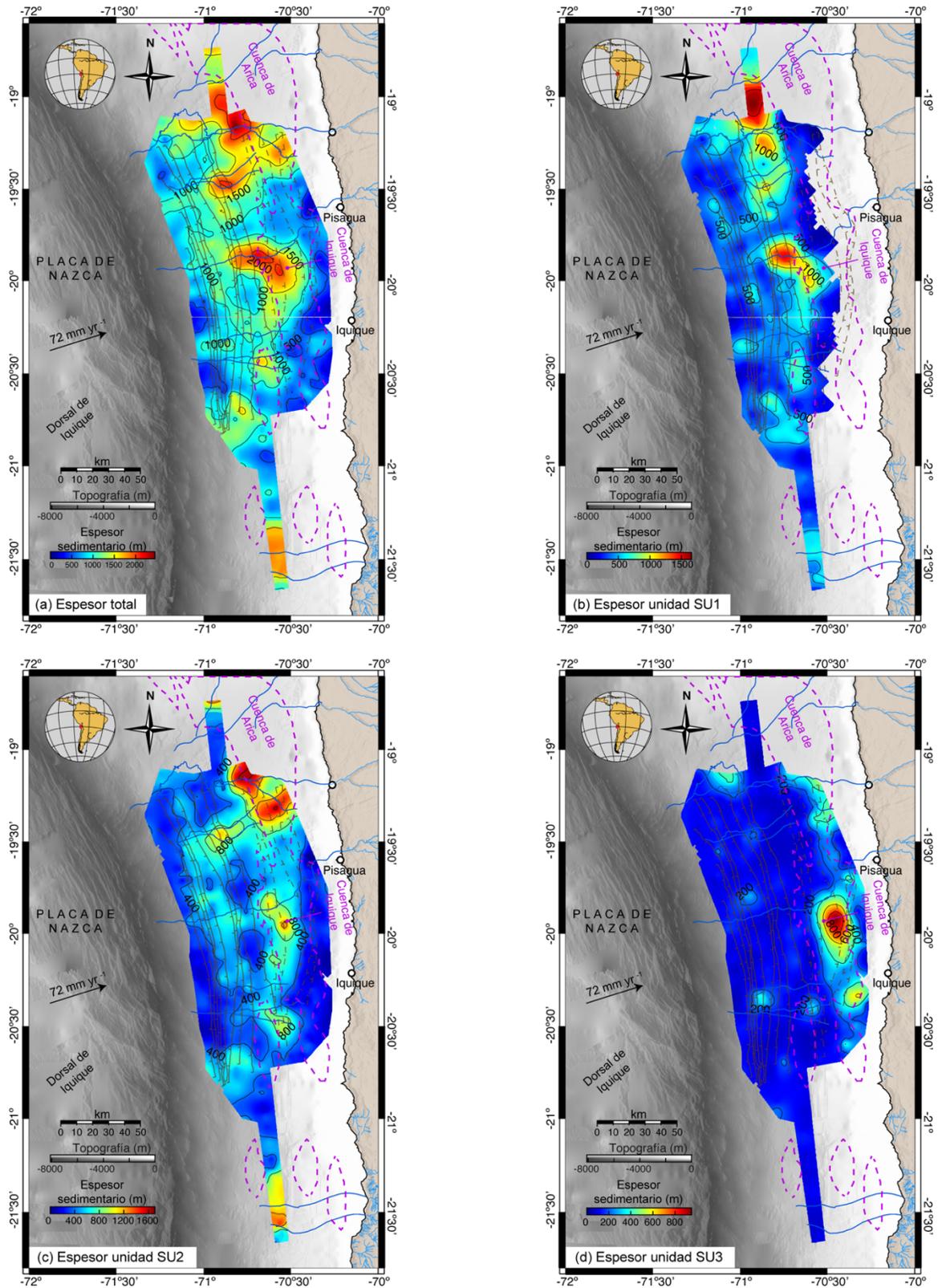


Figura 5-14. Espesor sedimentario de las distintas unidades estratigráficas (vista en planta). Las grillas de color representan interpolaciones bilineales del espesor sedimentario total (a), de la unidad SU1 (b), SU2

(c) y SU3 (d), interpretados en cada una de las secciones sísmicas procesadas (ver ubicación en Figura 5-1). Notar que, para una mejor visualización, cada una de las figuras tiene su propia escala de valores para los espesores correspondientes. Las trazas de las zonas de fallas regionales interpretadas se muestran como líneas de color café. Las líneas de color azul muestran los canales submarinos principales en el área de estudio. La ubicación de las cuencas de Arica e Iquique según Coulbourn (1981) se muestran como líneas de contorno punteadas de color morado.

Como ya se describió anteriormente, la unidad SU2 presenta estratos de crecimiento y empinamiento de las capas sedimentarias hacia esta elevación estructural, lo que indica que la deposición de esta unidad sedimentaria se produjo de manera sintectónica con un proceso de deformación ocurriendo entre el talud medio y talud superior. Esta deformación pudo haberse producido por subsidencia o alzamiento del alto estructural. De cualquier manera, esta estructura en conjunto con sistemas de fallas como NS4 y NS5 parecen haber jugado un rol relevante en la morfología somera del antearco marino a través de la contención de los sedimentos depositados y la obstaculización del flujo de sedimentos hacia el talud medio e inferior. Este rasgo pudo haber sido incluso relevante para la formación y evolución de la cuenca definida en el momento de la deposición de la unidad más vieja, SU1, en una configuración con el alto estructural ubicado a unos 15-20 km hacia el oeste con respecto a la ubicación actual.

Las zonas de mayor espesor sedimentario correspondientes a la unidad más joven, SU3, se encuentran ubicadas en el talud superior y aproximadamente a 10 km hacia el este de los depocentros observados para la unidad sobreyacente SU2 (Figura 5-14d). El depocentro principal de esta unidad, ubicado en la zona asociada a la cuenca de Iquique, alcanza unos 800 m de espesor y se encuentra acotado a un área coincidente con una depresión en el basamento continental de alrededor de 20 km de radio (Figura 5-13a). Debido a la aparente migración sistemática de los depocentros en el tiempo hacia el este, no es posible observar el depocentro asociado a la unidad SU3 y a la cuenca de Arica, puesto que se aleja del área cubierta por los datos sísmicos. SU3 se encuentra limitada al oeste por zonas de falla como NS4 y al este por rasgos como NS1. Es posible que la extensión hacia el talud medio e inferior de la zona de mayor espesor sedimentario de SU3 se haya visto limitada por la presencia del alto estructural, el cual puede haber funcionado como una barrera para el flujo de sedimentos desde el talud superior hacia el talud medio e inferior.

En general, la extensión de depresiones en el basamento y espesores sedimentarios relevantes hacia el talud medio parece estar condicionada principalmente por la ubicación de la unidad sedimentaria más antigua (SU1), ya que las unidades más jóvenes SU2 y SU3 se encuentran depositadas principalmente en el talud superior. En la configuración actual, los sedimentos provenientes desde el continente parecen haber rellenado las depresiones formadas mayoritariamente en el talud superior, favorecido además por una pendiente leve del suelo oceánico.

5.4.4. Migración de depocentros en el antearco marino

La Figura 5-15 presenta la ubicación de los principales depocentros en el área de estudio para cada una de las unidades sedimentarias interpretadas (color azul: SU3; morado: SU2; celeste: SU1). Si consideramos que la unidad SU1 y SU3 corresponden a las unidades más antiguas y jóvenes, respectivamente; desde la figura se observa una migración temporal y espacial de los depocentros asociados a las cuencas de Arica e Iquique hacia el este. La migración más clara es la observada para la cuenca de Iquique, puesto que la distribución del depocentro principal para la unidad SU3 de la cuenca de Arica se ubica probablemente en el talud superior y fuera de la cobertura de los datos sísmicos. Tanto para la cuenca de Arica como para la de Iquique, se nota una migración aproximada de ~5-20 km del eje de máximo espesor sedimentario entre los tiempos asociados a la deposición de SU1 y SU2. Para la cuenca de Iquique, se observa, además, una migración adicional de alrededor de ~5-10 km de su depocentro entre los tiempos asociados a la deposición de SU2 y SU3. La migración total estimada del depocentro asociado a la cuenca de Iquique es de unos ~10-30 km entre los tiempos de deposición asociados a la deposición de SU1 y SU3. La migración del eje de máximo espesor en las unidades sedimentarias de las cuencas en el antearco marino del norte de Chile ya había sido advertida y documentada en estudios anteriores, encontrando valores de unos ~10-20 km de migración hacia el este para los intervalos sedimentarios interpretados para las cuencas de Arica e Iquique (Coulbourn, 1981; Coulbourn & Moberly, 1977; Seely, 1979). La distancia migrada obtenida en este trabajo es entonces consistente con los trabajos anteriores, en los cuales se describe la migración del eje de máximo espesor en dirección a la costa como resultado del alzamiento del alto estructural y la rotación e inclinación de las unidades sedimentarias ubicadas al este como resultado de subsidencia.

La migración de depocentros en el tiempo asociados a cuencas de antearco puede argumentarse en función de distintos factores (p. ej. alzamiento y rotación de un alto topográfico y/o subsidencia del área circundante; compactación de los sedimentos; cambios en la ubicación de la fuente de la sedimentación, etc.) y se ha estudiado mayormente en márgenes acrecionarios. Sin embargo, también es posible analizar estas características en márgenes erosivos, como el del norte de Chile (Stern, 2002). Se ha indicado que la migración de los depocentros en márgenes no acrecionarios puede ocurrir tanto hacia el mar como hacia la costa (Noda, 2016). Se ha sugerido que, en márgenes donde la erosión basal domina sobre la erosión frontal, los depocentros tienden a mantener su posición en el tiempo o incluso migrar hacia la costa (p. ej. Oakley et al., 2008). Esta condición es consistente con nuestros resultados, en donde se observa una migración hacia la costa de los depocentros principales en un margen donde la erosión basal debido a la subducción de una topografía irregular y montes submarinos es relevante.

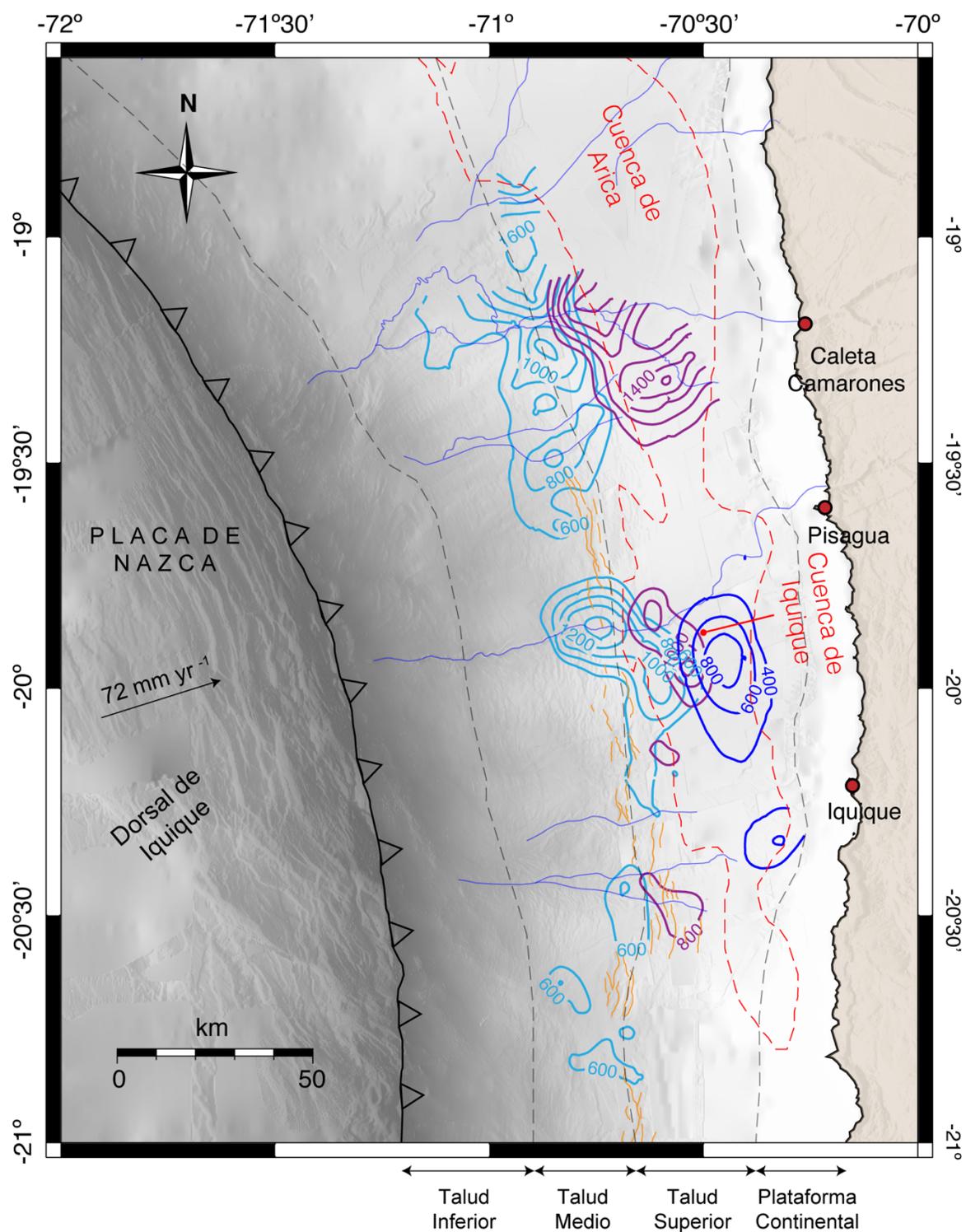


Figura 5-15. Migración de depocentros en el tiempo. Los depocentros principales correspondientes a cada una de las unidades sedimentarias interpretadas se muestran como líneas de contorno de espesor sedimentario (color azul: SU3; morado: SU2; celeste: SU1). Las líneas delgadas de color azul muestran los canales submarinos principales en el área de estudio. La ubicación de las cuencas de Arica e Iquique según Coulbourn (1981) se muestran como polígonos de contorno punteado y de color rojo. La traza en planta del

ridge norte-sur, interpretado por Geersen, Ranero, Klauke, et al. (2018) se muestra como líneas de color naranja.

Una de las características principales en un margen erosivo es que la tectónica extensional permite producir espacios de acomodación para sedimentos mediante subsidencia y formación de depresiones en el basamento continental. En este trabajo se propone la formación de las cuencas de antearco marino en el norte de Chile predominantemente debido a subsidencia como consecuencia de erosión basal debido a la subducción de topografía irregular (ver sección 5.4.2). En este contexto, la migración de los depocentros podría explicarse por la erosión por subducción en un margen dinámico con una rápida convergencia entre placas. Un alto batimétrico en la placa oceánica puede comportarse como una aspereza en la interfaz de subducción. Cuando esta elevación topográfica se desplaza en dirección a la costa provoca el colapso de la placa superior detrás de este, produciendo a su vez el adelgazamiento de la corteza continental y subsidencia que se propaga hasta la superficie (Kukowski & Oncken, 2006). En el largo plazo, este alto batimétrico va dejando una estela de colapso y subsidencia detrás (a una tasa aproximada de 0,2 km/Ma; Kukowski & Oncken, 2006), que favorece la formación de cuencas en el talud continental. La migración del eje máximo de espesor podría estar producida, a su vez, por la migración del alto estructural hacia el este (líneas de color naranja en la Figura 5-15) en un talud que se encuentra colapsando como consecuencia de la erosión basal. La migración hacia el este del alto estructural de orientación norte-sur es inferida en este trabajo por la diferencia entre la posición actual del alto estructural y el borde oeste del depocentro correspondiente a la unidad más antigua SU1 (Figura 5-15). Si esta estructura ha jugado efectivamente un rol histórico como barrera para la contención de los sedimentos en su lado oriental y para el transporte de sedimentos hacia el talud inferior y fosa (sección 5.3.1), la desalineación entre la ubicación actual del alto estructural y el borde oeste del depocentro de SU1 significaría que el *ridge* ha migrado alrededor de ~10-20 km hacia el este. El origen de esta migración se puede atribuir en principio a la erosión por subducción a través del empinamiento del talud inferior y talud medio como consecuencia de la remoción de material de manera frontal y basal. La migración de los depocentros como consecuencia de la migración del alto estructural podría estar superpuesta a procesos de rotación e inclinación del *ridge* y unidades sedimentarias por efecto de la subsidencia en su lado este (Coulbourn, 1981; Coulbourn & Moberly, 1977; Seely, 1979). Al este de este rasgo, la sedimentación y formación de cuencas se ven favorecidas por la subsidencia y el encajonamiento de los sedimentos en el talud superior.

La migración del eje de máximo espesor en dirección a la costa en el tiempo es consistente con un historial de migración del eje de la fosa, de la línea de costa y arco magmático en un margen erosivo (Kukowski & Oncken, 2006). La deposición de los estratos de manera retrogradacional (onlap) de las unidades sedimentarias hacia el continente es coherente con transgresión (Catuneanu et al., 2011), el aumento sistemático documentado del nivel del mar desde el Mioceno en el norte de Chile (Le Roux et al., 2005) y la migración del eje de máximo espesor en dirección a la costa. Si se considera que el arco magmático ha migrado a una tasa estimada de 1 km/Ma en el norte de Chile (Kukowski & Oncken, 2006) y se asume que la migración de los depocentros y posición del alto estructural se ha producido a una tasa similar, es posible estimar que la posición del depocentro

correspondiente a SU1 y alto estructural hace 20 Ma se encontraban alrededor de 20 km al oeste de la ubicación actual. Esta estimación es consistente con el cálculo de la distancia total migrada entre la deposición de SU1 y SU3.

La migración de los depocentros hacia el este implica que los depocentros antiguos se entierran progresivamente en el fondo de la capa sedimentaria. Si la hipótesis de que el corrimiento de la posición del alto estructural actúa como un factor clave para la contención de los sedimentos provenientes del continente y, en consecuencia, la migración del eje de máximo espesor hacia el este en el talud superior es correcta, entonces la columna sedimentaria está aumentando su potencia con el tiempo. Esto implica que las unidades más antiguas (como SU1 en este caso) se desplazan hacia el talud medio e inferior a través del sector más profundo de la columna sedimentaria. Además, si ocurre un alzamiento del alto estructural, algunas de estas unidades antiguas podrían integrarse en la base de esta elevación, funcionando como una especie de cinta transportadora en sentido horario en el talud superior. En este escenario, nuevas unidades se formarían en la parte superficial, con el eje de máximo espesor migrando hacia el este, mientras que las unidades más antiguas quedan enterradas y se desplazan relativamente hacia el mar en las partes más profundas. Estas unidades serían transportadas hacia el talud medio-inferior y eventualmente recicladas en el prisma frontal y fosa, contribuyendo a las irregularidades de la placa oceánica en subducción en un margen erosivo.

5.4.5. Origen, edad y distribución de los sedimentos

La distribución de los sedimentos en el talud continental está estrechamente relacionada a la cantidad de sedimentos suministrada al área y al espacio de acomodamiento disponible para soportar estos sedimentos (Contardo et al., 2008; Dickinson, 1974; Dickinson & Seely, 1979; Ingersoll, 1988). Como se mostró en las secciones anteriores, la distribución de sedimentos muestra variaciones a lo largo del área de estudio y los depocentros más importantes en el área de estudio están asociados a las cuencas de Arica (~19°S) e Iquique (~20°S) (Figura 5-13b). Estos dos depocentros principales y otros cinco depocentros de menor escala (ver sección 5.4.1) se correlacionan, además, con la ubicación de depresiones del basamento continental de hasta 1 km de profundidad con respecto al entorno (Figura 5-13a). En general, estos depocentros son consistentes también con la presencia de canales submarinos observados desde la batimetría de alta resolución y secciones sísmicas (líneas de color azul en la Figura 5-13b). La distribución de sedimentos en el área de estudio es consistente entonces con depresiones en el basamento (espacios de acomodamiento disponible) y con la ubicación de canales submarinos que han funcionado como la fuente de sedimentación. En el área de estudio se ubican tres canales submarinos importantes para el transporte de sedimentos desde el continente: el canal de Pisagua (O Tana) que corresponde a la continuación submarina del río Tana en tierra (norte de Pisagua ~19,5°S; Figura 5-1); el canal de Camarones, más al norte, que corresponde a la continuación submarina del río Camarones en tierra (~19,2°S; Figura 5-1); y el canal correspondiente a la continuación submarina del Río Loa (~21,4°S; Figura 5-1). Existe una clara correlación entre la ubicación los dos depocentros más

importantes del área de estudio (sector sur de la cuenca de Arica a los $\sim 19^{\circ}\text{S}$ y sector central de la cuenca de Iquique a los $\sim 20^{\circ}\text{S}$) y la ubicación de los dos primeros canales submarinos (Figura 5-13b). La ubicación del tercer canal submarino (Loa), que se encuentra casi en el límite sur del área de cobertura de los datos hacia el sur, igualmente es consistente con una parte de un depocentro observado en la línea sísmica MC03, el cual alcanza a mostrar un espesor sedimentario de al menos 1.500-2000 m (Figura 5-13b). A excepción de esta cuenca virtualmente identificada frente a la desembocadura del Río Loa a los $21,5^{\circ}\text{S}$, la ausencia de cuencas en el antearco marino al sur de los $20,5^{\circ}\text{S}$ es consistente con el cambio entre un sistema de drenaje terrestre exorreico al norte de Iquique, hacia un sistema de drenaje predominantemente endorreico entre los 20°S y los $26,5^{\circ}\text{S}$ (García et al., 2011). Esta condición corresponde a un cambio abrupto en el suministro de sedimentos desde el continente hacia el antearco marino al sur de los 20°S y realza la importancia de los cañones submarinos como un factor relevante en el suministro de sedimentos para las cuencas de antearco. Los canales submarinos mencionados en el área de estudio han probablemente proveído de sedimentos de origen terrestre desde el continente mediante corrientes de turbiditas, como fue sugerido por Coulbourn & Moberly (1977) para la cuenca de Arequipa, al sur de Perú. Si este es el caso, los eventos climáticos históricos que han ocurrido en los Andes Centrales (como las lluvias altiplánicas) en un contexto climático general de hiper aridez han jugado un rol importante para el suministro de sedimentos hacia el antearco marino en el norte de Chile. Si bien la correlación entre la ubicación de depocentros y cañones submarinos como continuación de ríos desde el continente es clara, la red de drenaje comprendida por canales submarinos puede jugar un rol clave para la distribución de estos sedimentos hacia el resto del antearco marino. Un ejemplo de esta situación se puede observar en torno al codo de Arica, donde una red de drenaje bien desarrollada permitió la distribución y acumulación de sedimentos con espesores de hasta 4.000 m (Madella et al., 2018).

A falta de un mecanismo como las glaciaciones, donde la disminución del nivel del mar durante estas ha permitido el transporte directo de sedimentos desde el continente hacia el talud inferior y fosa en la zona centro-sur de Chile (Blumberg et al., 2008), el transporte de sedimentos hacia la fosa en el área de estudio es muy bajo. Debido al alzamiento relativo del *ridge* norte-sur en el área de estudio, que actúa como un obstáculo para el transporte de sedimentos desde el talud superior hacia la fosa, la mayoría de los sedimentos parecen haber quedado atrapados en el talud superior. Sin embargo, creemos que los sedimentos de menor espesor que se observan en el talud medio e inferior se han transportado a través de la misma red de canales submarinos, cuya incisión en el suelo oceánico parece haber traspasado las rugosidades del suelo oceánico, permitiendo el flujo menor de sedimentos en dirección a la fosa (Figura 5-13a). Estos sedimentos remanentes han quedado atrapados en las depresiones presentes en el talud medio e inferior, y eventualmente mezclados con detritos y rocas fracturadas como resultado de la erosión frontal y basal afectando al borde del margen. De esta manera, el flujo de sedimentos restantes que llega efectivamente a la fosa es muy menor, promoviendo a su vez la erosión frontal y basal.

A escala regional existe evidencia de subsidencia en el antearco marino; la sumersión o hundimiento de la Cordillera de la Costa y la convergencia de los sistemas de drenaje (terrestres y

submarinos) alrededor del Codo de Arica (C. Li, 1995; Madella et al., 2018). Estas condiciones son consistentes con la ubicación y gran escala de la cuenca de Arica, cuyo depocentro principal no se alcanza a observar con los datos sísmicos utilizados, pero alcanza hasta 4.000 m de espesor sedimentario (Coulbourn, 1981; E. González, 1989; Maksymowicz et al., 2018), en comparación con la cuenca de Iquique que alberga hasta 2.000 m de sedimentos en su depocentro (Figura 5-13b). Madella et al. (2018) han explicado la diferencia en el tamaño de las cuencas de Arica e Iquique en términos del suministro de sedimentos a las secciones del antearco marino correspondientes. El flujo de sedimentos desde el continente hacia el antearco marino frente a la costa de Iquique se habría visto, además, interrumpido u obstaculizado por el alzamiento de la Cordillera de la Costa desde el Oligoceno superior (~25 Ma), la cual se habría comportado como una barrera topográfica que disminuyó sustancialmente la cantidad de sedimentos depositados desde el Mioceno y previo a la incisión de los ríos en el antearco desde los ~10 Ma. Estas características no habrían sucedido frente a Arica debido a la ausencia de la Cordillera de la Costa, lo que facilitó el flujo de sedimentos provenientes desde la Cordillera Occidental, provocando un aumento significativo de aporte sedimentario hacia el antearco marino frente al Codo de Arica en comparación con el área frente a Iquique (Madella et al., 2018). La subsidencia observada en el Codo de Arica ha sido interpretada anteriormente como el resultado de una erosión por subducción aumentada debido a la subducción de la dorsal de Iquique (Contreras-Reyes, Obando-Orrego, et al., 2021; Schweller et al., 1981).

Aunque no es posible determinar una secuencia temporal absoluta y certera con respecto a la deposición de las distintas unidades sedimentarias y actividad tectónica debido a la falta de datos geocronológicos, es posible estimar una edad relativa de la cuenca de Iquique y las distintas unidades sedimentarias que las rellenan en base a la información recopilada y procesada en este trabajo. La tasa de sedimentación estimada para el área costa afuera de Iquique es de ~0,1 cm/a (o ~1 km/Ma) (Muñoz et al., 2004). Considerando esta tasa de sedimentación y un espesor de las unidades sedimentarias interpretadas de ~1.500 m, ~1.000 m y ~1.000 m para las unidades SU1, SU2 y SU3 en su depocentro, respectivamente, podemos estimar un tiempo de deposición de ~1,5 Ma para SU1 y ~1 Ma tanto para SU2 como para SU3. Esto nos indica que, sin considerar otros factores, el tiempo mínimo esperado para la deposición de todos los sedimentos acumulados en la cuenca de Iquique es del orden de 3,5 Ma (Figura 5-13b). Sin embargo, a juzgar por los distintos estilos de deformación y por las discordancias observadas en los contactos entre cada unidad, es poco probable que la deposición de estas unidades se haya realizado de manera consecutiva y continua. Debido a la migración de los depocentros en el tiempo, es justo suponer que los tiempos intermedios entre el inicio de la deposición de cada unidad es variable. Si suponemos que el motivo principal de la migración de los depocentros se debe a la erosión por subducción y migración del *ridge* norte-sur hacia el este (sección 5.4.3), debemos considerar también las tasas de subsidencia del antearco (~0,2 km/Ma en el norte de Chile; Kukowski & Oncken, 2006) y de convergencia entre las placas (~100 km/Ma promedio desde el Mioceno superior; Quiero et al., 2022). Debido a la rapidez con que se mueven los altos batimétricos de la placa oceánica en subducción en comparación a la tasa en que colapsa la placa superior como resultado de la erosión basal, se puede considerar que la subsidencia ocurre casi simultáneamente en todo el talud superior una vez que

subduce una elevación topográfica relevante. En este contexto, si consideramos una subsidencia total de unos 2 km para la cuenca de Iquique, entonces se requerirían alrededor de 10 Ma para generar el espacio de acomodación para los sedimentos albergados. Si consideramos, además, una tasa de migración del eje de la fosa en el margen del norte de Chile aproximada de 1 km/Ma (Kukowski & Oncken, 2006) y la utilizamos para la migración del *ridge* norte-sur, podemos inferir desde la Figura 5-15 que el inicio de la deposición de SU1 pudo haber ocurrido en algún momento entre ~10-20 Ma (sección 5.4.3; Figura 5-15). Estos tiempos se podrían ver incluso disminuidos si consideramos que la subducción de montes submarinos asociados a la Dorsal de Iquique pudiera haber incluso aumentado localmente las tasas de erosión y subsidencia en los últimos millones de años. Esta edad estimada es concordante con el orden de tiempo estimado necesario para generar los espacios de acomodación (10 Ma).

Sabemos desde estudios anteriores que el inicio del alzamiento de la Cordillera de la Costa a los 25 Ma disminuyó sustancialmente la sedimentación hacia el mar de las unidades estrato-volcánicas del Oligoceno superior-Mioceno provenientes desde la Cordillera Occidental, las cuales quedaron limitadas a depositarse en la Depresión Central (Farías et al., 2005; Madella et al., 2018; Wörner et al., 2002). Junto con el fin de la deposición de las unidades estrato-volcánicas alrededor de los ~10 Ma, el inicio de la incisión de los ríos en el antearco produjo que el flujo de sedimentos erosionados desde la Cordillera comenzara a aumentar lentamente hacia el antearco marino una vez que la incisión sobrepasase la elevación del área costera, lo cual se habría producido completamente alrededor de los 3,5 Ma para el río Tana (Kirk-Lawlor et al., 2013), que corresponde a la fuente principal de suministro de sedimentos hacia la cuenca de Iquique. Es muy probable entonces que la sedimentación hacia el antearco marino frente a la zona de Iquique haya permanecido en un volumen muy menor desde el Oligoceno superior-Mioceno, y se haya activado desde el Neógeno superior-Cuaternario a través del canal de Tana, lo cual es concordante con que el inicio de la deposición de SU1 pueda haber ocurrido cerca de los ~10 Ma. Adicionalmente, estudios previos sugieren que la hiper aridez en el norte de Chile comenzó a ser una condición climática estable solo desde el Mioceno superior (Evenstar et al., 2009; Kirk-Lawlor et al., 2013). Dado lo anterior y la migración de los depocentros en el tiempo (Figura 5-15), SU2 podría haberse depositado alrededor de los ~5 Ma durante un período de subsidencia y SU3 hace ~1 Ma en un ambiente post-tectónico. Las deposiciones de SU2 y SU3 pudieron haber ocurrido durante cambios de segundo orden en el estado climático hacia condiciones más húmedas. Una deposición contemporánea de SU3 podría explicar la baja deformación observada en esta unidad.

Dadas todas las suposiciones realizadas en este análisis grueso, no podemos descartar que el inicio de la deposición de SU1 haya ocurrido incluso antes del alzamiento del área costera en el Oligoceno superior-Mioceno Inferior, pero la estrecha correlación entre la localización de los depocentros y el canal o cañón de Tana (o Pisagua) para los depocentros de las tres unidades sedimentarias interpretadas nos hace pensar que la deposición de estas se produjo después del inicio de la incisión de los ríos en el antearco (~10 Ma).

5.1. Conclusiones

El procesamiento e interpretación de 20 secciones sísmicas ubicadas en el talud medio y superior entre los 19°S y 21,5°S, en el margen del norte de Chile revelaron la estructura somera detallada del antearco marino y añaden nuevas perspectivas con respecto la distribución, origen y evolución de las cuencas sedimentarias presentes en el talud medio y superior. Se analizaron tres unidades sedimentarias; dos depocentros principales asociados a las cuencas de Arica e Iquique y cinco depocentros de menor escala; un alto estructural de orientación norte-sur y un sistema de fallas normales que controla la morfología del talud.

La distribución de las estructuras interpretadas en las secciones sísmicas reveló la presencia de 2 depocentros principales y 5 depocentros de menor escala asociados, en general, a las cuencas de Arica e Iquique. Estos depocentros se encuentran separados por zonas de menor espesor (~500 m), están rellenos con tres secuencias sedimentarias de distintas edades y se encuentran correlacionados espacialmente con depresiones en el basamento continental y con los cañones submarinos más importantes en la red exorreica del norte de Chile. Entre los depocentros de se visualiza un depocentro a los ~21,5°S, no identificado anteriormente con espesores de al menos 1.500 m. Las cuencas observadas se extienden longitudinalmente desde el talud superior hasta el talud medio, cuya extensión hacia el talud medio está esencialmente determinada por la ubicación de la unidad sedimentaria más vieja, SU1. Los depocentros principales, alineados de manera paralela al margen, se encuentran sistemáticamente bordeados por sistemas de fallas orientadas en la misma dirección. Esta característica sugiere control tectónico en el origen y evolución de las cuencas de Arica e Iquique mediante fallas normales, probablemente originadas desde el régimen tensional causado por subsidencia en un margen erosivo. La presencia de un alto estructural en la transición entre el talud medio y superior, de extensión de al menos ~250 km a lo largo del margen, es consistente con la presencia de zonas de falla y parece jugar un rol relevante en la morfología del talud y en la evolución de largo plazo de las cuencas desarrolladas en el antearco marino. Las unidades sedimentarias ubicadas al este de este rasgo se encuentran acuñadas e inclinadas hacia el alto estructural, lo que sugiere que ha funcionado históricamente como una barrera para la contención de sedimentos en su lado oriental.

La distribución espacial de las tres unidades sedimentarias identificadas indica la migración hacia la costa de las cuencas ubicadas en el talud medio y superior en el tiempo. En particular, el eje de máximo espesor de la cuenca de Iquique muestra una migración total de entre 15 a 30 km entre la deposición de la unidad más antigua SU1 y más joven SU3. La formación de las cuencas observadas se debe probablemente a la subsidencia generada por erosión basal, la cual se ha producido por la subducción de una topografía rugosa e incrementada con la subducción de altos batimétricos relevantes (como montes submarinos) en un margen históricamente reconocido como un margen erosivo. Se sugiere en este trabajo que la migración de los depocentros en el tiempo se debe principalmente a la erosión por subducción, que produce la re-ubicación sistemática del eje de máximo espesor hacia el este. La presencia y posible migración del alto estructural norte-sur

han jugado un rol clave en este contexto, como una barrera para el flujo de sedimentos aguas abajo y la contención de sedimentos durante la deposición de las unidades ocurriendo en el talud superior.

La distribución de los sedimentos en el área de estudio obedece a dos factores principales: espacio de acomodamiento de las unidades sedimentarias y el suministro de sedimentos hacia estos espacios. La coherencia entre la ubicación de los depocentros y los principales canales submarinos indica que el suministro de sedimentos en el área de estudio obedece principalmente a la distribución de la red de drenaje proveniente desde el continente. Los tres depocentros principales son consistentes con la ubicación de los canales submarinos que corresponden a la continuación submarina de los tres únicos ríos que constituyen el sistema de drenaje exorreico entre los 20°S y 26°S (ríos Camarones, Tana y Loa). Aunque no es posible determinar una secuencia temporal absoluta y certera con respecto a la deposición de las distintas unidades sedimentarias debido a la falta de datos geocronológicos, la información recopilada indica que los sedimentos en el área de estudio se depositaron probablemente desde el Mioceno Superior-Cuaternario, posterior a la elevación de la Cordillera de la Costa desde en el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior y consecuente incisión y desembocadura de los ríos terrestres mencionados en el área de estudio.

Capítulo 6

Conclusiones generales

El margen en el norte de Chile ha sido ampliamente reconocido como un margen erosivo, cuya morfología refleja una tectónica predominantemente extensional debido a la erosión frontal y basal. Este trabajo estudia la estructura somera del antearco marino en el norte de Chile, entre los 19°S y 21°S con el fin de obtener nuevas perspectivas con respecto a la morfología del talud continental y su relación con los procesos ocurriendo en la interfaz de subducción.

El procesamiento de datos de sísmica multicanal de alta resolución permitió obtener imágenes sísmicas interpretables para un conjunto de perfiles ubicados en el área de estudio. Las principales conclusiones derivadas del estudio de la estructura general del antearco (capítulo 4) son las siguientes:

1. Se observa una estructura general con presencia de múltiples fallas normales y cuencas sedimentarias que son consistentes con un largo historial de un régimen tectónico extensional producido por la erosión por subducción que afecta el margen en el norte de Chile desde el Mesozoico.
2. Se revela una banda paralela a la fosa con mayor espesor sedimentario que contiene la cuenca previamente identificada como cuenca de Iquique. Esta cuenca contiene hasta 2.000 m de sedimentos en su depocentro ubicado bajo la transición entre el talud medio y superior. Esta cuenca se ubica principalmente en el talud superior, pero se extiende hacia el talud medio, lo que revela un desarrollo más complejo de lo previamente conocido para el área de estudio.
3. Las cuencas observadas se encuentran rellenas por tres unidades sedimentarias, las cuales muestran diferencias con respecto a magnitud y estilo de deformación, patrón de sedimentación y tiempos de deposición.
4. Se identificaron una serie de zonas de falla orientadas de manera aproximadamente paralela a la fosa. La correlación entre estas y la variación de las propiedades del margen sugiere que el origen y evolución de la morfología están controlados tectónicamente. Estas zonas de falla también segmentan el margen en la dirección perpendicular a la fosa, mostrando un aumento de la deformación y disminución de las velocidades de onda P de la corteza superior en dirección a la fosa, cuyas características son consistentes con el debilitamiento de la cuña continental en dirección a la fosa como resultado de la erosión tectónica.
5. Se observó una correlación entre el depocentro de la cuenca de Iquique (en base a una interpolación de primer orden), el área de mayor desplazamiento cosísmico durante el terremoto de Iquique de 2014 y el área donde se concentró la actividad precursora a la secuencia del mismo

terremoto. La correlación espacial entre zonas de alta fricción en la interfaz de subducción y cuencas de antearco en la placa superior ya ha sido observada anteriormente y podría corresponder a una característica relevante que requiere mayor análisis en estudios futuros.

Las principales conclusiones derivadas del estudio de la distribución y migración de depocentros en el antearco marino (capítulo 5) son las siguientes:

1. Se reveló la presencia de dos depocentros principales en el área de estudio y otros cinco depocentros de menor escala. Cuatro de los depocentros están asociados espacialmente a la cuenca de Arica e Iquique, se encuentran separados por zonas de menor espesor y se correlacionan con depresiones en el basamento continental. Los depocentros se observan alineados en dirección norte sur y de manera paralela al margen, extendiéndose desde el talud superior hasta la sección superior del talud medio.
2. La presencia de zonas de fallas normales de gran escala, cuya ubicación sugiere control tectónico de estas estructuras sobre el origen y evolución de las cuencas observadas. Estas fallas fueron probablemente originadas desde el régimen tensional causado por subsidencia en un margen dominado por erosión basal por subducción.
3. Un alto estructural orientación norte-sur y extensión regional a lo largo del margen. La evolución de esta elevación parece estar controlada por fallas de gran escala y podría jugar un rol relevante en la morfología del talud continental en el largo plazo. Las unidades sedimentarias ubicadas al este de este rasgo se encuentran acuñadas e inclinadas hacia el ridge, lo que sugiere que ha funcionado históricamente como una barrera de contención de sedimentos en su lado oriental.
4. La distribución de los depocentros de las cuencas documentadas indica la migración del eje de máximo espesor (depocentro) de las cuencas de Iquique y Arica en el tiempo. Se postula en este trabajo que, debido a la similitud de esta migración con la de, por ejemplo, el eje de la fosa y el arco volcánico, esta se debe principalmente a la erosión por subducción, la cual genera una reubicación sistemática del eje de máximo espesor en dirección a la costa. En este contexto, el *ridge* norte-sur y su posible migración hacia el este puede haber jugado un rol clave para mantener la sedimentación principal en su lado oriental (talud superior).
5. La coherencia espacial entre los depocentros y los principales canales correspondientes a las continuaciones submarinas del sistema de drenaje exorreico en el norte de Chile (ríos Camarones, Tana y Loa) indica que el suministro de sedimentos tiene origen continental. Si bien no es posible determinar la edad exacta de cada unidad sedimentaria debido a la falta de datos geocronológicos, los datos sugieren que las unidades sedimentarias se depositaron probablemente desde el Mioceno Superior-Cuaternario, posterior a la elevación de la Cordillera de la Costa desde en el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior y consecuente incisión y desembocadura de los ríos terrestres hacia el antearco marino.

Finalmente, este estudio ha permitido mejorar el entendimiento de la estructura somera en el antearco marino del norte de Chile. Las características halladas realzan la importancia del estudio de cuencas de antearco en márgenes erosivos. La geometría de las cuencas y sus propiedades permiten obtener nuevas perspectivas con respecto a la evolución del margen en relación a la sedimentación, deformación y procesos ocurriendo en la interfaz de subducción.

Bibliografía

- Adam, J., & Reuther, C. D. (2000). Crustal dynamics and active fault mechanics during subduction erosion. Application of frictional wedge analysis on to the North Chilean Forearc. *Tectonophysics*, 321(3), 297–325. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00074-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00074-3)
- Allmendinger, R. W., & González, G. (2010). Invited review paper: Neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera, northern Chile. *Tectonophysics*, 495(1–2), 93–110. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.04.019>
- Allmendinger, R. W., González, G., Yu, J., Hoke, G., & Isacks, B. (2005). Trench-parallel shortening in the Northern Chilean Forearc: Tectonic and climatic implications. *Bulletin of the Geological Society of America*, 117(1–2). <https://doi.org/10.1130/B25505.1>
- Alonso, R. N. (2017). Los salares de la puna argentina y su recurso minero. In C. M. Muruaga & P. Grosse (Eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán* (pp. 1018–1038).
- Amilibia, A., Sàbat, F., McClay, K. R., Muñoz, J. A., Roca, E., & Chong, G. (2008). The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal Of Structural Geology*, 30(12), 1520–1539. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.08.005>
- Angermann, D., Klotz, J., & Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3). [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00173-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00173-9)
- Arabasz, W. J. Jr. (1971). Geological and Geophysical studies of the Atacama fault zone in northern Chile. In *Geological and Planetary Science Department: Vol. Ph.D.*
- Armijo, R., Lacassin, R., Coudurier-Curveur, A., & Carrizo, D. (2015). Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. *Earth-Science Reviews*, 143, 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.01.005>
- Armijo, R., & Thiele, R. (1990). Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? *Earth and Planetary Science Letters*, 98(1), 40–61. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90087-E](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90087-E)
- Arriagada, C., Cobbold, P. R., & Roperch, P. (2006). Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics*, 25(1). <https://doi.org/10.1029/2004TC001770>
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., & Cobbold, P. R. (2008). Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view. *Tectonics*, 27(6). <https://doi.org/10.1029/2008TC002269>
- Bahlburg, H., Vervoort, J. D., du Frane, S. A., Bock, B., Augustsson, C., & Reimann, C. (2009). Timing of crust formation and recycling in accretionary orogens: Insights learned from the western margin of South America. *Earth-Science Reviews*, 97(1–4), 215–241. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.10.006>
- Baker, A., Allmendinger, R. W., Owen, L. A., & Rech, J. A. (2013). Permanent deformation caused by subduction earthquakes in northern Chile. *Nature Geoscience*, 6(6), 492–496. <https://doi.org/10.1038/NGEO1789>
- Bandy, O. L., & Rodolfo, K. S. (1964). Distribution of foraminifera and sediments, Perú-Chile trench area. *Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 11(5). [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(64\)90951-9](https://doi.org/10.1016/0011-7471(64)90951-9)

- Bangs, N. L., & Cande, S. C. (1997). Episodic development of a convergent margin inferred from structures and processes along the southern Chile margin. *Tectonics*, *16*(3).
<https://doi.org/10.1029/97TC00494>
- Barnes, J. B., & Ehlers, T. A. (2009). End member models for Andean Plateau uplift. In *Earth-Science Reviews* (Vol. 97, Issues 1–4). <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.08.003>
- Becerra, J., Arriagada, C., Contreras-Reyes, E., Bascunan, S., De Pascale, G. P., Reichert, C., Diaz-Naveas, J., & Cornejo, N. (2017). Gravitational deformation and inherited structural control on slope morphology in the subduction zone of north-central Chile (ca. 29–33 degrees S). *Basin Research*, *29*(6), 798–815. <https://doi.org/10.1111/bre.12205>
- Béjar-Pizarro, M., Socquet, A., Armijo, R., Carrizo, D., Genrich, J., & Simons, M. (2013). Andean structural control on interseismic coupling in the North Chile subduction zone. *Nature Geoscience*, *6*(6), 462–467. <https://doi.org/10.1038/NGEO1802>
- Bello-González, J. P., Contreras-Reyes, E., & Arriagada, C. (2018). Predicted path for hotspot tracks off South America since Paleocene times: Tectonic implications of ridge-trench collision along the Andean margin. *Gondwana Research*, *64*, 216–234.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.07.008>
- Blumberg, S., Lamy, F., Arz, H. W., Echtler, H. P., Wiedicke, M., Haug, G. H., & Oncken, O. (2008). Turbiditic trench deposits at the South-Chilean active margin: A Pleistocene-Holocene record of climate and tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, *268*(3–4).
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.02.007>
- Buchelt, M., & Tellez, C. (1988). The Jurassic La Negra Formation in the area of Antofagasta, northern Chile (lithology, petrography, geochemistry). In *The Southern Central Andes* (pp. 169–182). Springer.
- Buddin, T. S., Stimpson, I. G., & Williams, G. D. (1993). North Chilean forearc tectonics and cenozoic plate kinematics. *Tectonophysics*, *220*(1–4). [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90231-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90231-8)
- Carrizo, D., González, G., & Dunai, T. (2008). Constricción neógena en la Cordillera de la Costa, norte de Chile: neotectónica y datación de superficies con ²¹Ne cosmogónico. *Revista Geológica de Chile*, *35*(1), 1–38.
- Catuneanu, O., Galloway, W. E., Kendall, C. G. S. C., Miall, A. D., Posamentier, H. W., Strasser, A., & Tucker, M. E. (2011). Sequence Stratigraphy: Methodology and nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy*, *44*(3). <https://doi.org/10.1127/0078-0421/2011/0011>
- Charrier, R., Hérail, G., Pinto, L., García, M., Riquelme, R., Farías, M., & Muñoz, N. (2013). Cenozoic tectonic evolution in the Central Andes in northern Chile and west central Bolivia: Implications for paleogeographic, magmatic and mountain building evolution. In *International Journal of Earth Sciences* (Vol. 102, Issue 1). <https://doi.org/10.1007/s00531-012-0801-4>
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In *The geology of Chile* (pp. 21–114).
- Chlieh, M., de Chabaliér, J. B., Ruegg, J. C., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J., & Feigl, K. L. (2004). Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. *Geophysical Journal International*, *158*(2), 695–711. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02326.x>
- Clift, P. D., & Hartley, A. J. (2007). Slow rates of subduction erosion and coastal underplating along the Andean margin of Chile and Peru. *Geology*, *35*(6), 503–506.
<https://doi.org/10.1130/G23584A.1>

- Clift, P. D., Pecher, I., Kukowski, N., & Hampel, A. (2003). Tectonic erosion of the Peruvian forearc, Lima Basin, by subduction and Nazca Ridge collision. *Tectonics*, 22(3). <https://doi.org/10.1029/2002TC001386>
- Coleman, A. J., Duffy, O. B., & Jackson, C. A. L. (2019). Growth folds above propagating normal faults. In *Earth-Science Reviews* (Vol. 196). <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102885>
- Comte, D., Farias, M., Roecker, S., & Russo, R. (2019). The nature of the subduction wedge in an erosive margin: Insights from the analysis of aftershocks of the 2015 Mw 8.3 Illapel earthquake beneath the Chilean Coastal Range. *Earth and Planetary Science Letters*, 520. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.05.033>
- Comte, D., & Pardo, M. (1991). Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Perú seismic gaps. *Natural Hazards*, 4(1), 23–44. <https://doi.org/10.1007/BF00126557>
- Comte, D., Pardo, M., Dorbath, L., Dorbath, C., Haessler, H., Rivera, L., Cisternas, A., & Ponce, L. (1994). Determination of seismogenic interplate contact zone and crustal seismicity around Antofagasta, northern Chile using local data. *Geophysical Journal International*, 116(3), 553–561. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb03279.x>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.12.014>
- Contreras-Reyes, E., Becerra, J., Kopp, H., Reichert, C., & Diaz-Naveas, J. (2014). Seismic structure of the north-central Chilean convergent margin: Subduction erosion of a paleomagmatic arc. *Geophysical Research Letters*, 41(5), 1523–1529. <https://doi.org/10.1002/2013GL058729>
- Contreras-Reyes, E., & Carrizo, D. (2011). Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the Chile-Peru subduction zone. *Physics Of The Earth And Planetary Interiors*, 186(1–2), 49–58. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2011.03.002>
- Contreras-Reyes, E., Cortés-Rivas, V., Manríquez, P., & Maksymowicz, A. (2021). The silent bending of the oceanic Nazca Plate at the Peruvian Trench. *Tectonophysics*, 807. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228810>
- Contreras-Reyes, E., Díaz, D., Bello-González, J. P., Slezak, K., Potin, B., Comte, D., Maksymowicz, A., Ruiz, J. A., Osses, A., & Ruiz, S. (2021). Subduction zone fluids and arc magmas conducted by lithospheric deformed regions beneath the central Andes. *Scientific Reports*, 11(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-021-02430-9>
- Contreras-Reyes, E., Flueh, E. R., & 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). <https://doi.org/10.1029/2010TC002734>
- Contreras-Reyes, E., Jara, J., Grevemeyer, I., Ruiz, S., & Carrizo, D. (2012). Abrupt change in the dip of the subducting plate beneath north Chile. *Nature Geoscience*, 5(5), 342–345. <https://doi.org/10.1038/NGEO1447>
- Contreras-Reyes, E., Muñoz-Linord, P., Cortés-Rivas, V., Bello-González, J. P., Ruiz, J. A., & Krabbenhoef, A. (2019). Structure of the Collision Zone Between the Nazca Ridge and the Peruvian Convergent Margin: Geodynamic and Seismotectonic Implications. *Tectonics*, 38(9), 3416–3435. <https://doi.org/10.1029/2019TC005637>

- Contreras-Reyes, E., Obando-Orrego, S., Geersen, J., & Bello-González, J. P. (2021). Density structure, flexure, and tectonics of the Iquique Ridge, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, *111*, 103423. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2021.103423>
- Contreras-Reyes, E., Ruiz, J. A., 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. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv309>
- Cosentino, N. J., & Jordan, T. E. (2017). Sr-87/Sr-86 of calcium sulfate in ancient soils of hyperarid settings as a paleoaltitude proxy: Pliocene to Quaternary constraints for northern Chile (19.5-21.7°S). *Tectonics*, *36*(1), 137–162. <https://doi.org/10.1002/2016TC004185>
- Coulbourn, W. T. (1980). Relationship between the distribution of foraminifera and geologic structures of the Arica Bight, South America. *Journal of Paleontology*, 696–718.
- Coulbourn, W. T. (1981). Tectonics of the Nazca Plate and the Continental Margin of Western South America, 18°S to 23°S. *Geological Society of America Memoirs*, *154*, 587–618.
- Coulbourn, W. T., & Moberly, R. (1977). Structural evidence of the evolution of fore-arc basins off South America. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *14*(1), 102–116. <https://doi.org/10.1139/e77-011>
- Delouis, B., Monfret, T., Dorbath, L., Pardo, M., Rivera, L., Comte, D., Haessler, H., Caminade, J. P., Ponce, L., Kausel, E., & Cisternas, A. (1997). The M-w=8.0 Antofagasta (northern Chile) Earthquake of 30 July 1995: A precursor to the end of the large 1877 gap. *Bulletin Of The Seismological Society Of America*, *87*(2), 427–445.
- Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L., & Cisternas, A. (1998). Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International*, *132*(2), 302–338. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00439.x>
- DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, *181*(1), 1–80. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>
- Dickinson, W. R. (1974). Plate Tectonics and Sedimentation. In *Tectonics and Sedimentation* (Vol. 22, pp. 1–27). <https://doi.org/10.2110/pec.74.22.0001>
- Dickinson, W. R., & Seely, D. R. (1979). Structure And Stratigraphy Of Forearc Regions. *AAPG Bulletin*, *63*(1). <https://doi.org/10.1306/ce5387c3>
- Dogliani, C., Dagostino, N., & Mariotti, G. (1998). Normal faulting vs regional subsidence and sedimentation rate. *Marine and Petroleum Geology*, *15*(8). [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(98\)00052-X](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(98)00052-X)
- Dominguez, S., Lallemand, S. E., Malavieille, J., & von Huene, R. (1998). Upper plate deformation associated with seamount subduction. *Tectonophysics*, *293*(3–4), 207–224. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00086-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00086-9)
- Dunai, T. J., González, G., & Juez-Larré, J. (2005). Oligocene-Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology*, *33*(4), 321–324. <https://doi.org/10.1130/G21184.1>
- Duputel, Z., Jiang, J., Jolivet, R., Simons, M., Rivera, L., Ampuero, J. P., Riel, B., Owen, S. E., Moore, A. W., Samsonov, S. v., Ortega Culaciati, F., & Minson, S. E. (2015). The Iquique earthquake sequence of April 2014: Bayesian modeling accounting for prediction uncertainty. *Geophysical Research Letters*, *42*(19). <https://doi.org/10.1002/2015GL065402>
- Elger, K., Oncken, O., & Glodny, J. (2005). Plateau-style accumulation of deformation: Southern Altiplano. *Tectonics*, *24*(4). <https://doi.org/10.1029/2004TC001675>

- Encinas, A., & Finger, K. L. (2007). Slow rates of subduction erosion and coastal underplating along the Andean margin of Chile and Perú: Comment. In *Geology* (Vol. 35, Issue 1). <https://doi.org/10.1130/G24305C.1>
- Evenstar, L. A., Hartley, A. J., Stuart, F. M., Mather, A. E., Rice, C. M., & Chong, G. (2009). Multiphase development of the Atacama Planation Surface recorded by cosmogenic He-3 exposure ages: Implications for uplift and Cenozoic climate change in western South America. *Geology*, *37*(1), 27–30. <https://doi.org/10.1130/G25437A.1>
- Evenstar, L. A., Mather, A. E., Hartley, A. J., Stuart, F. M., Sparks, R. S. J., & Cooper, F. J. (2017). Geomorphology on geologic timescales: Evolution of the late Cenozoic Pacific paleosurface in Northern Chile and Southern Peru. *Earth-Science Reviews*, *171*, 1–27. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.04.004>
- Fariás, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., & Hérail, G. (2005). Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S). In *Tectonics* (Vol. 24, Issue 4). <https://doi.org/10.1029/2004TC001667>
- Flueh, E. R., Vidal, N., Ranero, C. R., Hojka, A., von Huene, R., Bialas, J., Hinz, K., Córdoba-Barba, D., Danobeitia, J. J., & Zelt, C. (1998). Seismic investigation of the continental margin off- and onshore Valparaíso, Chile. *Tectonophysics*, *288*(1–4), 251–263. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00299-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00299-0)
- García, M., Riquelme, R., Fariás, M., Hérail, G., & Charrier, R. (2011). Late miocene-holocene canyon incision in the western Altiplano, northern Chile: Tectonic or climatic forcing? *Journal of the Geological Society*, *168*(4). <https://doi.org/10.1144/0016-76492010-134>
- Geersen, J., Ranero, C. R., Barckhausen, U., & Reichert, C. (2015). Subducting seamounts control interplate coupling and seismic rupture in the 2014 Iquique earthquake area. *Nature Communications*, *6*. <https://doi.org/10.1038/ncomms9267>
- Geersen, J., Ranero, C. R., Klaucke, I., Behrmann, J. H., Kopp, H., Trehu, A. M., Contreras-Reyes, E., Barckhausen, U., & Reichert, C. (2018). Active Tectonics of the North Chilean Marine Forearc and Adjacent Oceanic Nazca Plate. *Tectonics*, *37*(11), 4194–4211. <https://doi.org/10.1029/2018TC005087>
- Geersen, J., Ranero, C. R., Kopp, H., Behrmann, J. H., Lange, D., Klaucke, I., Barrientos, S., Díaz-Naveas, J., Barckhausen, U., & Reichert, C. (2018). Does permanent extensional deformation in lower forearc slopes indicate shallow plate-boundary rupture? *Earth And Planetary Science Letters*, *489*, 17–27. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.02.030>
- González, E. (1989). Hydrocarbon Resources in the Coastal Zone of Chile. *Geology of the Andes and Its Realtion to Hydrocarbon and Mineral Resources. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series.*, *11*.
- González, F. A., Bello-González, J. P., Contreras-Reyes, E., Tréhu, A. M., & Geersen, J. (2023). Shallow structure of the Northern Chilean marine forearc between 19°S - 21°S using multichannel seismic reflection and refraction data. *Journal of South American Earth Sciences*, *123*, 104243. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2023.104243>
- González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A., & Schneider, H. (2003). The link between forearc tectonics and pliocene-quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. *Journal Of South American Earth Sciences*, *16*(5), 321–342. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00100-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00100-7)
- González, G., Salazar, P., Loveless, J. P., Allmendinger, R. W., Aron, F., & Shrivastava, M. (2015). Upper plate reverse fault reactivation and the unclamping of the megathrust during the 2014 northern Chile earthquake sequence. *Geology*, *43*(8). <https://doi.org/10.1130/G36703.1>

- Hampel, A., Kukowski, N., Bialas, J., Huebscher, C., & Heinbockel, R. (2004). Ridge subduction at an erosive margin: The collision zone of the Nazca Ridge in southern Peru. *Journal Of Geophysical Research*, *109*(B2). <https://doi.org/10.1029/2003JB002593>
- Hardy, S., & Poblet, J. (1994). Geometric and numerical model of progressive limb rotation in detachment folds. *Geology*, *22*(4). [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<0371:GANMOP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0371:GANMOP>2.3.CO;2)
- Hartley, A. J., & Chong, G. (2002). Late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertification of western South America. *Geology*, *30*(1), 43–46. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0043:LPAFTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0043:LPAFTA>2.0.CO;2)
- Hartley, A. J., & Jolley, E. J. (1995). Tectonic implications of Late Cenozoic sedimentation from the Coastal Cordillera of northern Chile (22–24°S). *Journal of the Geological Society*, *152*, 51–63. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.152.1.0051>
- Hartley, A. J., Mather, A. E., Jolley, E., & Turner, P. (2005). Climatic controls an alluvial-fan activity, Coastal Cordillera, northern Chile. *Geological Society Special Publication*, *251*. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.251.01.08>
- Hartley, A. J., May, G., Chong, G., Turner, P., Kape, S. J., & Jolley, E. J. (2000). Development of a continental forearc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. *Geology*, *28*(4), 331–334. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)028<0331:DOACFA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)028<0331:DOACFA>2.3.CO;2)
- Hartley, A. J., Turner, P., Rex, D. C., & Flint, S. (1992). Palaeomagnetic, geochronological and geological constraints on the tectonic evolution of the Mejillones Peninsula, northern Chile. *Geological Journal*, *27*(1). <https://doi.org/10.1002/gj.3350270106>
- Herrera, S., Pinto, L., Deckart, K., Cortés, J., & Valenzuela, J. I. (2017). Cenozoic tectonostratigraphic evolution and architecture of the Central Andes in northern Chile based on the Aquine region, Western Cordillera (19°S-19°30'S). *Andean Geology*, *44*(2), 87–122. <https://doi.org/10.5027/andgeoV44n2-a01>
- Ingersoll, R. v. (1988). Tectonics of Sedimentary Basins. *Geological Society Of America Bulletin*, *100*(11), 1704–1719. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1988\)100<1704:TOSB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100<1704:TOSB>2.3.CO;2)
- Jolley, E. J., Turner, P., Williams, G. D., Hartley, A. J., & Flint, S. (1990). Sedimentological response of an alluvial system to Neogene thrust tectonics, Atacama Desert, northern Chile. *Journal of the Geological Society*, *147*(5). <https://doi.org/10.1144/gsjgs.147.5.0769>
- Jordan, T. E., & Alonso, R. N. (1987). Cenozoic Stratigraphy and Basin Tectonics of the Andes Mountains, 20°-28° South Latitude. *AAPG Bulletin*, *71*(1), 49–64.
- Karig, D. E., & Sharman, G. F. (1975). Subduction and accretion in trenches. *Bulletin of the Geological Society of America*, *86*(3). [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1975\)86<377:SAAIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86<377:SAAIT>2.0.CO;2)
- Kirk-Lawlor, N. E., Jordan, T. E., Rech, J. A., & Lehmann, S. B. (2013). Late Miocene to Early Pliocene paleohydrology and landscape evolution of Northern Chile, 19 degrees to 20 degrees S. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *387*, 76–90. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.07.011>
- Kopp, H., Flueh, E. R., Papenberg, C., & Klaeschen, D. (2004). Seismic investigations of the O'Higgins Seamount Group and Juan Fernández Ridge: Aseismic ridge emplacement and lithosphere hydration. *Tectonics*, *23*(2). <https://doi.org/10.1029/2003TC001590>
- Koulakov, I. (2009). Code PROFIT for forward modeling and tomographic inversion based on active refraction seismic profiling data. *Novosibirsk, Russia: Laboratory for Forward and Inverse Seismic Modeling Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS.*

- Kudrass, H. R., von Rad, U., Seyfried, H., Andruleit, K., Hinz, K., & Reichert, C. (1998). Age and facies of sediments of the northern Chilean continental slope—Evidence for intense vertical movements. *Crustal Investigations Off- and Onshore Nazca/Central Andes (CINCA)*, 170–196.
- Kukowski, N., & Oncken, O. (2006). Subduction erosion—The “normal” mode of fore-arc material transfer along the Chilean margin? In *The Andes* (pp. 217–236). Springer.
- Lallemand, S. E., Schnurle, P., & Malavieille, J. (1994). Coulomb theory applied to accretionary and nonaccretionary wedges: Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion. *Journal of Geophysical Research*, 99(B6), 12033–12055. <https://doi.org/10.1029/94JB00124>
- Lamb, S., & Davis, P. (2003). Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature*, 425(6960). <https://doi.org/10.1038/nature02049>
- Laursen, J., Scholl, D. W., & 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). <https://doi.org/10.1029/2001tc901023>
- Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C. J., Koper, K. D., Hutko, A. R., Ye, L., Yue, H., & Rushing, T. M. (2012). Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(4). <https://doi.org/10.1029/2011JB009133>
- Le Roux, J. P., Gómez, C., Venegas, C., Fenner, J., Middleton, H., Marchant, M., Buchbinder, B., Frassinetti, D., Marquardt, C., Gregory-Wodzicki, K. M., & Lavenu, A. (2005). Neogene-Quaternary coastal and offshore sedimentation in north central Chile: Record of sea-level changes and implications for Andean tectonism. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(1 SPEC. ISS.). <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2003.11.003>
- León-Ríos, S., Ruiz, S., Maksymowicz, A., Leyton, F., Fuenzalida, A., & Madariaga, R. (2016). Diversity of the 2014 Iquique’s foreshocks and aftershocks: clues about the complex rupture process of a Mw 8.1 earthquake. *Journal Of Seismology*, 20(4), 1059–1073. <https://doi.org/10.1007/s10950-016-9568-6>
- Li, C. (1995). Forearc structures and tectonics in the Southern Perú-Northern Chile Continental margin. *Marine Geophysical Researches*, 17(1), 97–113. <https://doi.org/10.1007/BF01268052>
- Li, C., & Clark, A. L. (1991). SeaMARC II study of a giant submarine slump on the northern Chile continental slope. *Marine Geotechnology*, 10(3–4). <https://doi.org/10.1080/10641199109379894>
- Li, S., Moreno, M., Bedford, J., Rosenau, M., & Oncken, O. (2015). Revisiting viscoelastic effects on interseismic deformation and locking degree: A case study of the Perú-north Chile subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(6). <https://doi.org/10.1002/2015JB011903>
- Loewy, S. L., Connelly, J. N., & Dalziel, I. W. D. (2004). An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla basement of the central Andean margin of South America. *Geological Society Of America Bulletin*, 116(1–2), 171–187. <https://doi.org/10.1130/B25226.1>
- Loveless, J. P., Allmendinger, R. W., Pritchard, M. E., & González, G. (2010). Normal and reverse faulting driven by the subduction zone earthquake cycle in the northern Chilean fore arc. *Tectonics*, 29(2). <https://doi.org/10.1029/2009TC002465>
- Madella, A., Delunel, R., Audin, L., & Schlunegger, F. (2018). Why is there no Coastal Cordillera at the Arica Bend (Western Central Andes)? *Basin Research*, 30, 248–268. <https://doi.org/10.1111/bre.12218>

- Maksymowicz, A. (2015). The geometry of the Chilean continental wedge: Tectonic segmentation of subduction processes off Chile. *Tectonophysics*, 659, 183–196. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.007>
- Maksymowicz, A., Ruiz, J., Vera, E., Contreras-Reyes, E., Ruiz, S., Arrigada, C., Bonvalot, S., & Bascuñán, S. (2018). Heterogeneous structure of the Northern Chile marine forearc and its implications for megathrust earthquakes. *Geophysical Journal International*, 215(2), 1080–1097. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy325>
- Manríquez, P., Contreras-Reyes, E., & Osses, A. (2014). Lithospheric 3-D flexure modelling of the oceanic plate seaward of the trench using variable elastic thickness. *Geophysical Journal International*, 196(2), 681–693. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt464>
- Mather, A. E., Hartley, A. J., & Griffiths, J. S. (2014). The giant coastal landslides of Northern Chile: Tectonic and climate interactions on a classic convergent plate margin. *Earth And Planetary Science Letters*, 388, 249–256. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.019>
- McQuarrie, N., Horton, B. K., Zandt, G., Beck, S., & DeCelles, P. G. (2005). Lithospheric evolution of the Andean fold-thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau. *Tectonophysics*, 399(1-4 SPEC. ISS.). <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.013>
- Melnick, D. (2016). Rise of the central Andean coast by earthquakes straddling the Moho. *Nature Geoscience*, 9(5), 401–+. <https://doi.org/10.1038/NGEO2683>
- Métois, M., Socquet, A., Vigny, C., Carrizo, D., Peyrat, S., Delorme, A., Maureira, E., Valderas-Bermejo, M.-C., & Ortega, I. (2013). Revisiting the North Chile seismic gap segmentation using GPS-derived interseismic coupling. *Geophysical Journal International*, 194(3), 1283–1294. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt183>
- Moberly, R., Shepherd, G. L., & Coulbourn, W. T. (1982). Forearc and other basins, continental margin of northern and southern Perú and adjacent Ecuador and Chile. *Geological Society, London, Special Publications*, 10(1), 171–189.
- Mortimer, C., & Saric, N. (1972). Landform evolution in the coastal region of Tarapacá Province, Chile. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 21(4), 162–170.
- Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P., & Reich, M. (2005). Late mesozoic to paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: Implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics*, 399(1–4), 125–154. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.019>
- Mpodozis, C., & Ramos, V. A. (1989). The Andes of Chile and Argentina. *Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, 11.
- Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., & Roest, W. R. (2008). Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4). <https://doi.org/10.1029/2007GC001743>
- Muñoz, P., Lange, C. B., Gutiérrez, D., Hebbeln, D., Salamanca, M. A., Dezileau, L., Reyss, J. L., & Benninger, L. K. (2004). Recent sedimentation and mass accumulation rates based on ²¹⁰Pb along the Perú-Chile continental margin. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 51(20–21). <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2004.08.015>
- Myers, E. K., Roland, E. C., Tréhu, A. M., & Davenport, K. (2022). Crustal Structure of the Incoming Iquique Ridge Offshore Northern Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(2). <https://doi.org/10.1029/2021JB023169>
- Noda, A. (2016). Forearc basins: Types, geometries, and relationships to subduction zone dynamics. *Bulletin of the Geological Society of America*, 128(5–6). <https://doi.org/10.1130/B31345.1>

- Norabuena, E. O., Dixon, T. H., Stein, S., & Harrison, C. G. A. (1999). Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific Plate motions. *Geophysical Research Letters*, 26(22), 3405–3408. <https://doi.org/10.1029/1999GL005394>
- Oakley, A. J., Taylor, B., & Moore, G. F. (2008). Pacific Plate subduction beneath the central Mariana and Izu-Bonin fore arcs: New insights from an old margin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(6). <https://doi.org/10.1029/2007GC001820>
- Oliveros, V., Morata, D., Aguirre, L., Feraud, G., & Fornari, M. (2007). Jurassic to Early Cretaceous subduction-related magmatism in the Coastal Cordillera of northern Chile (18°30'–24°S): geochemistry and petrogenesis. *Revista Geologica De Chile*, 34(2), 209–232.
- Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Lucassen, F., Ducea, M. N., Ciocca, I., González, J., Espinoza, M., Salazar, E., Coloma, F., & Kasemann, S. A. (2020). Lithospheric evolution of the Pre- and Early Andean convergent margin, Chile. *Gondwana Research*, 80, 202–227. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.11.002>
- Pambudi, N. A. (2018). Geothermal power generation in Indonesia, a country within the ring of fire: Current status, future development and policy. *Renewable & Sustainable Energy Reviews*, 81, 2893–2901. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2017.06.096>
- Pankhurst, R. J., Hervé, F., Fanning, C. M., Calderon, M., Niemeyer, H., Griem-Klee, S., & Soto, F. (2016). The pre-Mesozoic rocks of northern Chile: U-Pb ages, and Hf and O isotopes. *Earth-Science Reviews*, 152, 88–105. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.009>
- Paskoff, R. P. (1980). Late Cenozoic crustal movements and sea level variations in the coastal area of northern Chile. *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy, Proc. Symp., Stockholm, 1977*.
- Patzwahl, R., Mechie, J., Schulze, A., & Giese, P. (1999). Two-dimensional velocity models of the Nazca plate subduction zone between 19.5°S and 25°S from wide-angle seismic measurements during the CINCA95 project. *Journal Of Geophysical Research*, 104(B4), 7293–7317. <https://doi.org/10.1029/1999JB900008>
- Petersen, F., Lange, D., Ma, B., Grevemeyer, I., Geersen, J., Klaeschen, D., Contreras-Reyes, E., Barrientos, S., Tréhu, A. M., Vera, E., & Kopp, H. (2021). Relationship Between Subduction Erosion and the Up-Dip Limit of the 2014 Mw 8.1 Iquique Earthquake. *Geophysical Research Letters*, 48(9). <https://doi.org/10.1029/2020GL092207>
- Pluijm, van der B. A., & Marshack, S. (2004). Earth structure. An introduction to structural geology and tectonics. In *Nature*.
- Price, N. J., & Cosgrove, J. W. (1990). Analysis of geological structures. *Analysis of Geological Structures*. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(92\)90149-q](https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90149-q)
- Quiero, F., Tassara, A., Iaffaldano, G., & Rabbia, O. (2022). Growth of Neogene Andes linked to changes in plate convergence using high-resolution kinematic models. *Nature Communications*, 13(1). <https://doi.org/10.1038/s41467-022-29055-4>
- Ramos, V. A. (2008). The basement of the Central Andes: The Arequipa and related terranes. *Annual Review Of Earth And Planetary Sciences*, 36, 289–324. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124304>
- Ramsay, J. G., & Huber, M. I. (1983). The techniques of modern structural geology. Volume 1: strain analysis. *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 1: Strain Analysis*. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90091-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90091-0)
- Ranero, C. R., & von Huene, R. (2000). Subduction erosion along the Middle America convergent margin. *Nature*, 404(6779), 748–752. <https://doi.org/10.1038/35008046>
- Ranero, C. R., von Huene, R., Weinrebe, W., & Reichert, C. (2006). Tectonic processes along the Chile convergent margin. In *The Andes* (pp. 91–121). Springer.

- Reginato, G., Vera, E., Contreras-Reyes, E., Tréhu, A. M., Maksymowicz, A., Bello-González, J. P., & González, F. A. (2020). Seismic structure and tectonics of the continental wedge overlying the source region of the Iquique Mw8.1 2014 earthquake. *Tectonophysics*, 796. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228629>
- Roperch, P., Sempere, T., Macedo, O., Arriagada, C., Fornari, M., Tapia, C., Garcia, M., & Laj, C. (2006). Counterclockwise rotation of late Eocene-Oligocene fore-arc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the central Andes. *Tectonics*, 25(3). <https://doi.org/10.1029/2005TC001882>
- Rötzler, K., Naumann, R., & Wilke, H. G. (1998). Tectonic erosion of terrigenous rocks in northern Chile (19°S and 24°S). *Crustal Investigations Offand Oonshore Nazca/Central Andes (CINCA)*, 1–14.
- Ruh, J. B., Sallares, V., Ranero, C. R., & Gerya, T. (2016). Crustal deformation dynamics and stress evolution during seamount subduction: High-resolution 3-D numerical modeling. *Journal Of Geophysical Research*, 121(9), 6880–6902. <https://doi.org/10.1002/2016JB013250>
- Ruiz, S., Métois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., Vigny, C., Madariaga, R., & Campos, J. (2014). Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique M-w 8.1 earthquake. *Science*, 345(6201), 1165–1169. <https://doi.org/10.1126/science.1256074>
- Rutland, R. W. R. (1971). Andean orogeny and ocean floor spreading. *Nature*, 233(5317), 252–255. <https://doi.org/10.1038/233252a0>
- Saillard, M., Hall, S. R., Audin, L., Farber, D. L., Hérail, G., Martinod, J., Regard, V., Finkel, R. C., & Bondoux, F. (2009). Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from 10Be dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 277(1–2). <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.039>
- Sallarès, V., & Ranero, C. R. (2005). Structure and tectonics of the erosional convergent margin off Antofagasta, north Chile (23° 30'S). *Journal Of Geophysical Research*, 110(B6). <https://doi.org/10.1029/2004JB003418>
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., & Reutter, K. (1994). Tectonic Development of the North Chilean Andes in Relation to Plate Convergence and Magmatism Since the Jurassic. In *Tectonics of the Southern Central Andes* (pp. 121–139). https://doi.org/10.1007/978-3-642-77353-2_9
- Scheuber, E., & Reutter, K. J. (1992). Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 25°S. *Tectonophysics*, 205(1–3), 127–140. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90422-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90422-3)
- Scholl, D. W., Christensen, M. N., von Huene, R., & Marlow, M. S. (1970). Perú-Chile trench sediments and sea-floor spreading. *Bulletin of the Geological Society of America*, 81(5), 1339–1360. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1970\)81\[1339:PTSASS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1970)81[1339:PTSASS]2.0.CO;2)
- Schurr, B., Asch, G., Hainzl, S., Bedford, J., Hoechner, A., Palo, M., Wang, R., Moreno, M., Bartsch, M., Zhang, Y., Oncken, O., Tilmann, F., Dahm, T., Victor, P., Barrientos, S., & Vilotte, J.-P. (2014). Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake. *Nature*, 512(7514), 299+. <https://doi.org/10.1038/nature13681>
- Schurr, B., Moreno, M., Trehu, A. M., Bedford, J., Kummerow, J., Li, S., & Oncken, O. (2020). Forming a Mogi Doughnut in the Years Prior to and Immediately Before the 2014M8.1 Iquique, Northern Chile, Earthquake. *Geophysical Research Letters*, 47(16). <https://doi.org/10.1029/2020GL088351>

- Schweller, W. J., Kulm, L. D., & Prince, R. A. (1981). Tectonics, structure, and sedimentary framework of the Perú-Chile trench. *Geological Society Of America Memoirs*, 154, 323–349.
- Seely, D. R. (1979). The evolution of Structural Highs Bordering Major Forearc Basins: Convergent Margins. *Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins*.
- Sernageomin. (2003). Mapa geológico de Chile: versión digital. *Publicación Geología Digital*, 4.
- Shaw, J. H., Novoa, E., & Connors, C. D. (2005). Structural controls on growth stratigraphy in contractional fault-related folds. *AAPG Memoir*, 82. <https://doi.org/10.1306/m82813c21>
- Stern, R. J. (2002). Subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 40(4). <https://doi.org/10.1029/2001RG000108>
- Stockwell, J. W. (1999). The CWP/SU: Seismic Unix package. *Computers & Geosciences*, 25(4), 415–419. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(98\)00145-9](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(98)00145-9)
- Storch, I., Buske, S., Victor, P., & Oncken, O. (2021). Seismic images of the Northern Chilean subduction zone at 19°40'S, prior to the 2014 Iquique earthquake. *Geophysical Journal International*, 225(2), 1048–1061. <https://doi.org/10.1093/gji/ggab035>
- Tréhu, A. M., Vera, E., Riedel, M., & MGL1610 Science Party. (2017). *MGL1610 Cruise Report*.
- Tsuru, T., Park, J. O., Takahashi, N., Kodaira, S., Kido, Y., Kaneda, Y., & Kono, Y. (2000). Tectonic features of the Japan Trench convergent margin off Sanriku, northeastern Japan, revealed by multichannel seismic reflection data. *Journal Of Geophysical Research*, 105(B7), 16403–16413. <https://doi.org/10.1029/2000JB900132>
- Turner, J. P., & Williams, G. A. (2004). Sedimentary basin inversion and intra-plate shortening. *Earth-Science Reviews*, 65(3–4). <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2003.10.002>
- von Huene, R., Corvalán, J., Flueh, E. R., Hinz, K., Korstgard, J., Ranero, C. R., & Weinrebe, W. (1997). Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaíso, Chile. *Tectonics*, 16(3). <https://doi.org/10.1029/96TC03703>
- von Huene, R., & Lallemand, S. (1990). Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins. *Geological Society of America Bulletin*, 102(6), 704–720. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1990\)102<0704:TEATJA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1990)102<0704:TEATJA>2.3.CO;2)
- von Huene, R., & Ranero, C. R. (2003). Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile. *Journal Of Geophysical Research*, 108(B2). <https://doi.org/10.1029/2001JB001569>
- von Huene, R., Ranero, C. R., Weinrebe, W., & Hinz, K. (2000). Quaternary convergent margin tectonics of Costa Rica, segmentation of the Cocos Plate, and Central American volcanism. *Tectonics*, 19(2), 314–334. <https://doi.org/10.1029/1999TC001143>
- von Huene, R., & Scholl, D. W. (1991). Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, 29(3), 279–316. <https://doi.org/10.1029/91RG00969>
- von Huene, R., Weinrebe, W., & Heeren, F. (1999). Subduction erosion along the North Chile margin. *Journal Of Geodynamics*, 27(3), 345–358.
- Wells, R. E., Blakely, R. J., Sugiyama, Y., Scholl, D. W., & Dinterman, P. A. (2003). Basin-centered asperities in great subduction zone earthquakes: A link between slip, subsidence, and subduction erosion? *Journal Of Geophysical Research*, 108(B10). <https://doi.org/10.1029/2002JB002072>
- Wörner, G., Uhlig, D., Kohler, I., & Seyfried, H. (2002). Evolution of the West Andean Escarpment at 18°S (N. Chile) during the last 25 Ma: uplift, erosion and collapse through time. *Tectonophysics*, 345(1–4), 183–198. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00212-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00212-8)

- Yáñez, G. A., Ranero, C. R., von Huene, R., & Díaz, J. (2001). Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research*, 106(B4).
<https://doi.org/10.1029/2000jb900337>
- Yáñez, G., & Rivera, O. (2019). Crustal dense blocks in the fore-arc and arc region of Chilean ranges and their role in the magma ascent and composition: Breaking paradigms in the Andean metallogeny. *Journal Of South American Earth Sciences*, 93, 51–66.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.04.006>

Anexos

Anexo A: Material complementario Capítulo 4

Índice de Figuras

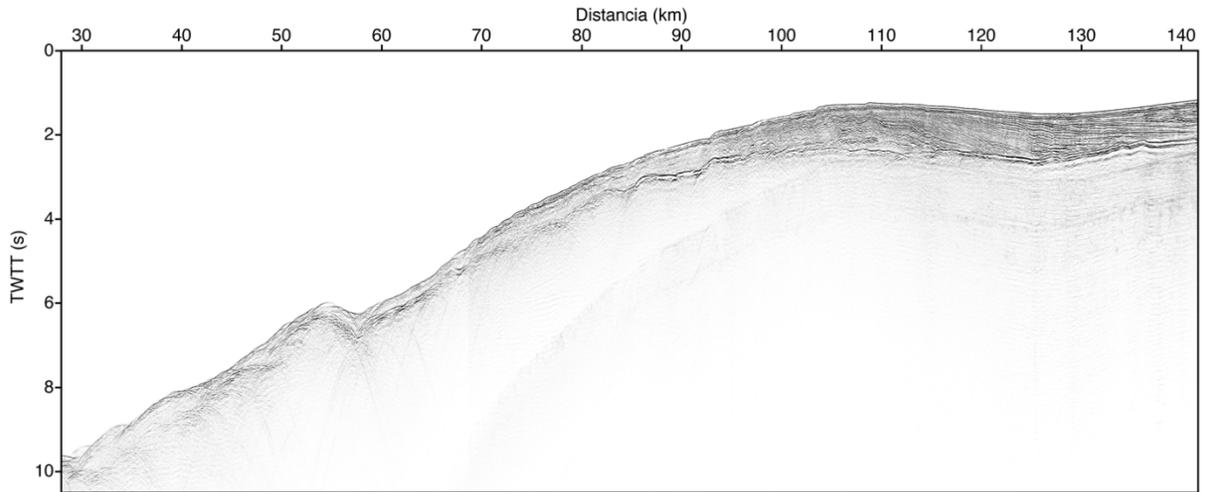
Figura A-1. Sección sísmica apilada (MC04).	115
Figura A-2. Sección sísmica apilada (MC06).	115
Figura A-3. Sección sísmica apilada (MC25).	116
Figura A-4. Sección sísmica apilada (MC27).	116
Figura A-5. Sección sísmica migrada a profundidad (MC04).	117
Figura A-6. Sección sísmica migrada a profundidad (MC06).	117
Figura A-7. Sección sísmica migrada a profundidad (MC25).	117
Figura A-8. Sección sísmica migrada a profundidad (MC27).	118
Figura A-9. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC04	118
Figura A-10. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC06 ...	118
Figura A-11. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC25 ...	119
Figura A-12. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC27 ...	119

Coordenadas de perfiles sísmicos

Perfil sísmico	Longitud inicio (°)	Longitud final (°)	Latitud inicio (°)	Latitud final (°)	Distancia inicial (km)	Distancia final (km)	Largo del perfil (km)
MC04	-71,5564	-70,5361	-19,5329	-19,1899	27,9	141,7	113,7
MC06	-71,3534	-70,3423	-20,1149	-19,7201	34,0	148,5	114,5
MC25	-71,3135	-70,2748	-20,3387	-20,0309	29,2	143,0	113,8
MC27	-71,2357	-70,3043	-20,5663	-20,3388	43,1	143,5	100,4

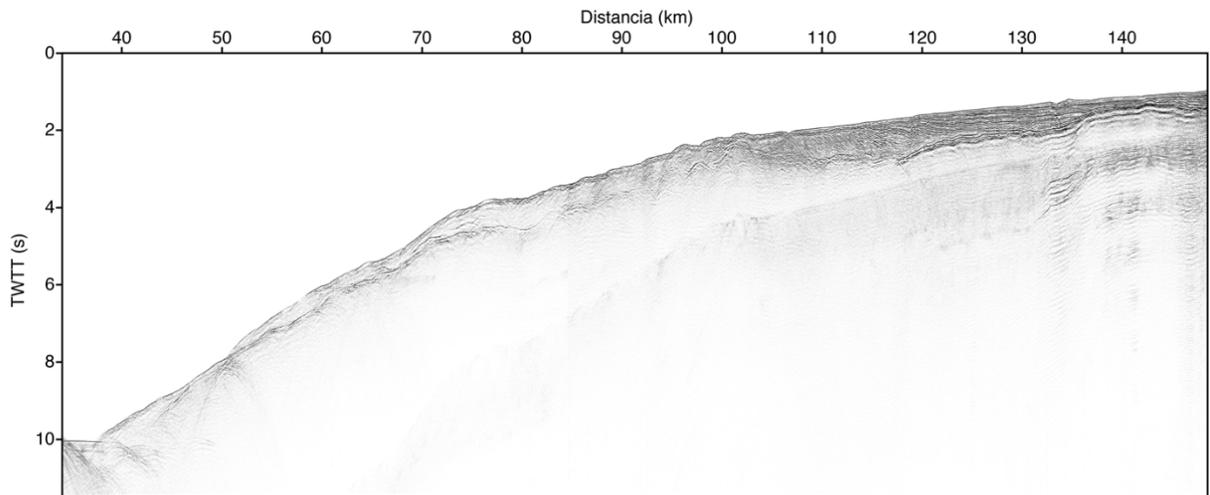
Tabla A-1. Coordenadas geográficas de los puntos inicial y final de los perfiles sísmicos utilizados en el Capítulo 4.

Secciones sísmicas apiladas (stack)



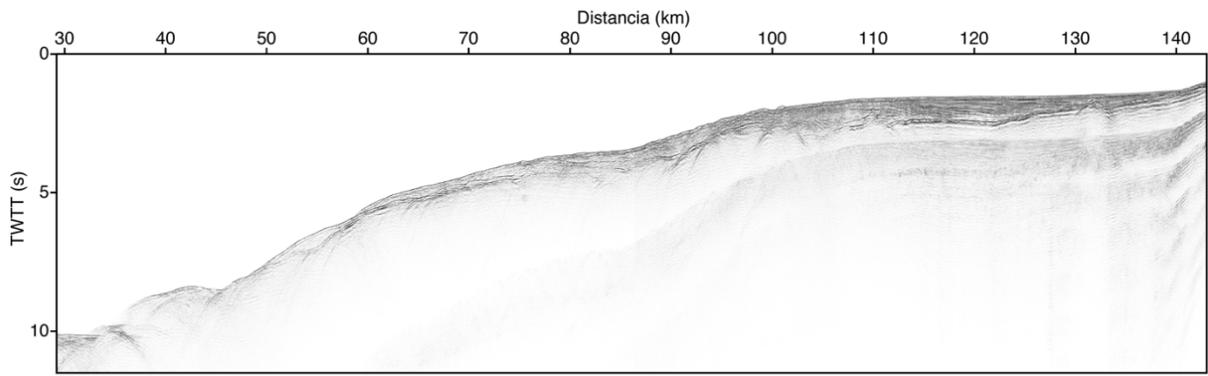
MC04 Sección apilada (stack)

Figura A-1. Sección sísmica apilada (MC04).



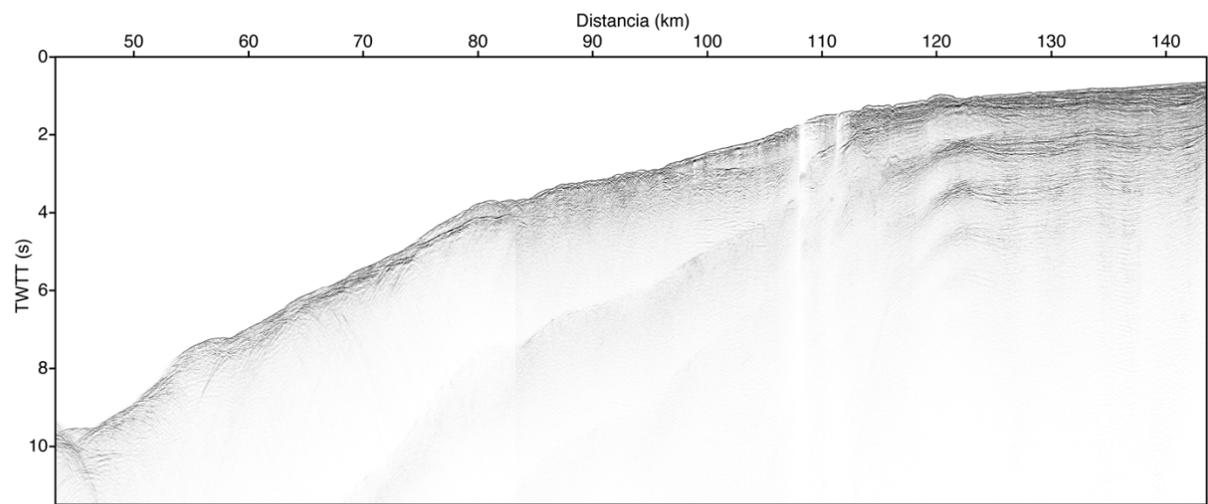
MC06 Sección apilada (stack)

Figura A-2. Sección sísmica apilada (MC06).



MC25 Seccion apilada (stack)

Figura A-3. Sección sísmica apilada (MC25).



MC27 Seccion apilada (stack)

Figura A-4. Sección sísmica apilada (MC27).

Secciones sísmicas migradas a profundidad

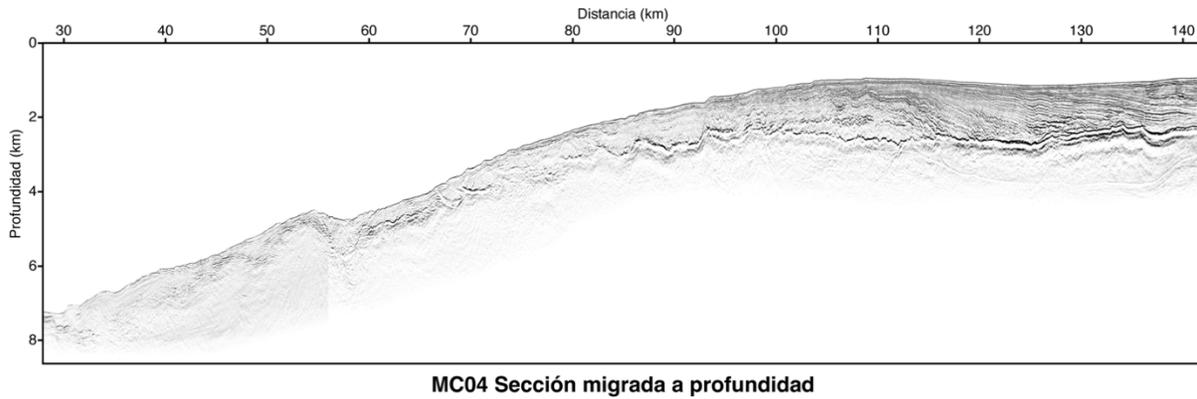


Figura A-5. Sección sísmica migrada a profundidad (MC04).

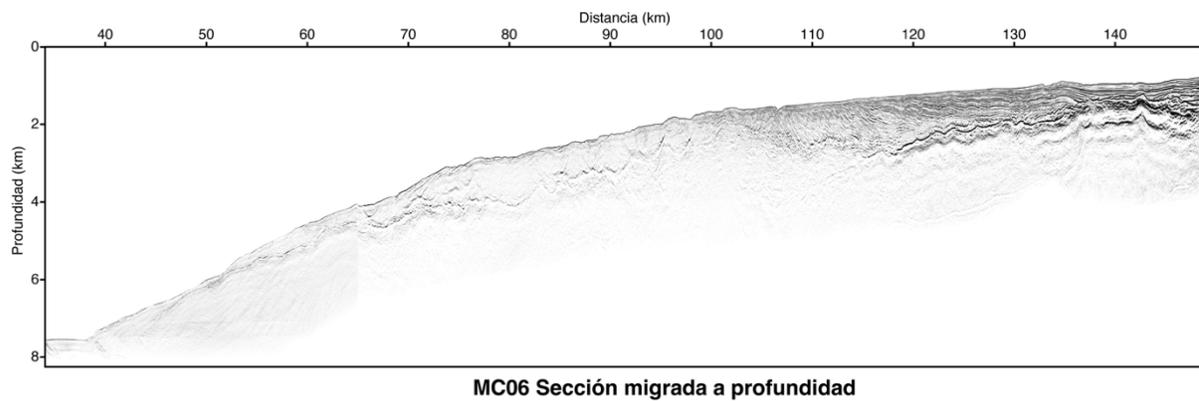


Figura A-6. Sección sísmica migrada a profundidad (MC06).

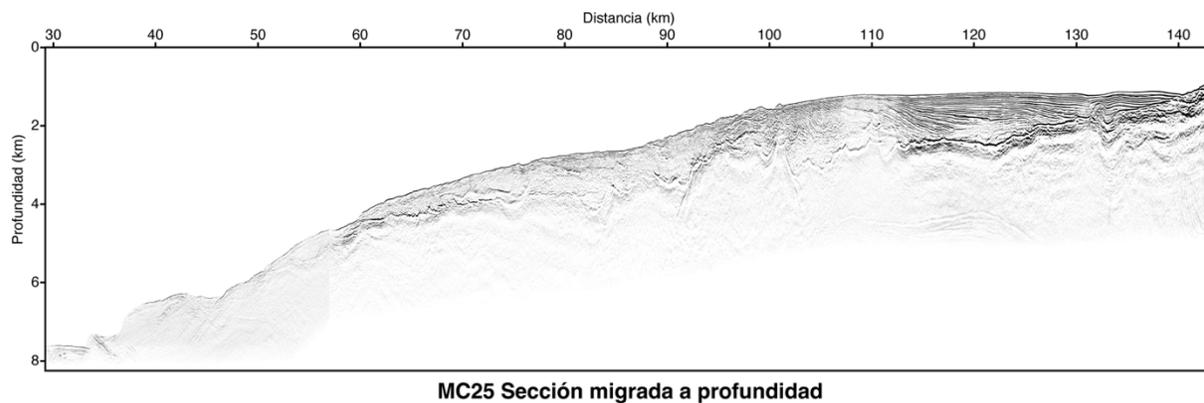
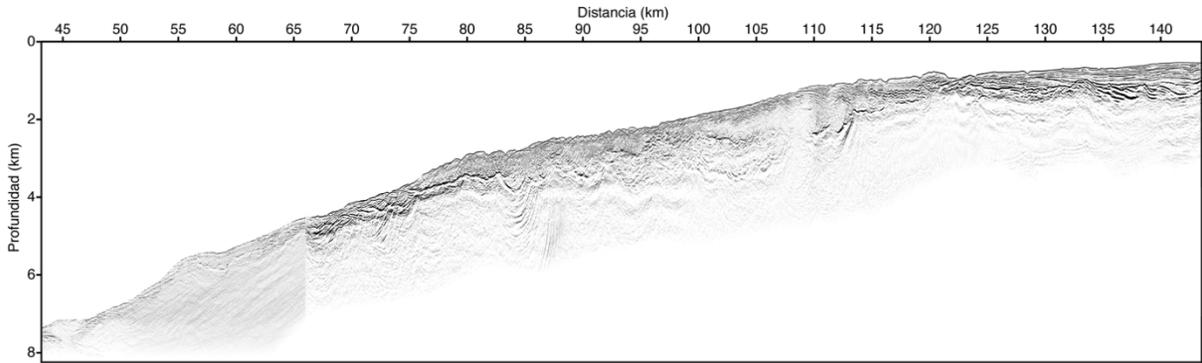


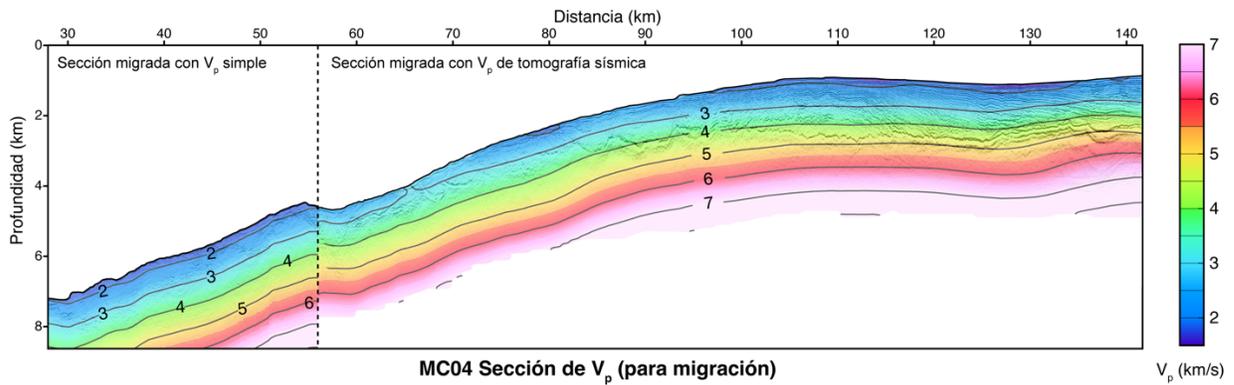
Figura A-7. Sección sísmica migrada a profundidad (MC25).



MC27 Sección migrada a profundidad

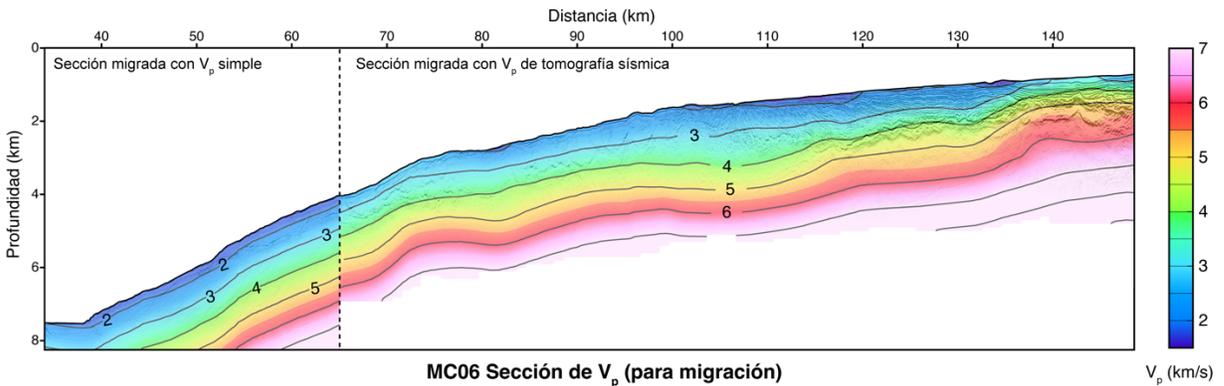
Figura A-8. Sección sísmica migrada a profundidad (MC27).

Secciones de velocidad de onda P (para migración)



MC04 Sección de V_p (para migración)

Figura A-9. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC04 (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección migrada correspondiente de manera superpuesta.



MC06 Sección de V_p (para migración)

Figura A-10. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC06 (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección migrada correspondiente de manera superpuesta.

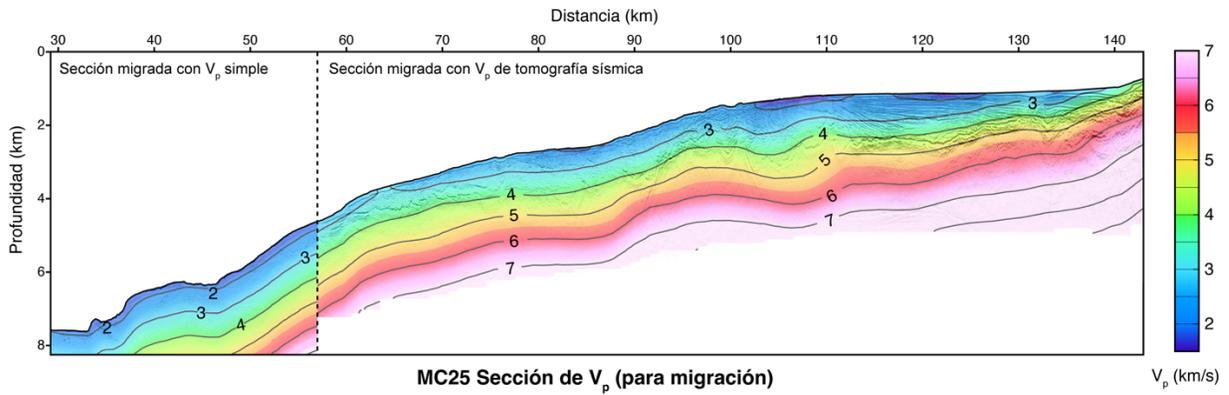


Figura A-11. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC25 (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección migrada correspondiente de manera superpuesta.

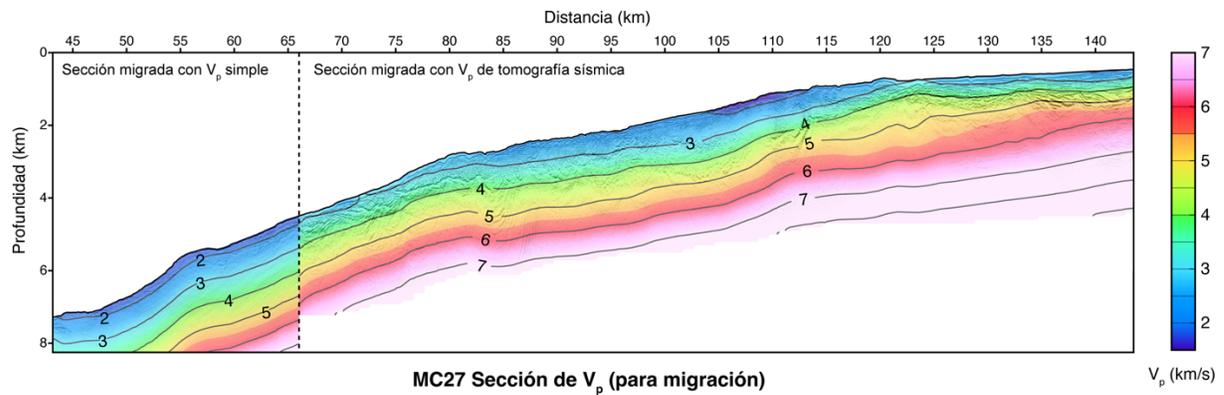


Figura A-12. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC27 (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección migrada correspondiente de manera superpuesta.

Anexo B: Material complementario Capítulo 5

Figura B-1. Sección sísmica apilada (MC12).....	123
Figura B-2. Sección sísmica apilada (MC04).....	123
Figura B-3. Sección sísmica apilada (MC08).....	124
Figura B-4. Sección sísmica apilada (MC01A).....	124
Figura B-5. Sección sísmica apilada (MC23).....	125
Figura B-6. Sección sísmica apilada (MC06).....	125
Figura B-7. Sección sísmica apilada (MC19).....	125
Figura B-8. Sección sísmica apilada (MC25).....	126
Figura B-9. Sección sísmica apilada (MC21).....	126
Figura B-10. Sección sísmica apilada (MC27).....	127
Figura B-11. Sección sísmica apilada (MC10).....	127
Figura B-12. Sección sísmica apilada (MC17).....	128
Figura B-13. Sección sísmica apilada (MC15).....	129
Figura B-14. Sección sísmica apilada (MC16A).....	130
Figura B-15. Sección sísmica apilada (MC03).....	131
Figura B-16. Sección sísmica apilada (MC13).....	131
Figura B-17. Sección sísmica apilada (MC09).....	132
Figura B-18. Sección sísmica apilada (MC05).....	132
Figura B-19. Sección sísmica apilada (MC20).....	133
Figura B-20. Sección sísmica apilada (MC28).....	133
Figura B-21. Sección sísmica migrada a profundidad (MC12).....	134
Figura B-22. Sección sísmica migrada a profundidad (MC04).....	134
Figura B-23. Sección sísmica migrada a profundidad (MC08).....	135
Figura B-24. Sección sísmica migrada a profundidad (MC01A).....	135
Figura B-25. Sección sísmica migrada a profundidad (MC23).....	135
Figura B-26. Sección sísmica migrada a profundidad (MC06).....	136
Figura B-27. Sección sísmica migrada a profundidad (MC19).....	136
Figura B-28. Sección sísmica migrada a profundidad (MC25).....	136
Figura B-29. Sección sísmica migrada a profundidad (MC21).....	137
Figura B-30. Sección sísmica migrada a profundidad (MC27).....	137
Figura B-31. Sección sísmica migrada a profundidad (MC10).....	137
Figura B-32. Sección sísmica migrada a profundidad (MC17).....	138
Figura B-33. Sección sísmica migrada a profundidad (MC15).....	139
Figura B-34. Sección sísmica migrada a profundidad (MC16A).....	139
Figura B-35. Sección sísmica migrada a profundidad (MC03).....	140
Figura B-36. Sección sísmica migrada a profundidad (MC13).....	140
Figura B-37. Sección sísmica migrada a profundidad (MC09).....	141
Figura B-38. Sección sísmica migrada a profundidad (MC05).....	141
Figura B-39. Sección sísmica migrada a profundidad (MC20).....	141
Figura B-40. Sección sísmica migrada a profundidad (MC28).....	142
Figura B-41. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC12.....	143
Figura B-42. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC04.....	144
Figura B-43. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC08.....	145
Figura B-44. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC01A.....	146
Figura B-45. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC23.....	147

Figura B-46. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC06.....	148
Figura B-47. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC19.....	149
Figura B-48. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC25.....	150
Figura B-49. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC21.....	151
Figura B-50. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC27.....	152
Figura B-51. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC10.....	153
Figura B-52. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC17.....	154
Figura B-53. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC15.....	155
Figura B-54. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC16A.....	156
Figura B-55. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC03.....	157
Figura B-56. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC13.....	158
Figura B- 57. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC09.....	159
Figura B-58. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC05.....	160
Figura B- 59. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC20.....	161
Figura B-60. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC28.....	162
Figura B-61. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC12....	163
Figura B-62. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC04....	163
Figura B-63. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC08....	164
Figura B-64. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC01A.	164
Figura B-65. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC23....	164
Figura B-66. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC06....	165
Figura B-67. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC19....	165
Figura B-68. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC25....	165
Figura B-69. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC21....	166
Figura B-70. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC27....	166
Figura B-71. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC10....	166
Figura B-72. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC17....	167
Figura B-73. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC15....	168
Figura B-74. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC16A.	168
Figura B-75. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC03....	169
Figura B-76. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC13....	169
Figura B-77. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC09....	170
Figura B-78. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC05....	170
Figura B-79. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC20....	170
Figura B-80. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC28....	171

Coordenadas de perfiles sísmicos

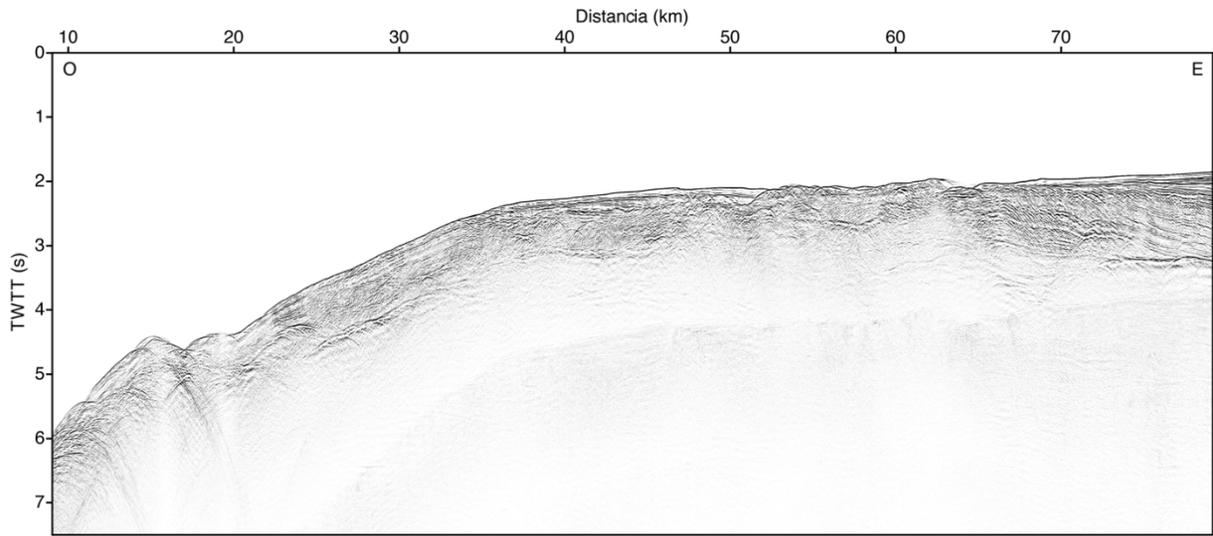
Perfil sísmico	Longitud inicio (°)	Longitud final (°)	Latitud inicio (°)	Latitud final (°)	Distancia inicial (km)	Distancia final (km)	Largo del perfil (km)
MC01A	-71,1942	-70,4920	-19,7519	-19,4329	189,3	271,0	81,7
MC03_P1	-70,9541	-70,8214	-18,7286	-19,7087	426,6	536,0	109,4
MC03_P2	-70,8214	-70,6868	-19,7087	-20,6885	536,0	645,4	109,4
MC03_P3	-70,6868	-70,5514	-20,6885	-21,6637	645,4	754,3	108,9
MC04	-71,3039	-70,5359	-19,4490	-19,1898	56,0	141,7	85,7
MC05	-70,5627	-70,3675	-19,1597	-19,7384	4,5	72,0	67,5
MC06	-71,0794	-70,3423	-20,0086	-19,7201	65,0	148,5	83,5
MC08	-71,1538	-70,5714	-19,5643	-19,3126	19,2	86,7	67,5
MC09_P1	-70,5857	-70,4575	-19,3653	-19,9528	6,5	72,9	66,4
MC09_P2	-70,4575	-70,3375	-19,9528	-20,4976	72,9	134,8	61,9
MC10	-70,9920	-70,3344	-20,6181	-20,4946	25,2	95,2	69,9
MC12	-71,3484	-70,7305	-19,3633	-19,1247	9,0	79,2	70,1
MC13_P1	-70,7623	-70,6275	-19,0622	-19,8375	379,8	467,0	87,3
MC13_P2	-70,6275	-70,4915	-19,8376	-20,6153	467,0	554,3	87,3
MC15_P1	-71,2472	-71,0992	-19,0986	-19,8568	4,5	90,2	85,7
MC15_P2	-71,0992	-70,9487	-19,8569	-20,6173	90,2	175,8	85,6
MC16A_P1	-71,0581	-70,9190	-19,1297	-20,0719	6,5	111,9	105,3
MC16A_P2	-70,9189	-70,7790	-20,0720	-21,0117	111,9	217,2	105,3
MC17	-70,9925	-70,5031	-20,7338	-20,6603	52,1	104,0	51,9
MC19	-71,0814	-70,3118	-20,1332	-19,8725	56,3	141,8	85,5
MC20	-70,2901	-70,2913	-19,7472	-20,1470	4,5	48,9	44,4
MC21	-70,9519	-70,3777	-20,3637	-20,2170	4,5	66,9	62,4
MC23	-71,1180	-70,3787	-19,8721	-19,5514	4,5	90,0	85,5
MC25	-71,0594	-70,2748	-20,2641	-20,0309	57,0	143,0	86,0
MC27	-71,0234	-70,3043	-20,5151	-20,3388	66,0	143,5	77,5
MC28	-70,2581	-70,4392	-20,3780	-20,6614	4,5	41,5	37,0

Tabla B-1. Coordenadas geográficas de los puntos inicial y final de los perfiles sísmicos utilizados en el Capítulo 5.

Secciones sísmicas apiladas (stack)

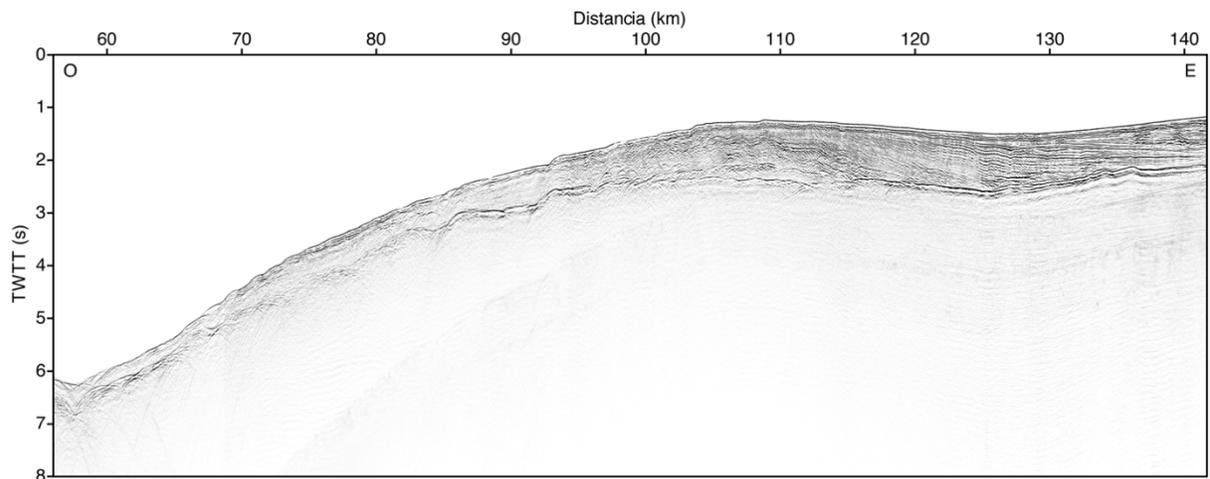
Secciones E-O

Las secciones se muestran ordenadas en dirección norte-sur.



MC12 Sección apilada (stack)

Figura B-1. Sección sísmica apilada (MC12).



MC04 Sección apilada (stack)

Figura B-2. Sección sísmica apilada (MC04).

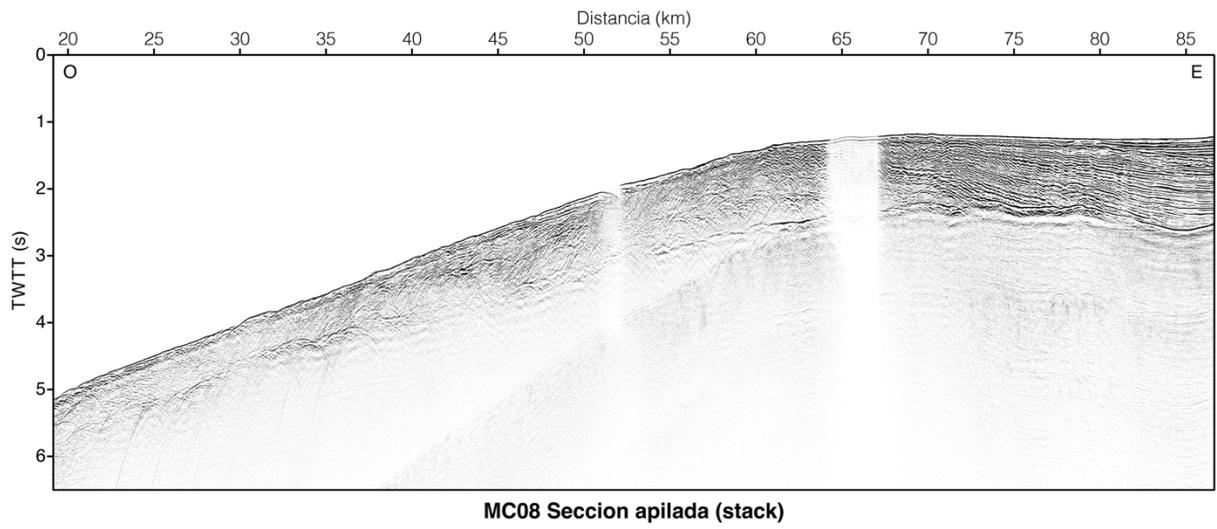


Figura B-3. Sección sísmica apilada (MC08).

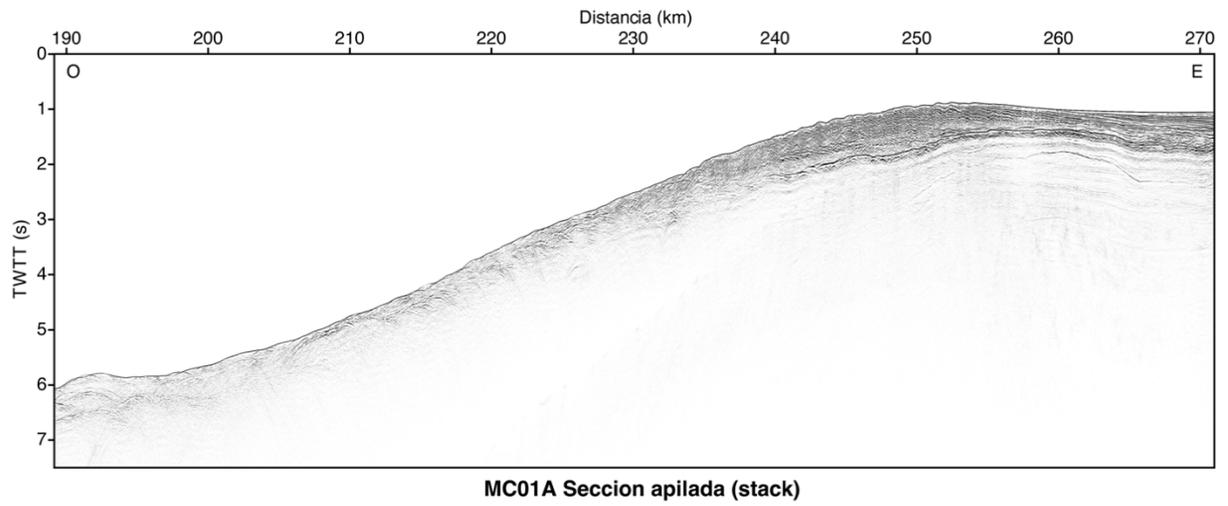


Figura B-4. Sección sísmica apilada (MC01A).

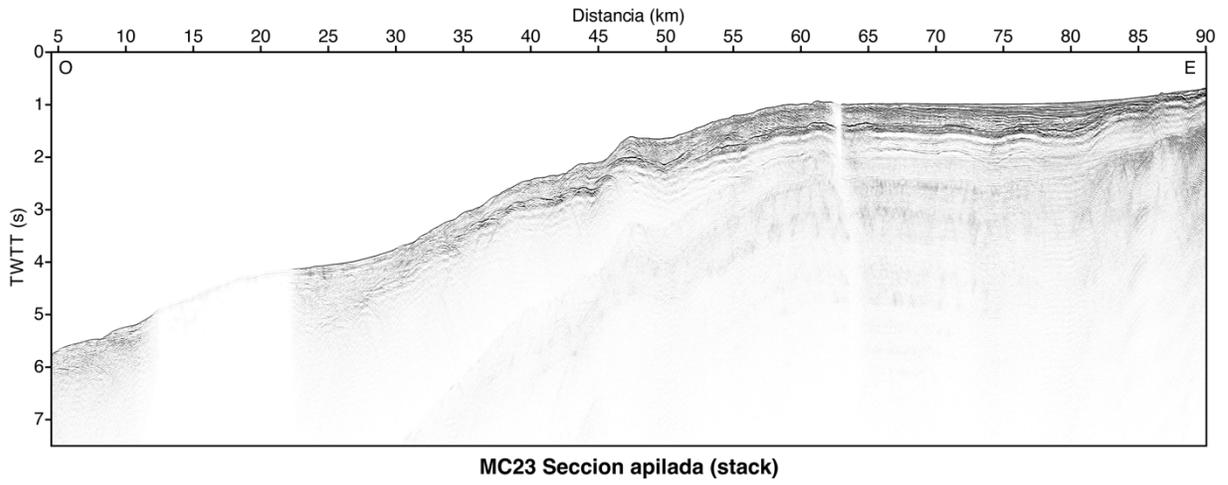


Figura B-5. Sección sísmica apilada (MC23).

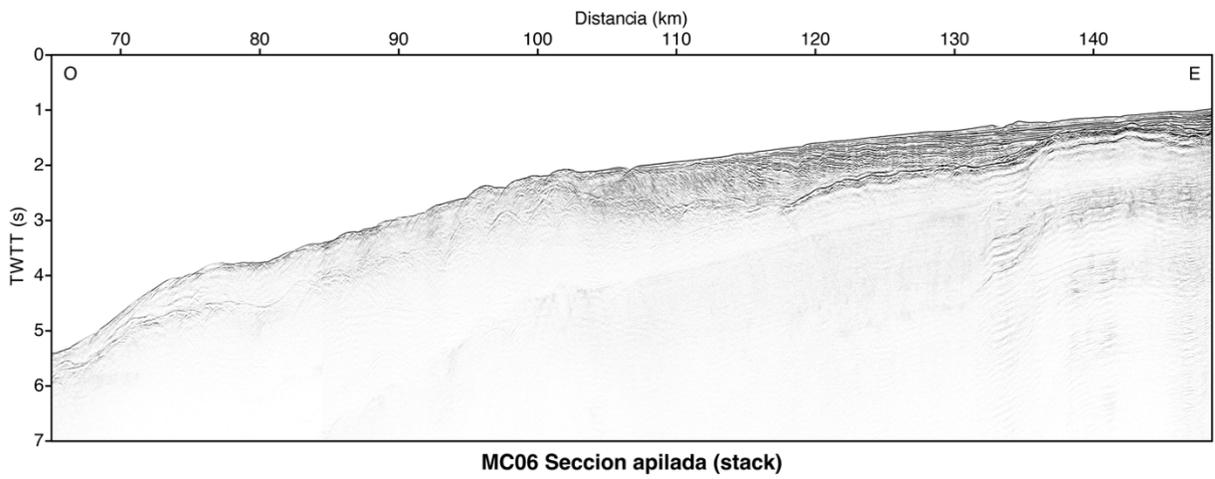


Figura B-6. Sección sísmica apilada (MC06).

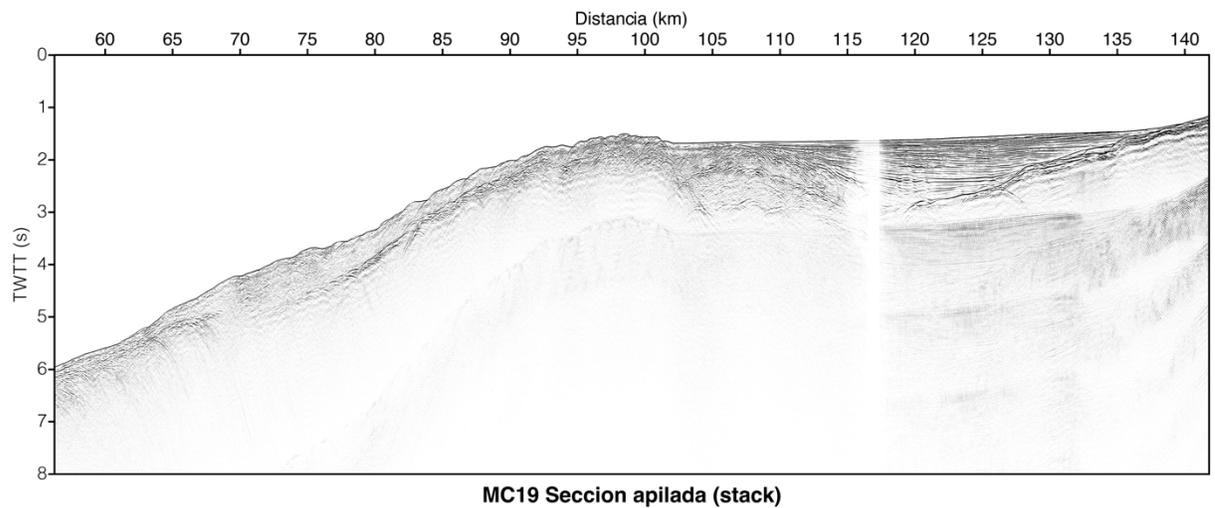


Figura B-7. Sección sísmica apilada (MC19).

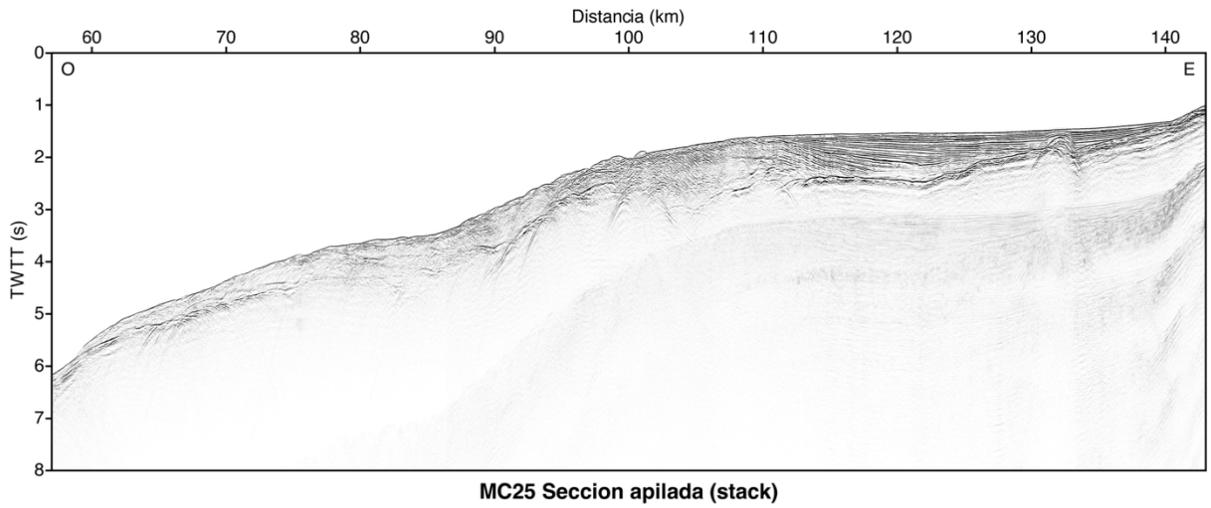


Figura B-8. Sección sísmica apilada (MC25).

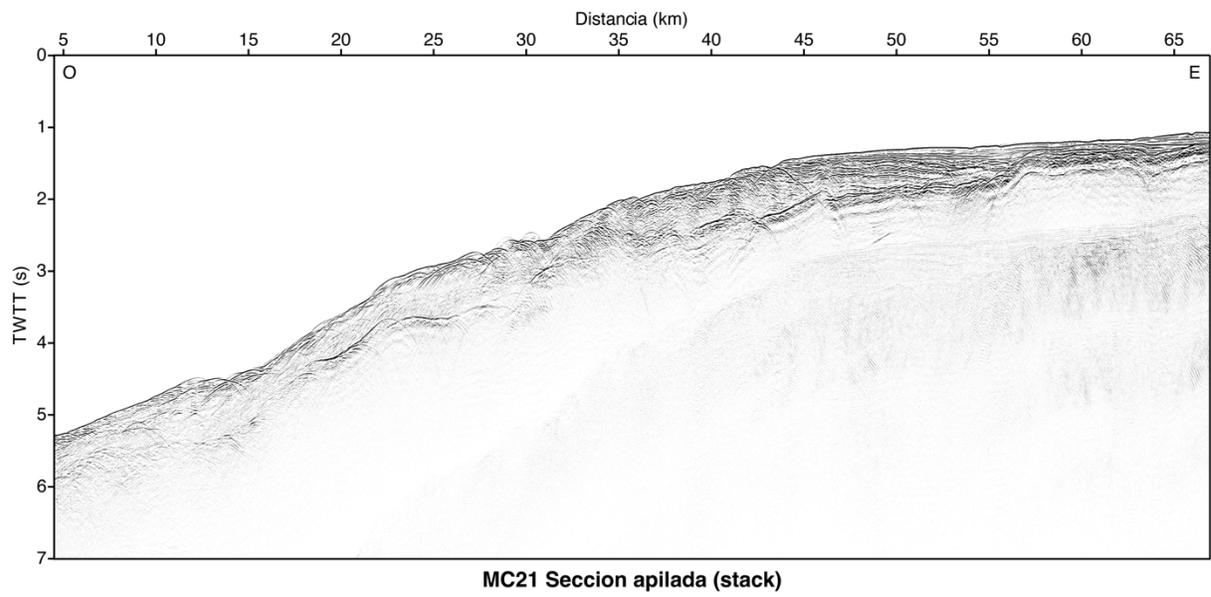


Figura B-9. Sección sísmica apilada (MC21).

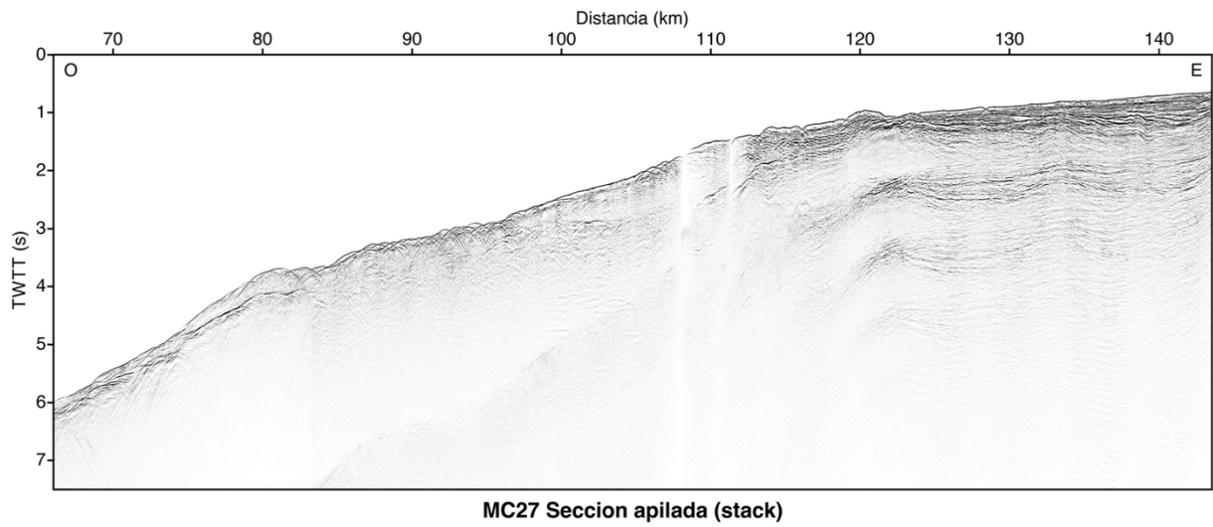


Figura B-10. Sección sísmica apilada (MC27).

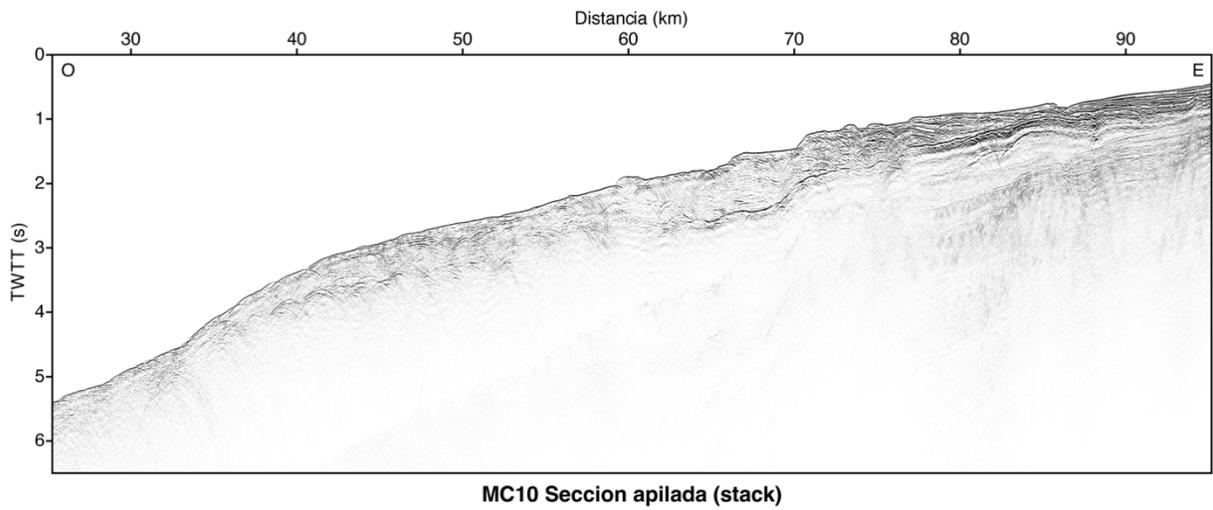


Figura B-11. Sección sísmica apilada (MC10).

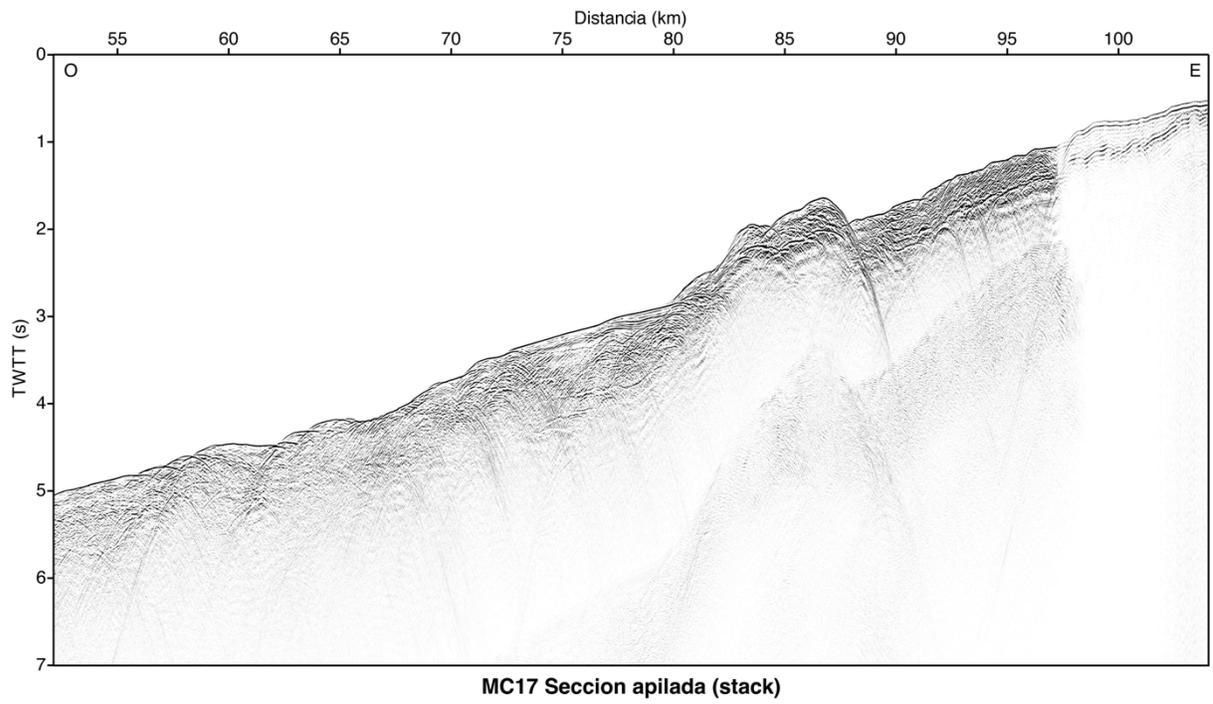


Figura B-12. Sección sísmica apilada (MC17).

Secciones N-S

Las secciones se muestran ordenadas en dirección oeste-este.

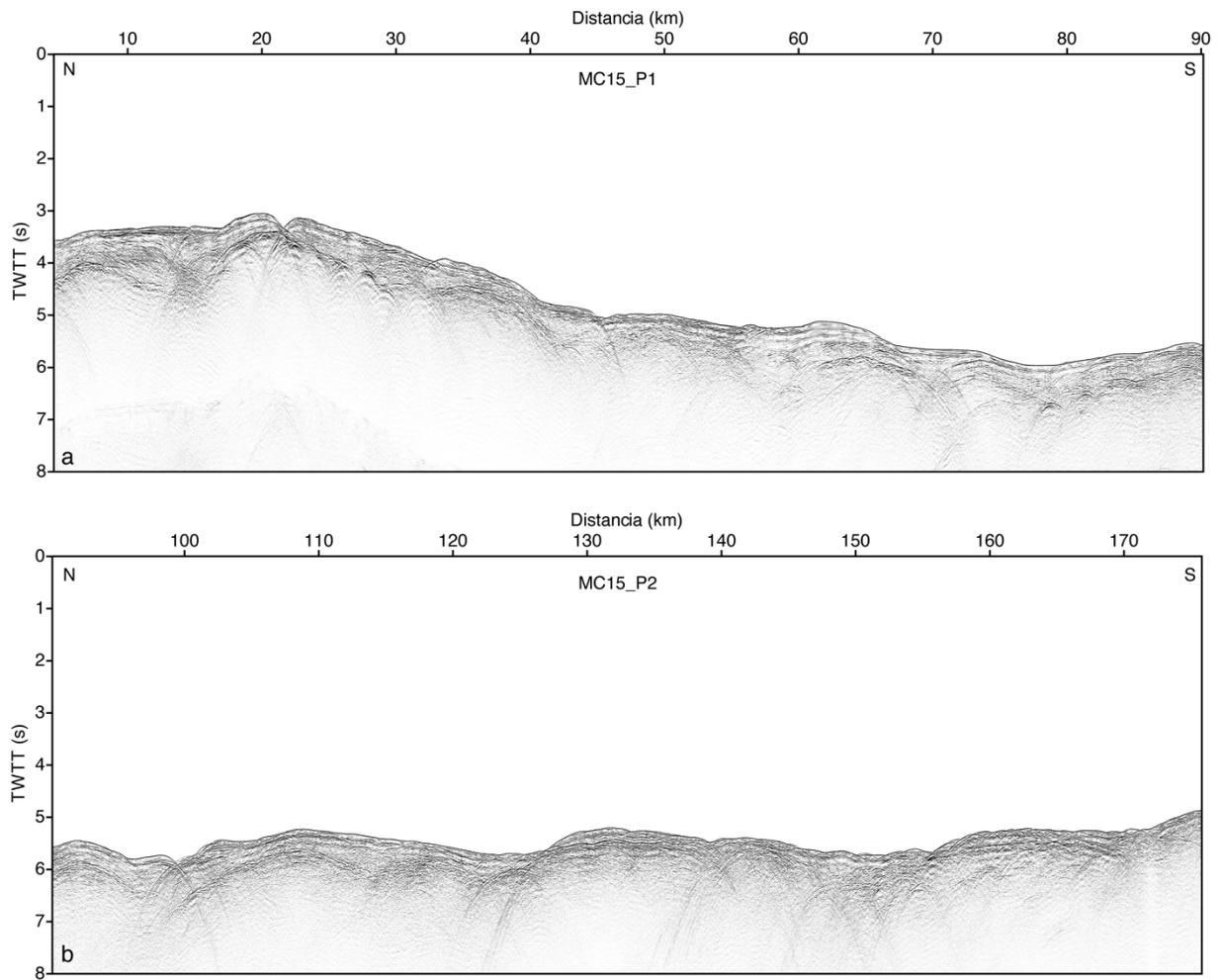


Figura B-13. Sección sísmica apilada (MC15).

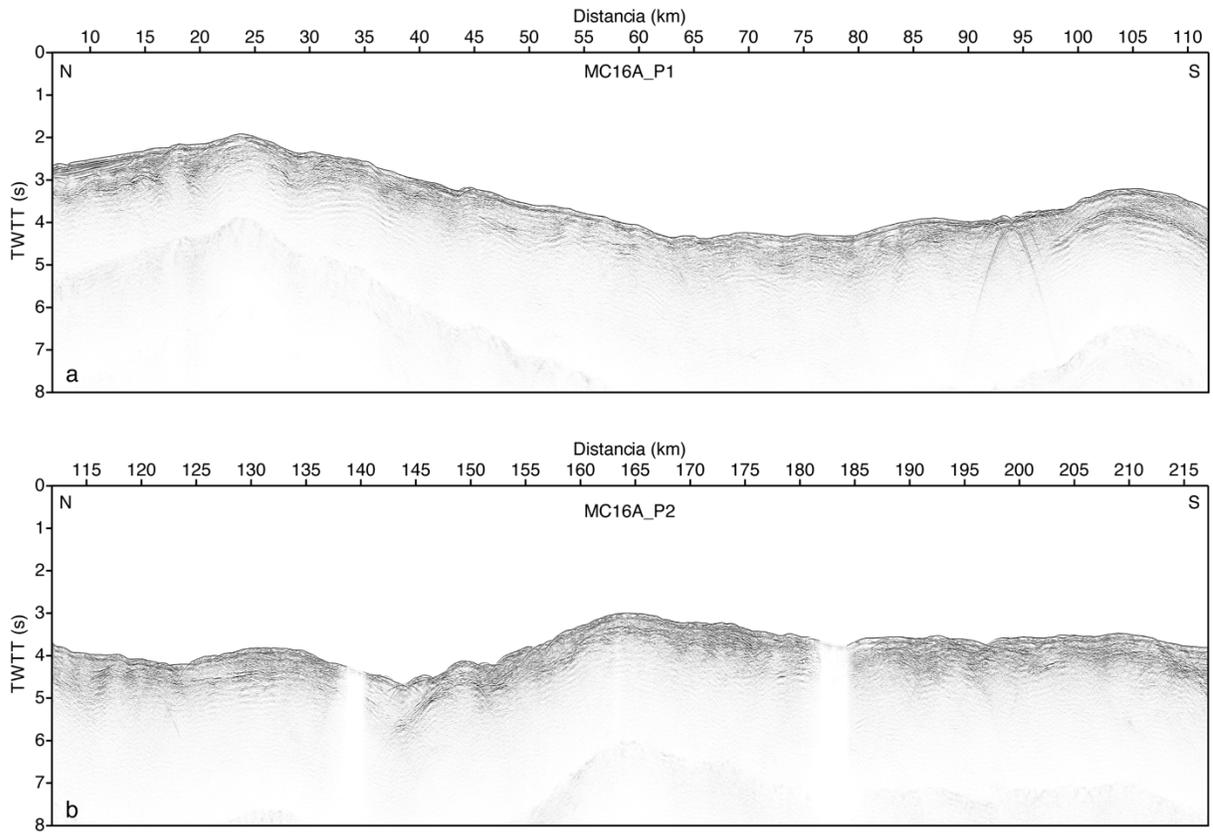


Figura B-14. Sección sísmica apilada (MC16A).

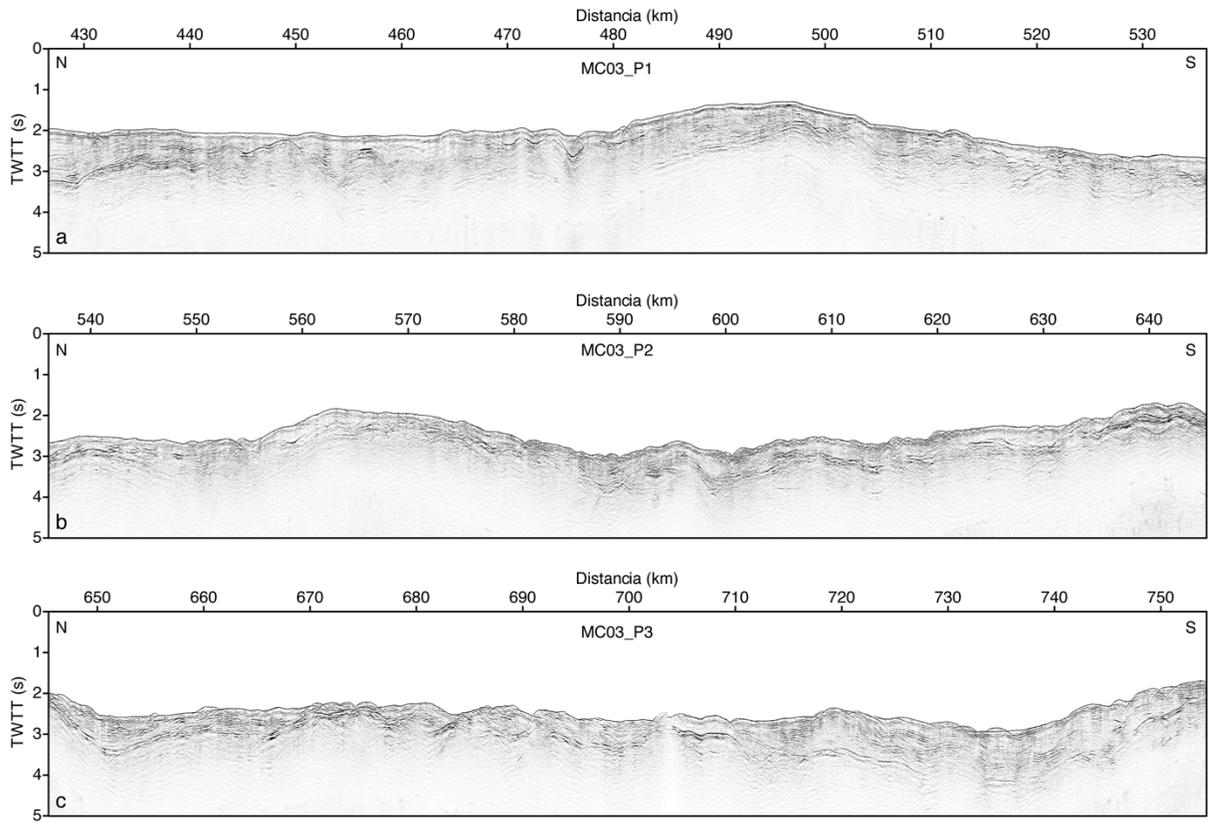


Figura B-15. Sección sísmica apilada (MC03).

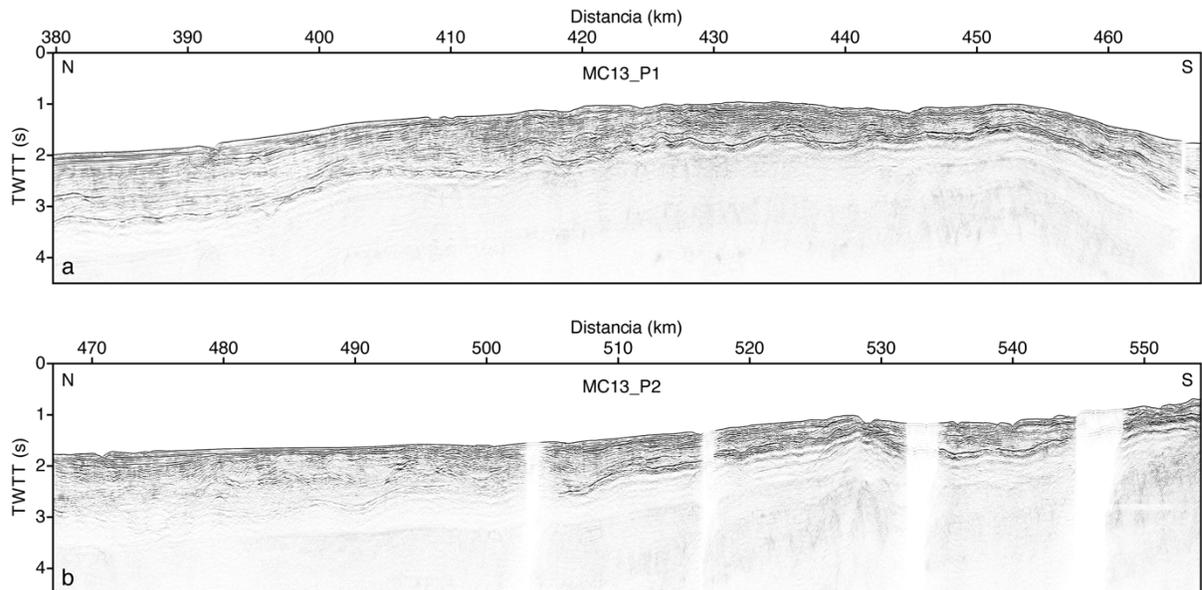


Figura B-16. Sección sísmica apilada (MC13).

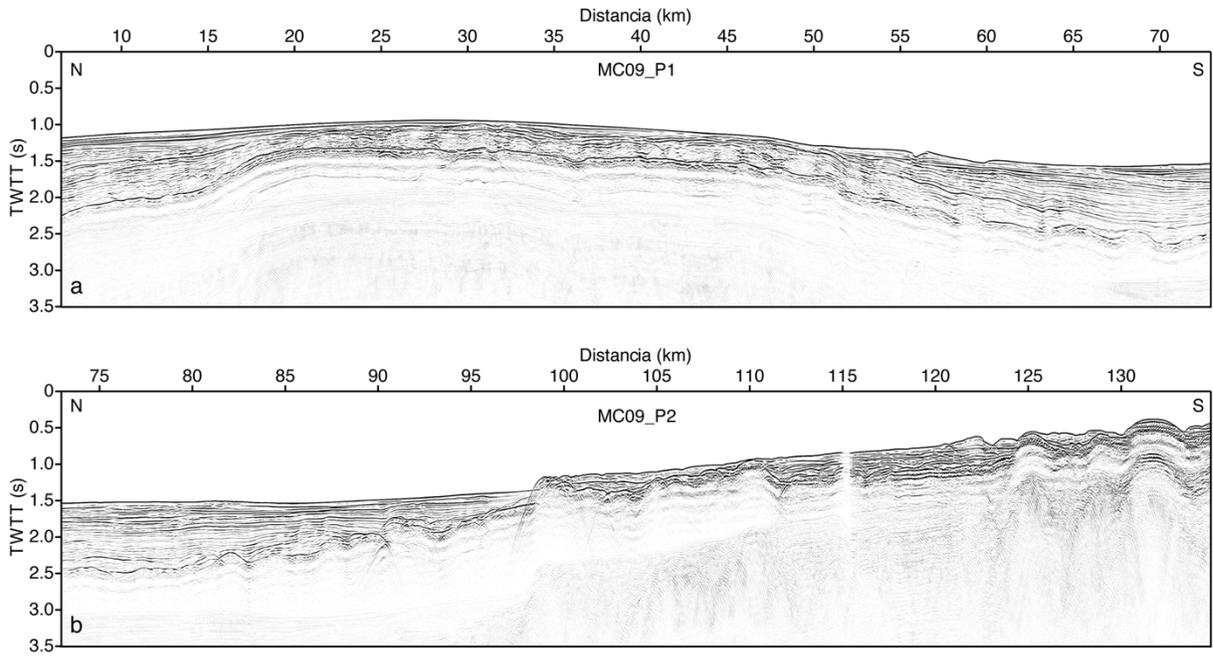


Figura B-17. Sección sísmica apilada (MC09).

Las siguientes secciones sísmicas cortas, ubicadas en el borde este del talud superior - plataforma continental, se muestran ordenadas en dirección norte-sur.

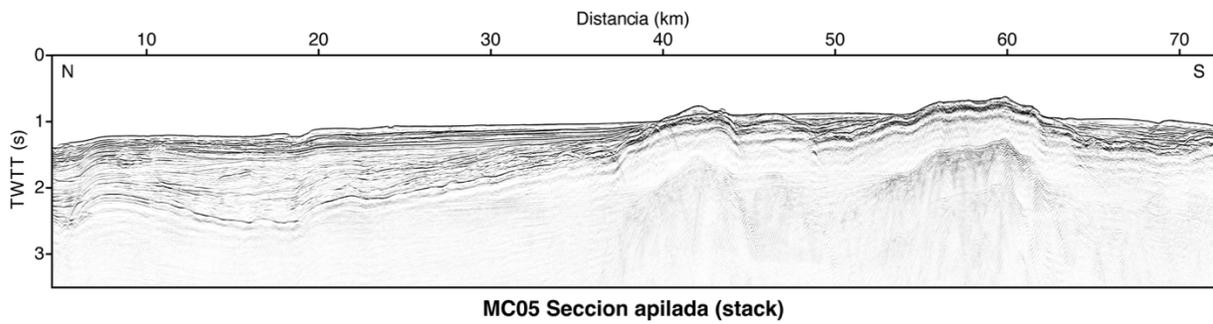


Figura B-18. Sección sísmica apilada (MC05).

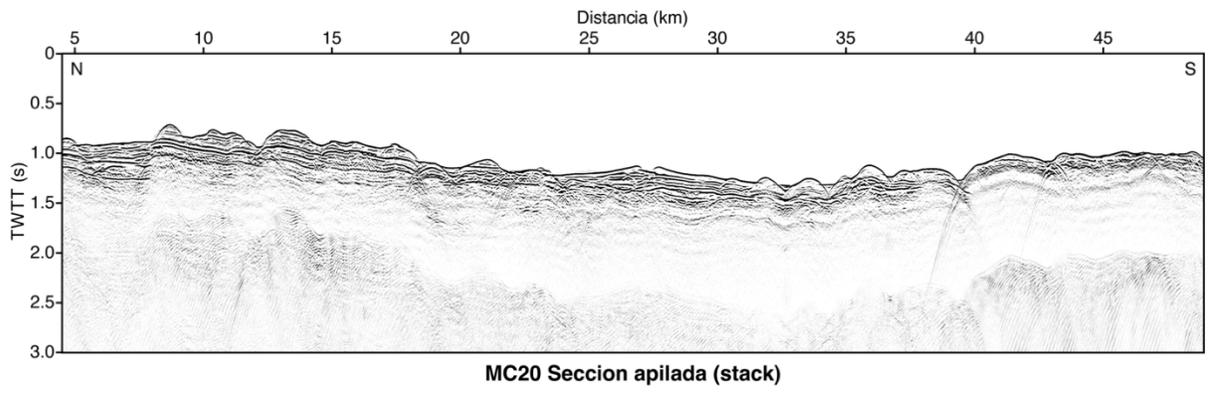


Figura B-19. Sección sísmica apilada (MC20).

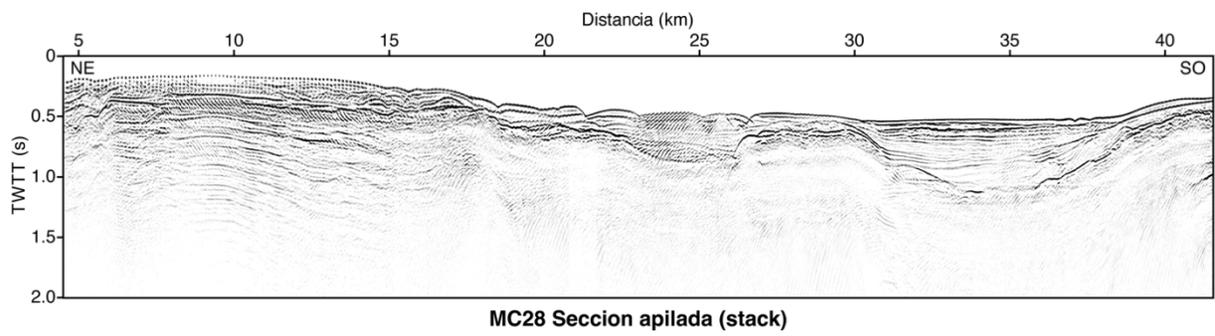
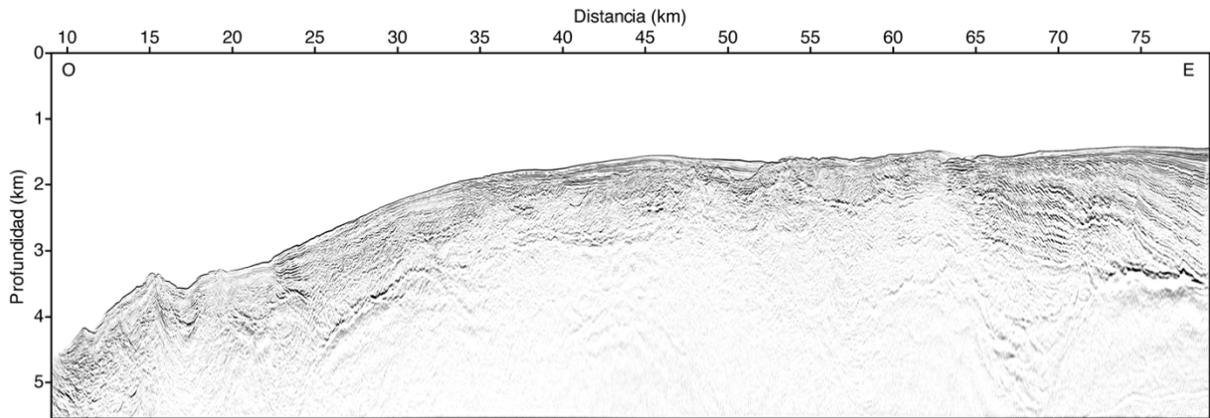


Figura B-20. Sección sísmica apilada (MC28).

Secciones sísmicas migradas a profundidad

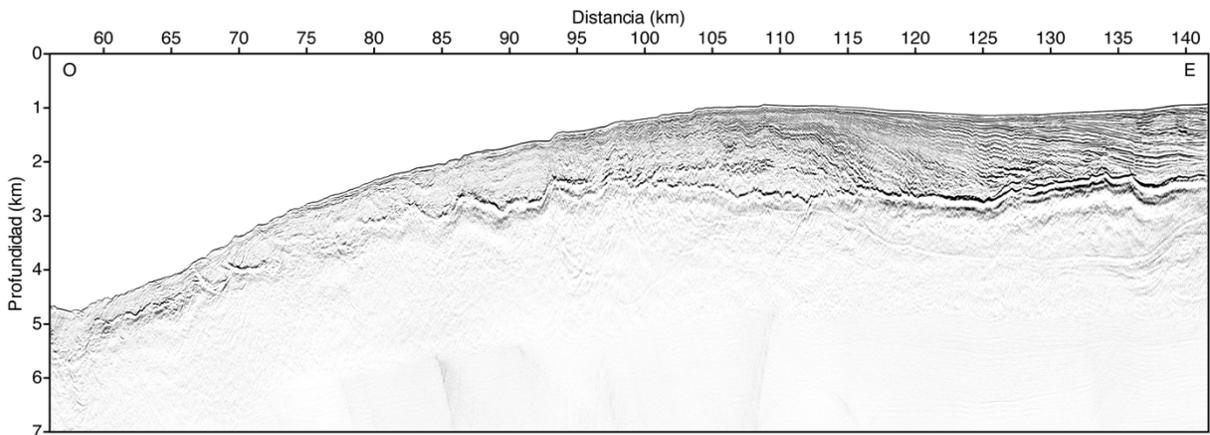
Secciones E-O

Las secciones se muestran ordenadas en dirección norte-sur.



MC12 Seccion migrada a profundidad

Figura B-21. Sección sísmica migrada a profundidad (MC12).



MC04 Seccion migrada a profundidad

Figura B-22. Sección sísmica migrada a profundidad (MC04).

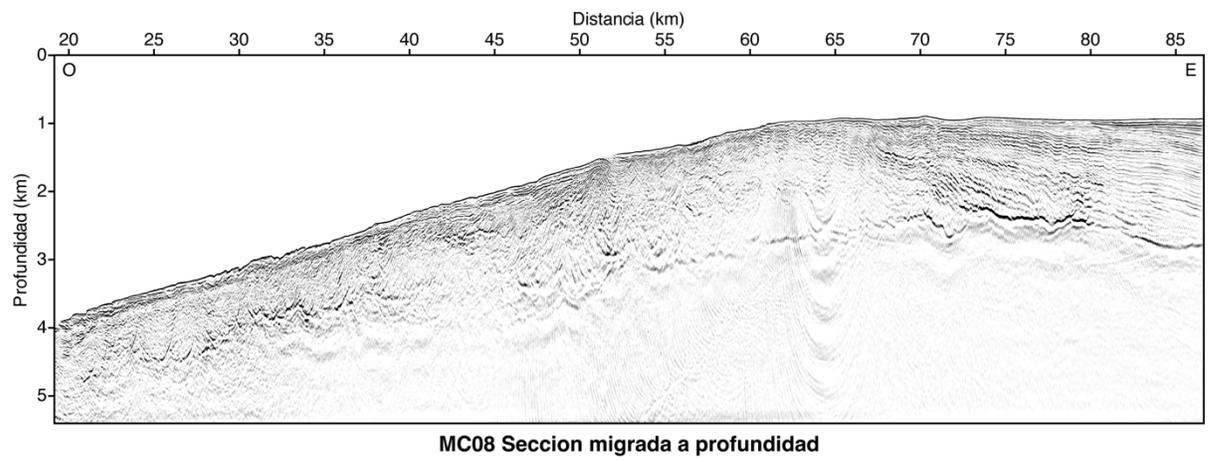


Figura B-23. Sección sísmica migrada a profundidad (MC08).

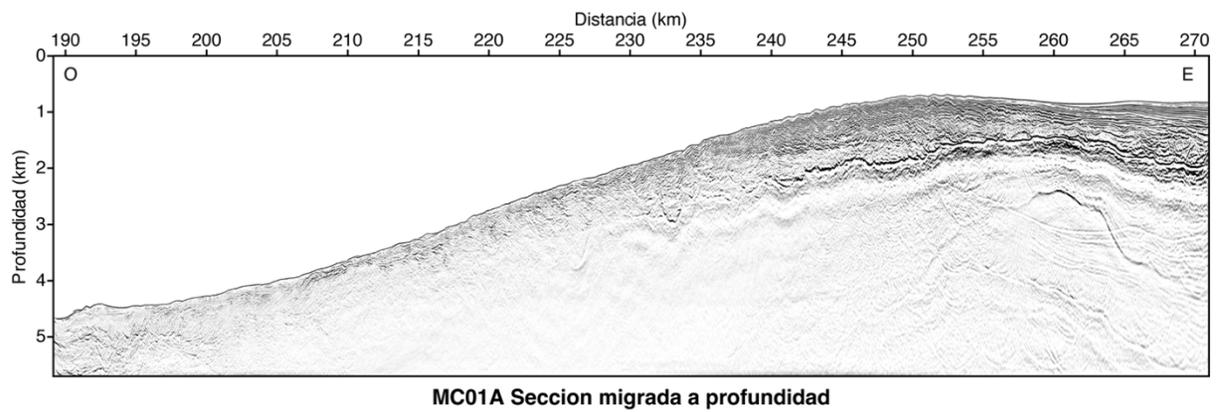


Figura B-24. Sección sísmica migrada a profundidad (MC01A).

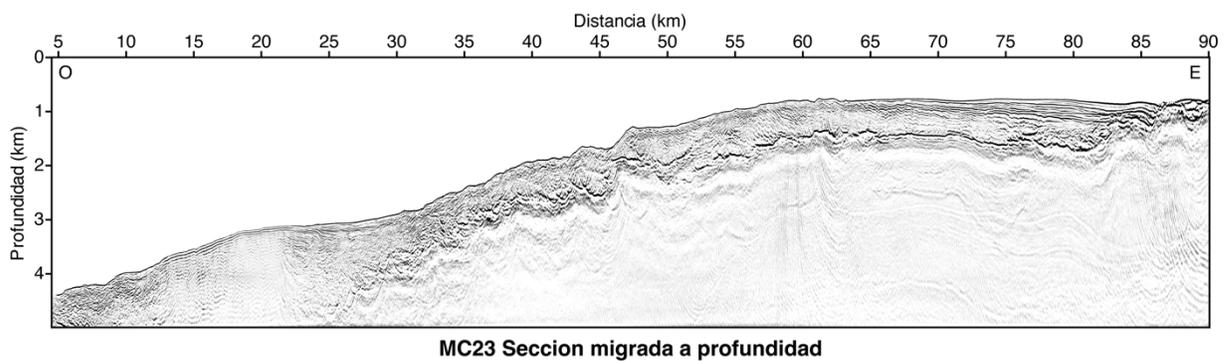


Figura B-25. Sección sísmica migrada a profundidad (MC23).

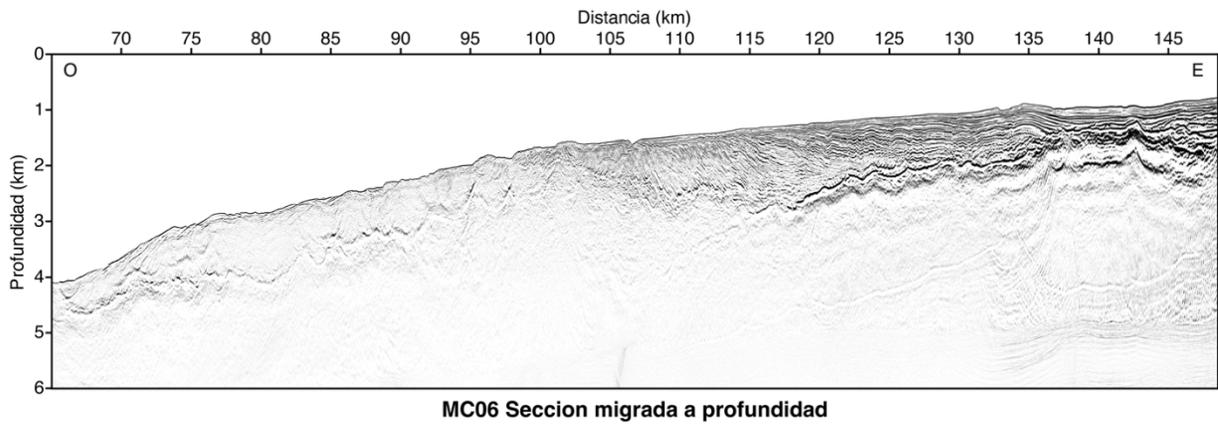


Figura B-26. Sección sísmica migrada a profundidad (MC06).

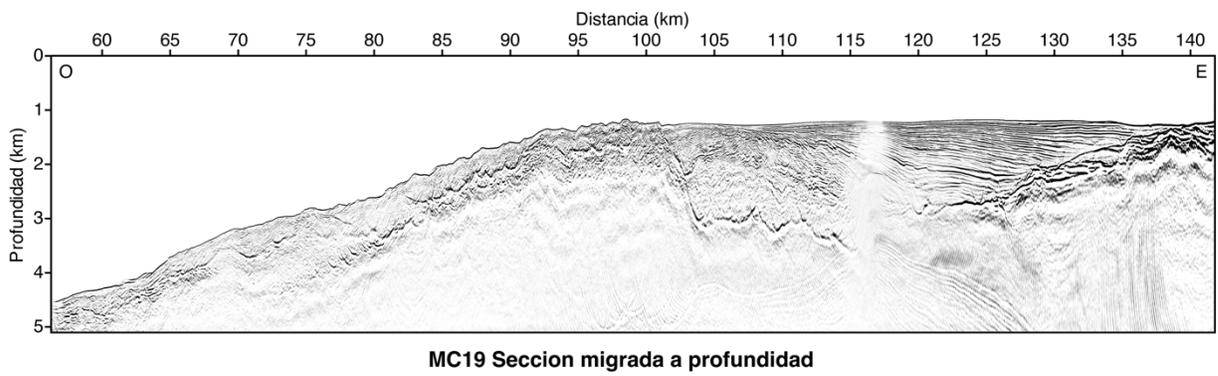


Figura B-27. Sección sísmica migrada a profundidad (MC19).

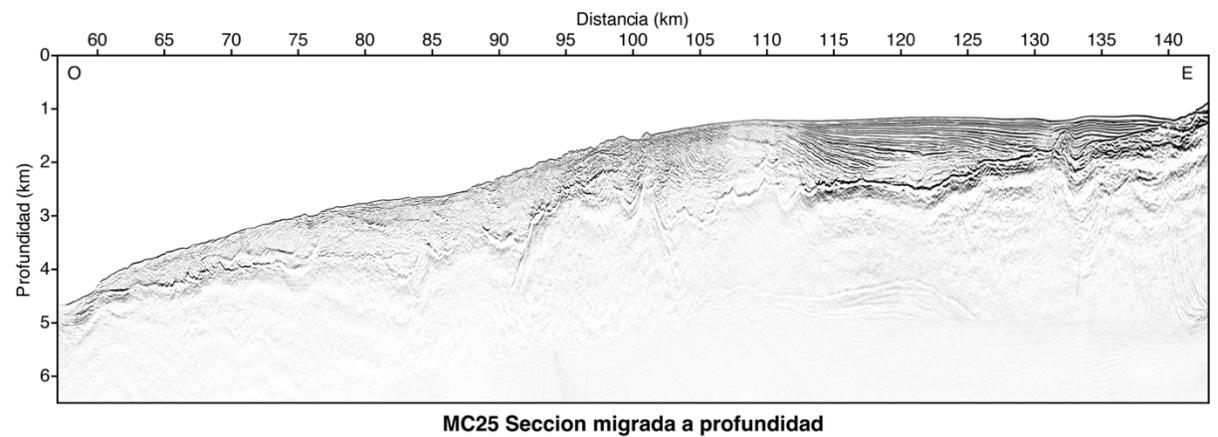
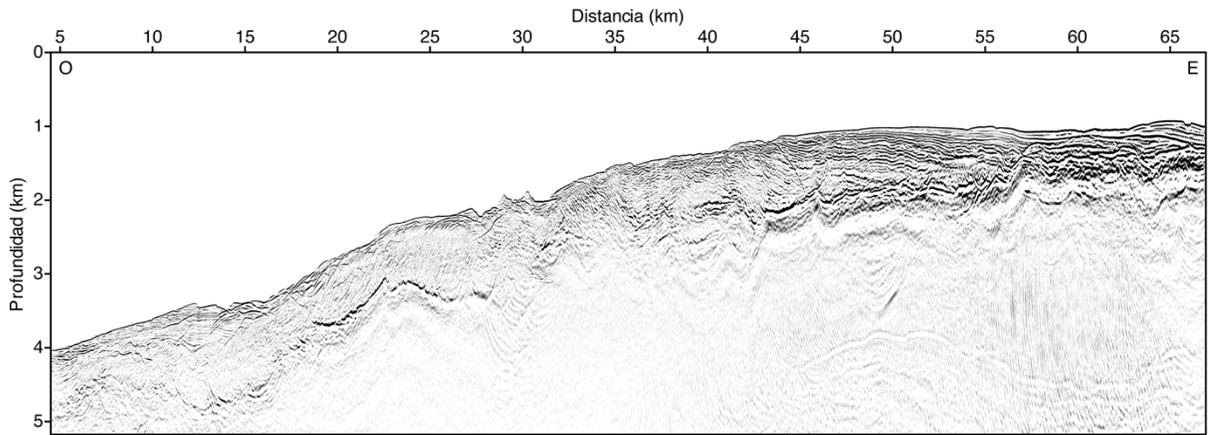
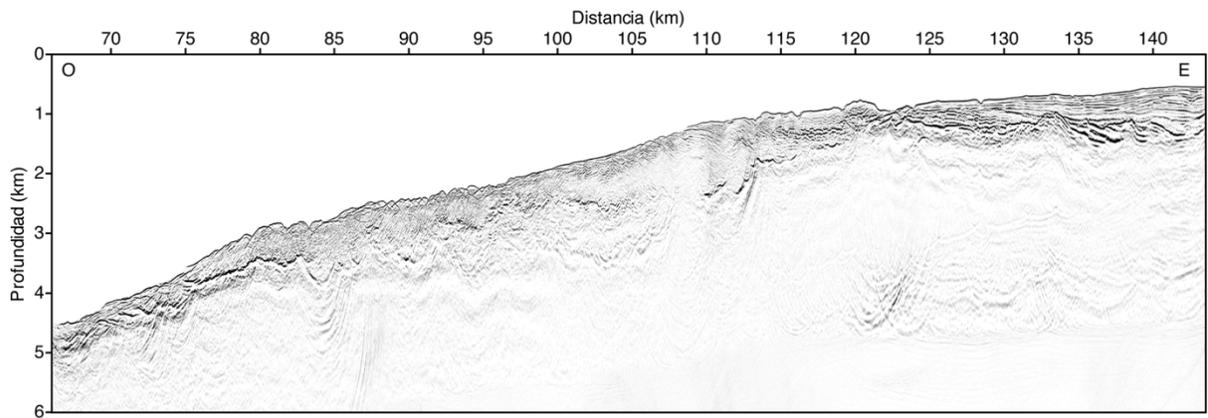


Figura B-28. Sección sísmica migrada a profundidad (MC25).



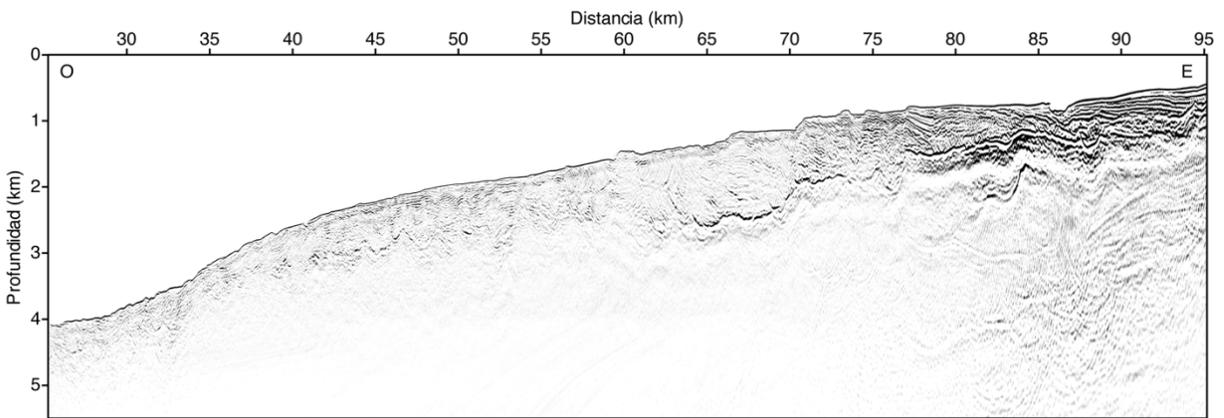
MC21 Seccion migrada a profundidad

Figura B-29, Sección sísmica migrada a profundidad (MC21).



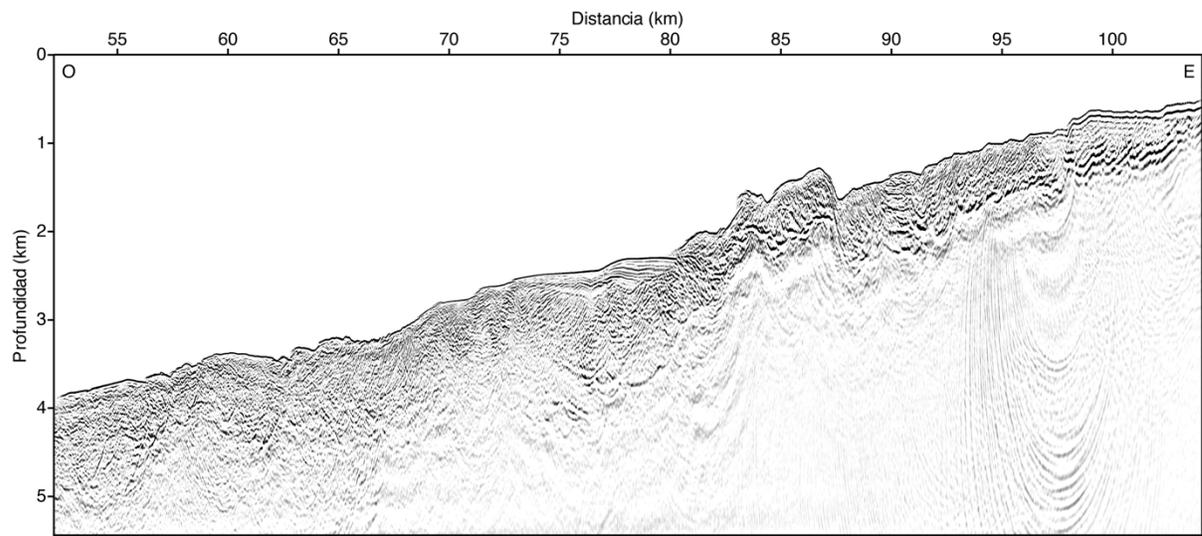
MC27 Seccion migrada a profundidad

Figura B-30. Sección sísmica migrada a profundidad (MC27).



MC10 Seccion migrada a profundidad

Figura B-31. Sección sísmica migrada a profundidad (MC10).



MC17 Sección migrada a profundidad

Figura B-32. Sección sísmica migrada a profundidad (MC17).

Secciones N-S

Las secciones se muestran ordenadas en dirección oeste-este.

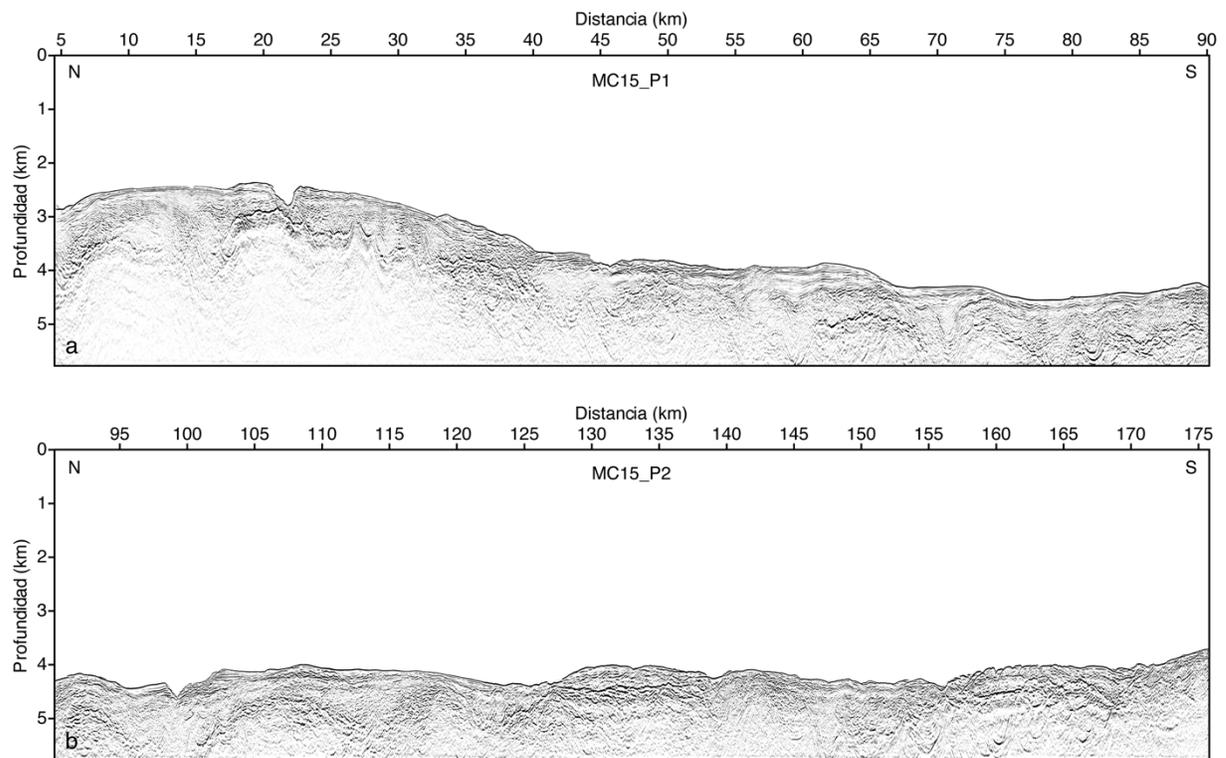


Figura B-33. Sección sísmica migrada a profundidad (MC15).

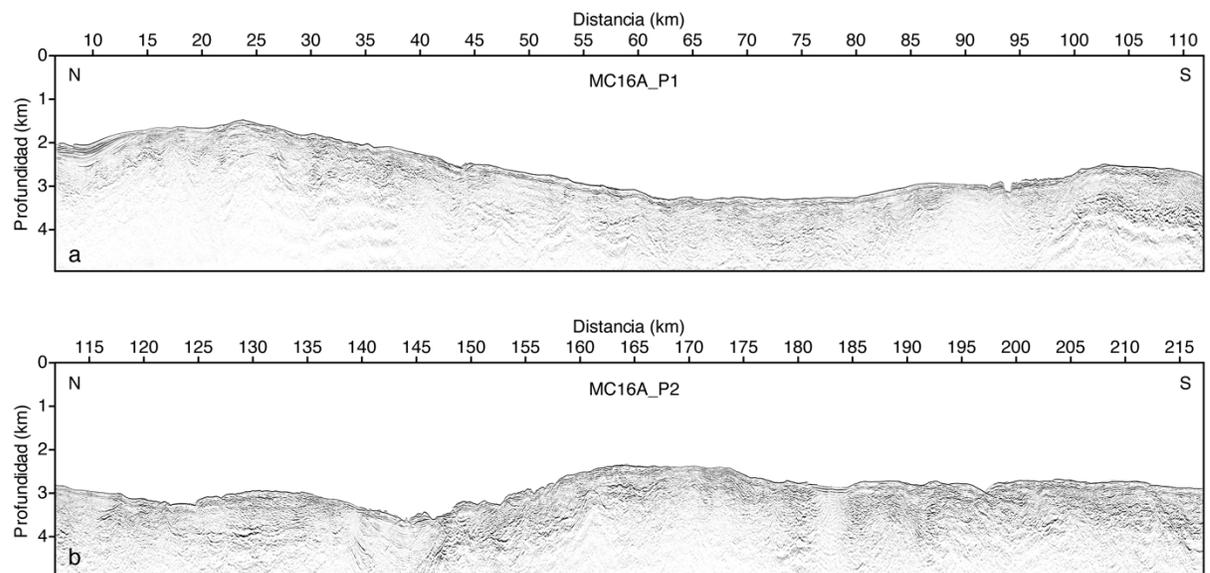


Figura B-34. Sección sísmica migrada a profundidad (MC16A).

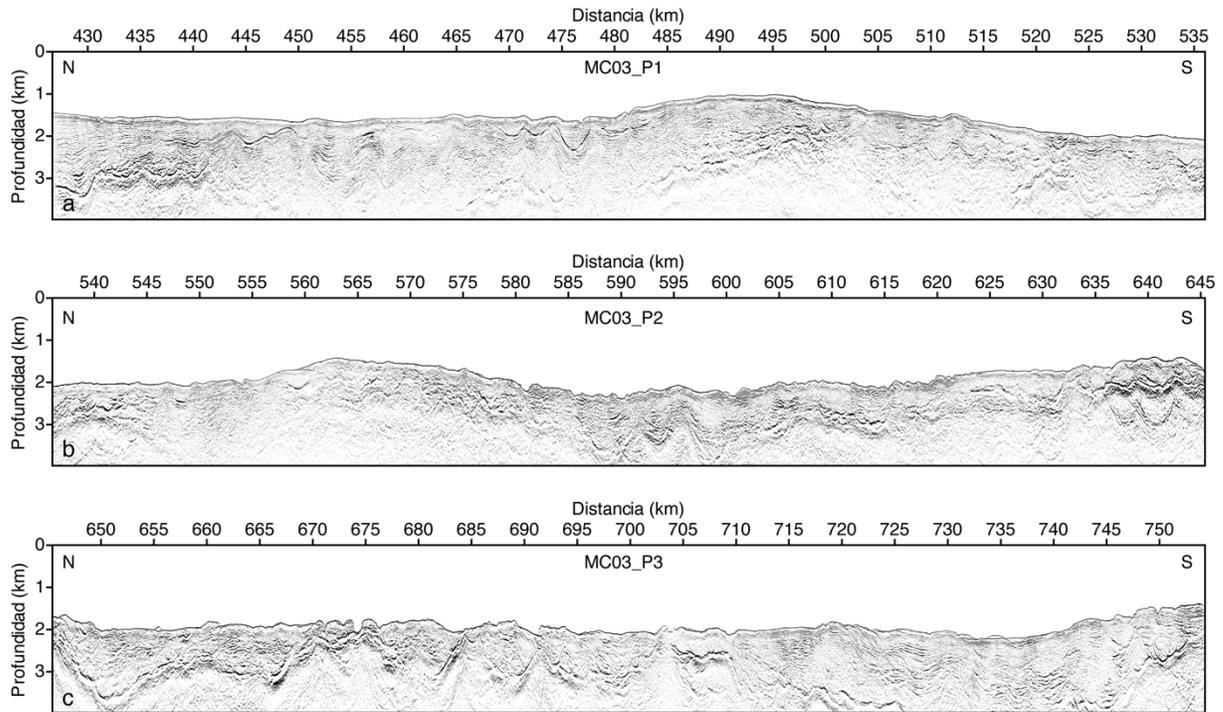


Figura B-35. Sección sísmica migrada a profundidad (MC03).

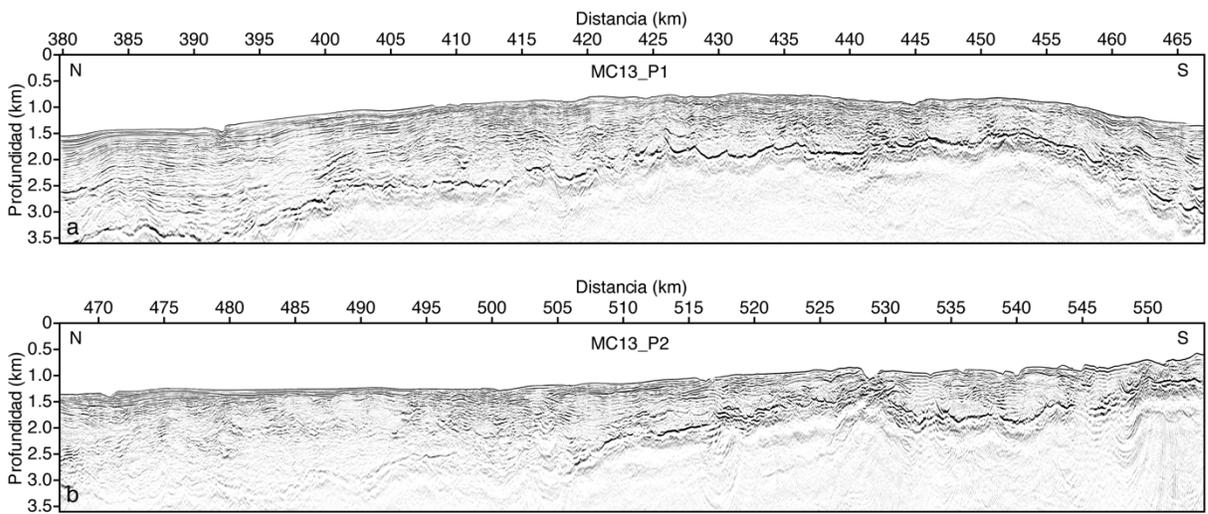


Figura B-36. Sección sísmica migrada a profundidad (MC13).

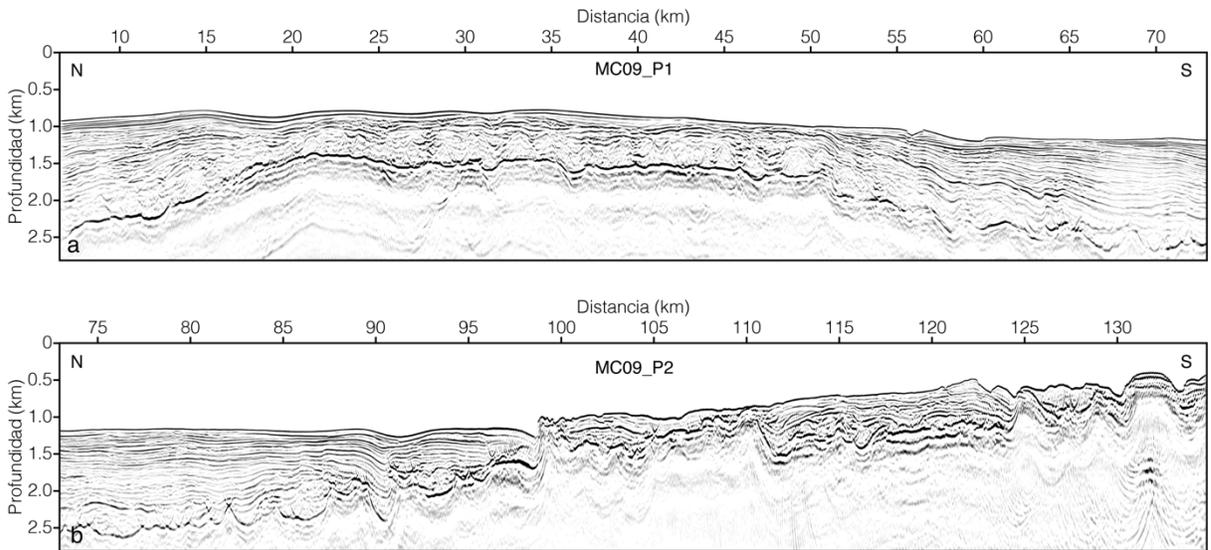


Figura B-37. Sección sísmica migrada a profundidad (MC09).

Las siguientes secciones sísmicas cortas, ubicadas en el borde este del talud superior - plataforma continental, se muestran ordenadas en dirección norte-sur.

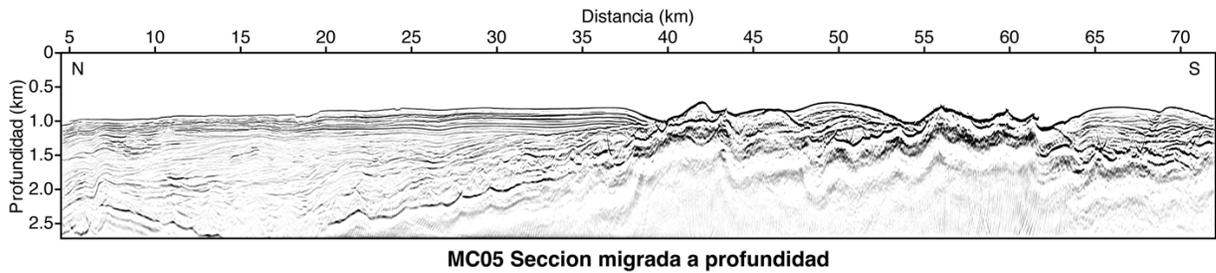


Figura B-38. Sección sísmica migrada a profundidad (MC05).

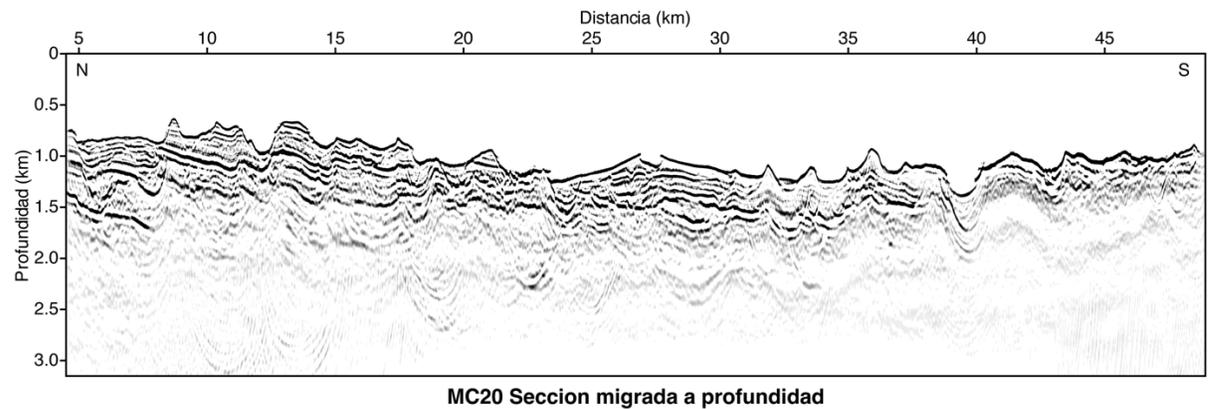


Figura B-39. Sección sísmica migrada a profundidad (MC20).

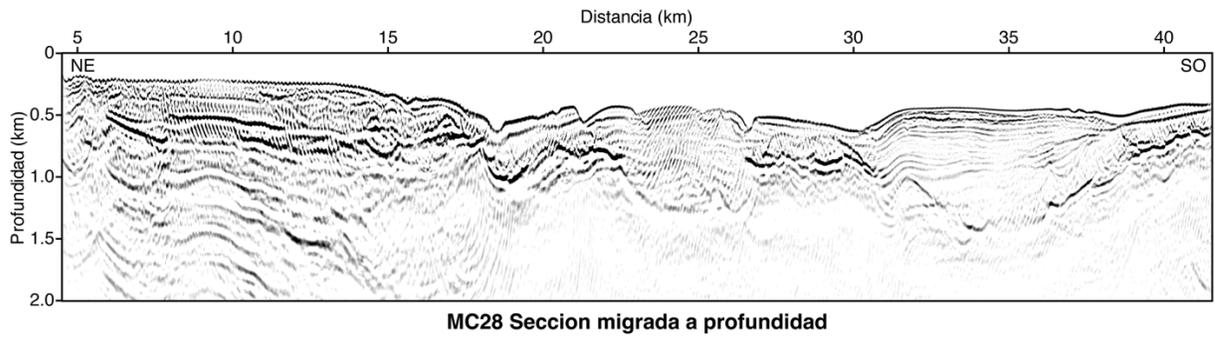


Figura B-40. Sección sísmica migrada a profundidad (MC28).

Tomografías sísmicas

Secciones E-O

Los resultados de las tomografías se muestran según el orden dado por la ubicación de los perfiles sísmicos, en dirección norte-sur.

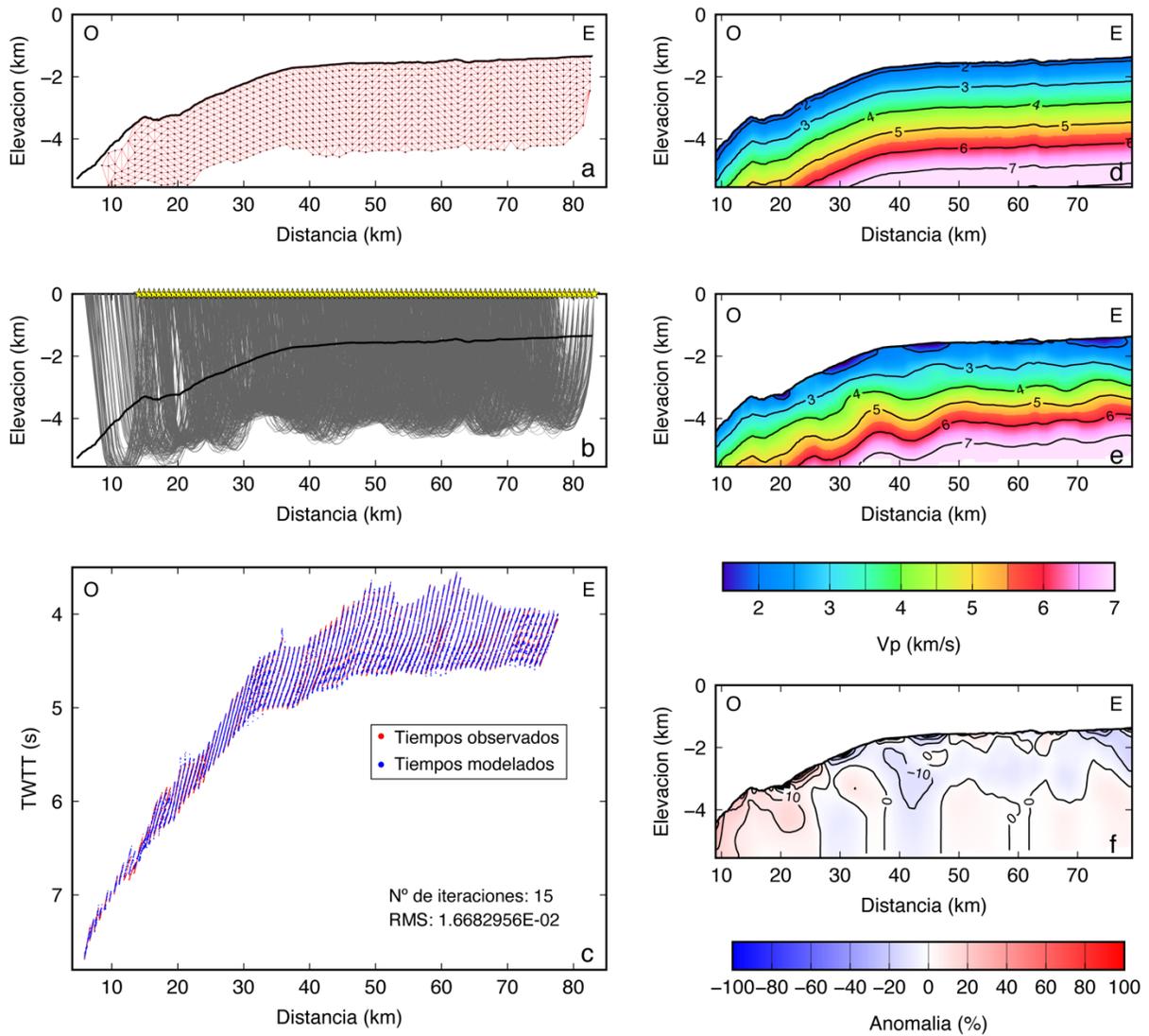


Figura B-41. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC12. (a) grilla y nodos en donde se calculan las velocidades de intervalo invertidas; (b) trazado de rayos correspondiente al modelo de V_p final (e); (c) ajuste entre los tiempos de viaje observados y calculados; (d) y (e) muestran los modelos de V_p inicial y final, respectivamente; (f) anomalía porcentual del modelo de V_p final con respecto al modelo inicial.

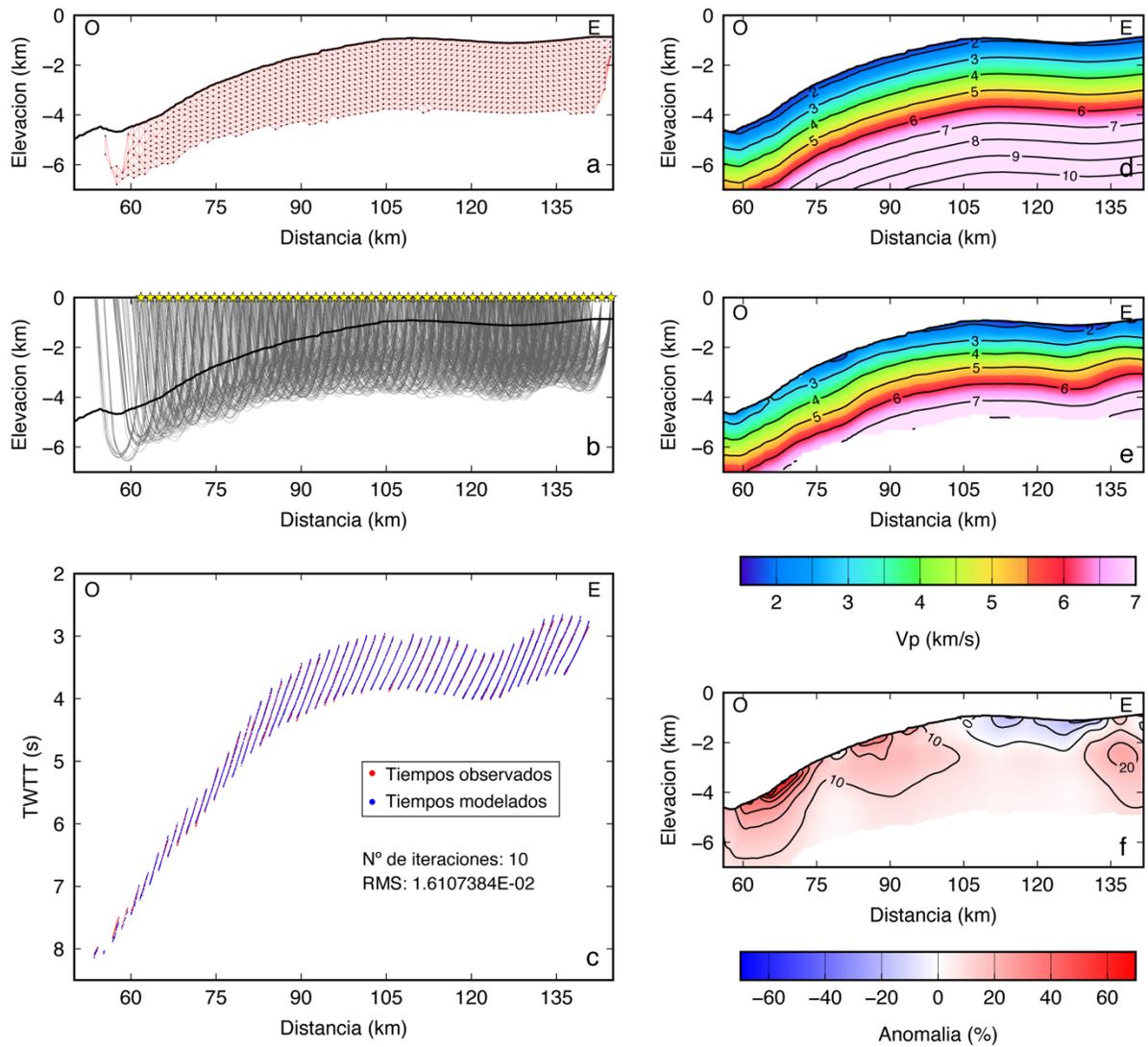


Figura B-42. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC04. (a) grilla y nodos en donde se calculan las velocidades de intervalo invertidas; (b) trazado de rayos correspondiente al modelo de V_p final (e); (c) ajuste entre los tiempos de viaje observados y calculados; (d) y (e) muestran los modelos de V_p inicial y final, respectivamente; (f) anomalía porcentual del modelo de V_p final con respecto al modelo inicial.

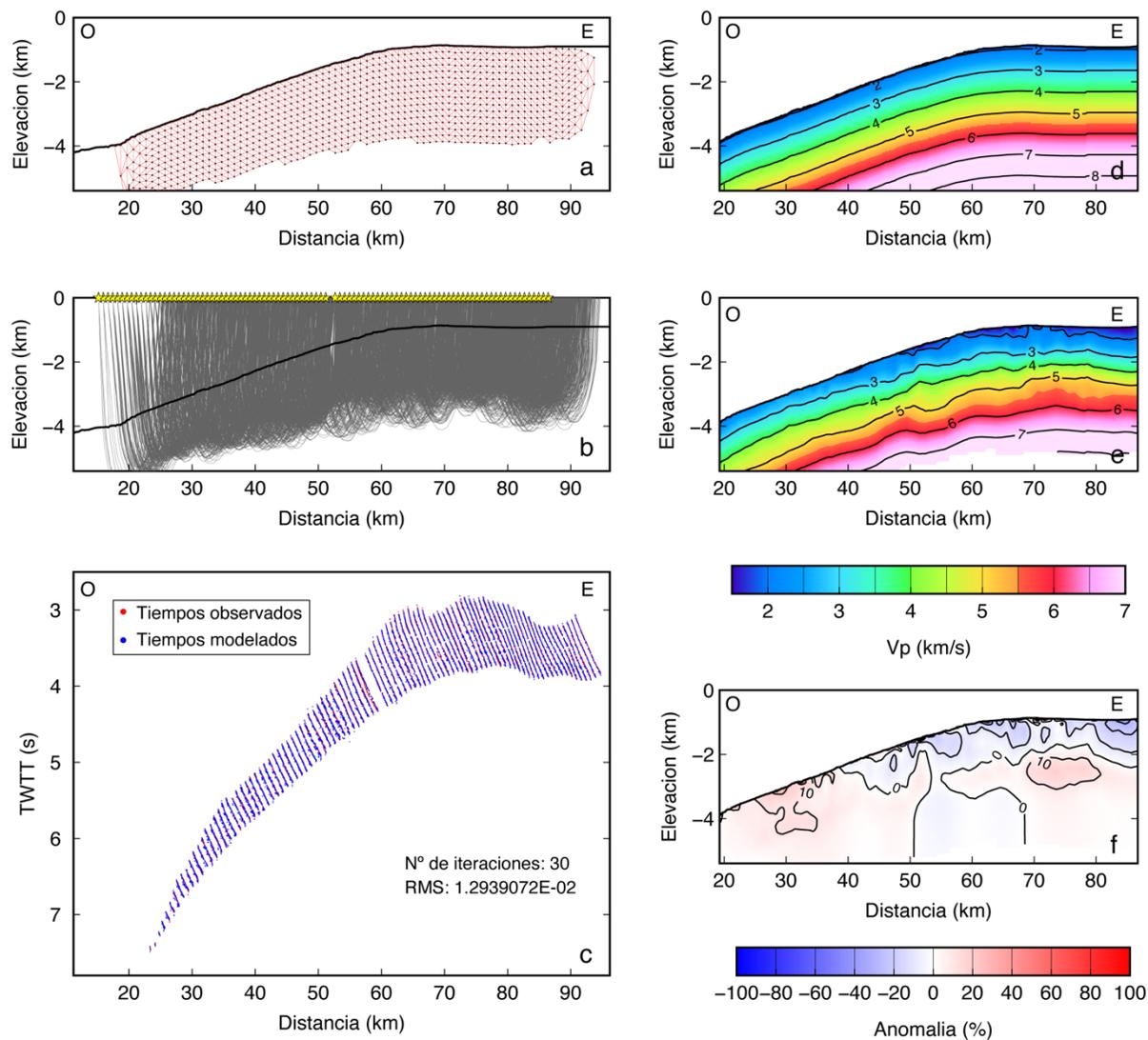


Figura B-43. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC08. (a) grilla y nodos en donde se calculan las velocidades de intervalo invertidas; (b) trazado de rayos correspondiente al modelo de V_p final (e); (c) ajuste entre los tiempos de viaje observados y calculados; (d) y (e) muestran los modelos de V_p inicial y final, respectivamente; (f) anomalía porcentual del modelo de V_p final con respecto al modelo inicial.

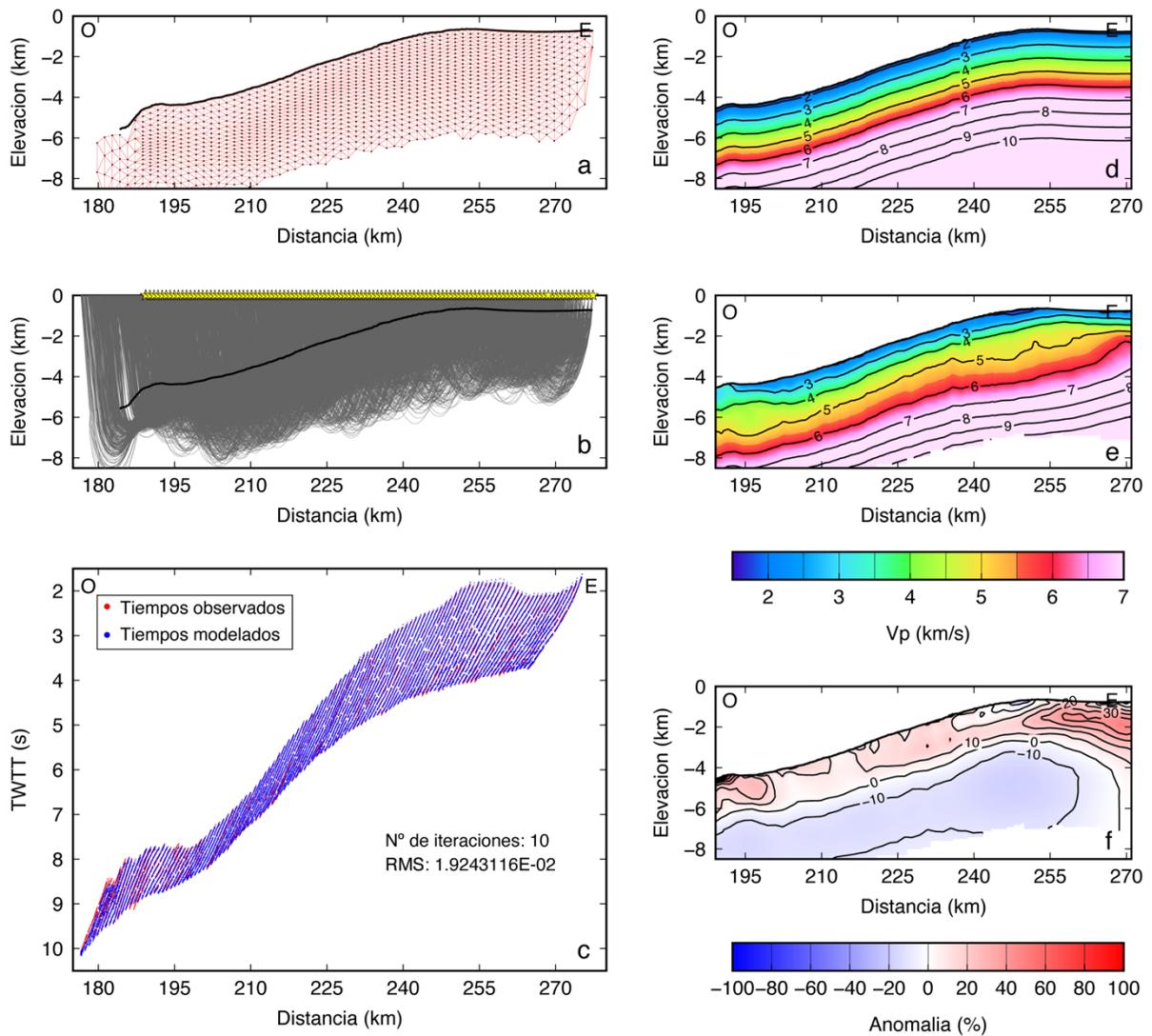


Figura B-44. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC01A. (a) grilla y nodos en donde se calculan las velocidades de intervalo invertidas; (b) trazado de rayos correspondiente al modelo de V_p final (e); (c) ajuste entre los tiempos de viaje observados y calculados; (d) y (e) muestran los modelos de V_p inicial y final, respectivamente; (f) anomalía porcentual del modelo de V_p final con respecto al modelo inicial.

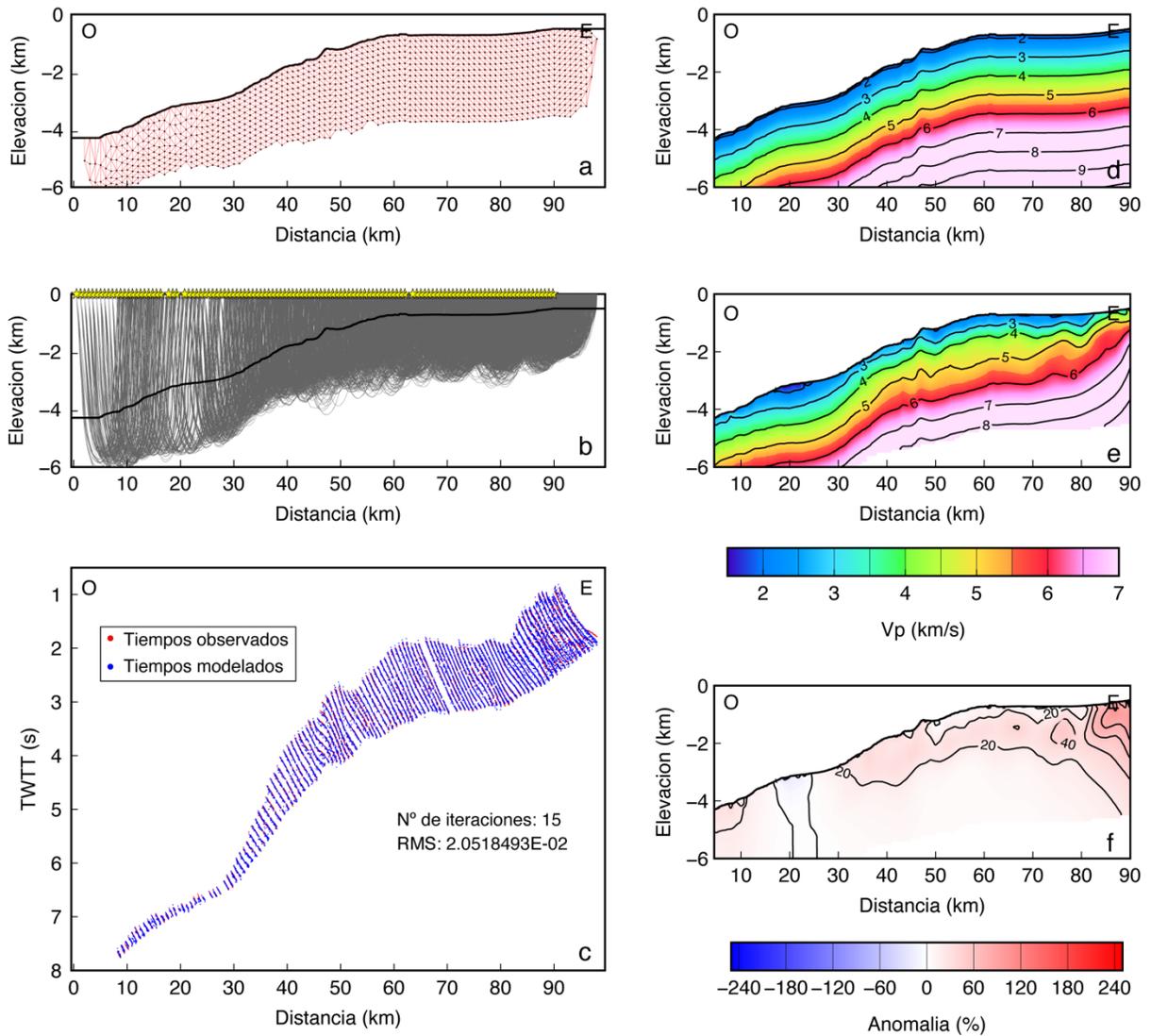


Figura B-45. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC23. (a) grilla y nodos en donde se calculan las velocidades de intervalo invertidas; (b) trazado de rayos correspondiente al modelo de V_p final (e); (c) ajuste entre los tiempos de viaje observados y calculados; (d) y (e) muestran los modelos de V_p inicial y final, respectivamente; (f) anomalía porcentual del modelo de V_p final con respecto al modelo inicial.

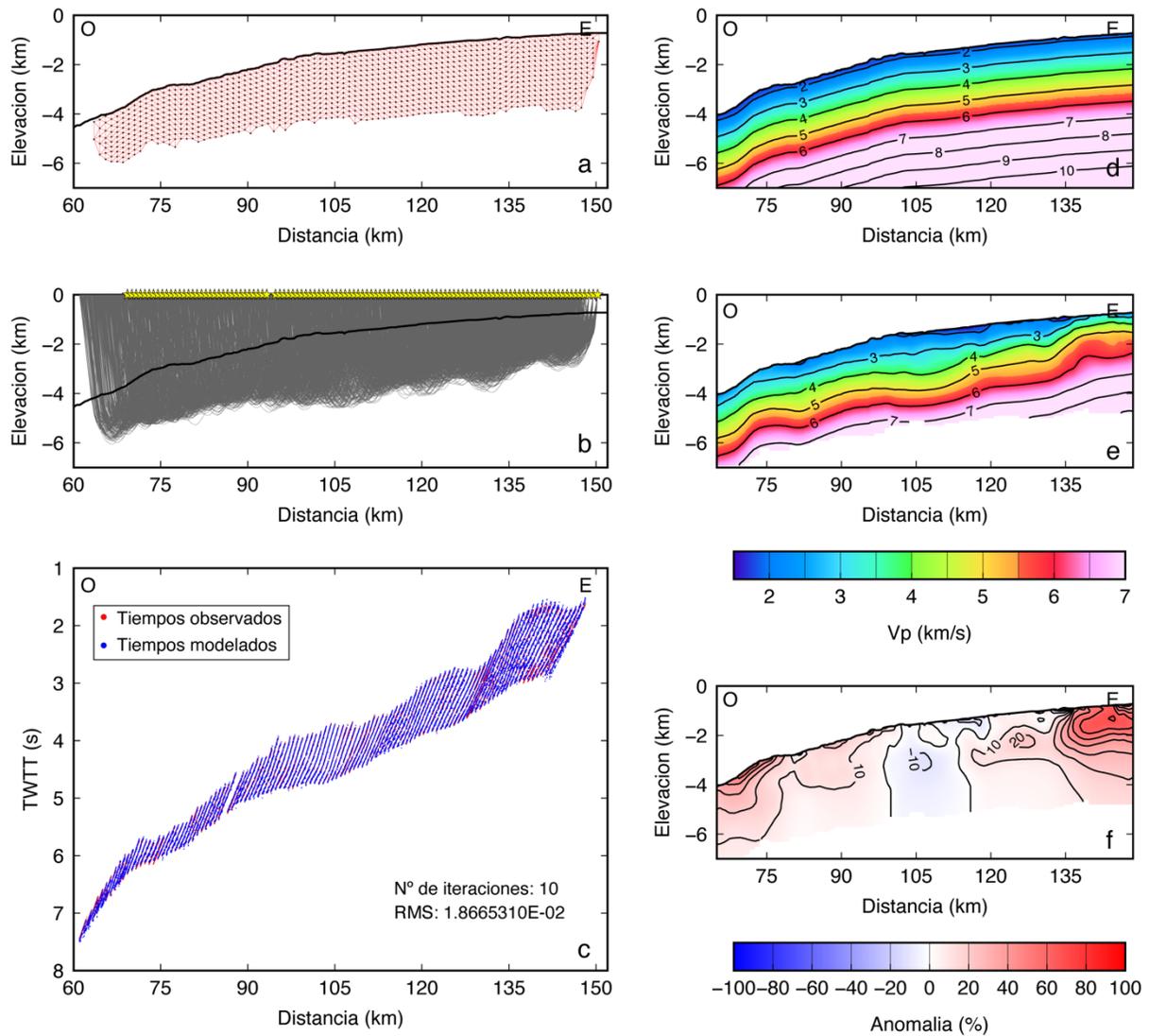


Figura B-46. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC06. (a) grilla y nodos en donde se calculan las velocidades de intervalo invertidas; (b) trazado de rayos correspondiente al modelo de V_p final (e); (c) ajuste entre los tiempos de viaje observados y calculados; (d) y (e) muestran los modelos de V_p inicial y final, respectivamente; (f) anomalía porcentual del modelo de V_p final con respecto al modelo inicial.

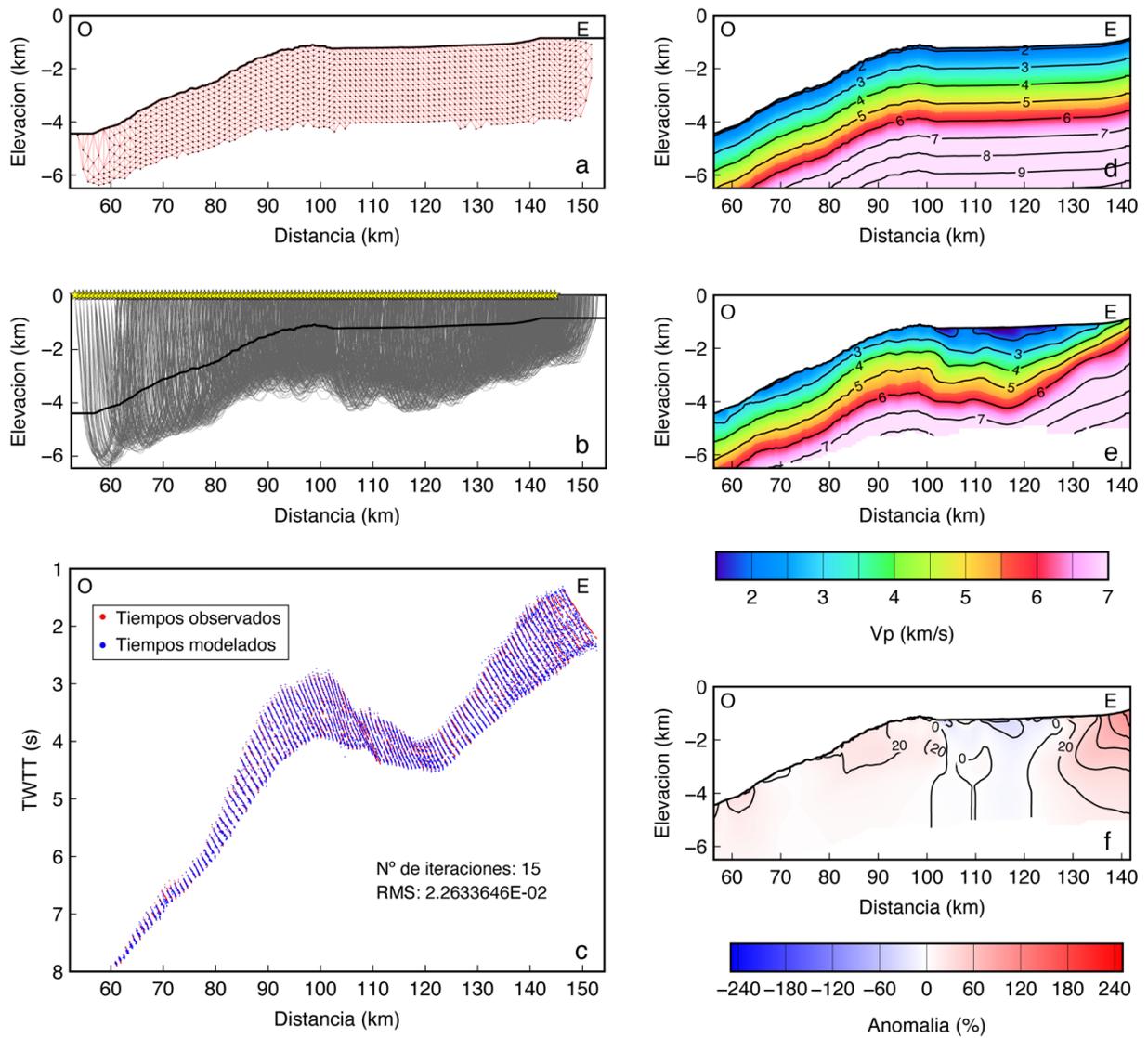


Figura B-47. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC19. (a) grilla y nodos en donde se calculan las velocidades de intervalo invertidas; (b) trazado de rayos correspondiente al modelo de V_p final (e); (c) ajuste entre los tiempos de viaje observados y calculados; (d) y (e) muestran los modelos de V_p inicial y final, respectivamente; (f) anomalía porcentual del modelo de V_p final con respecto al modelo inicial.

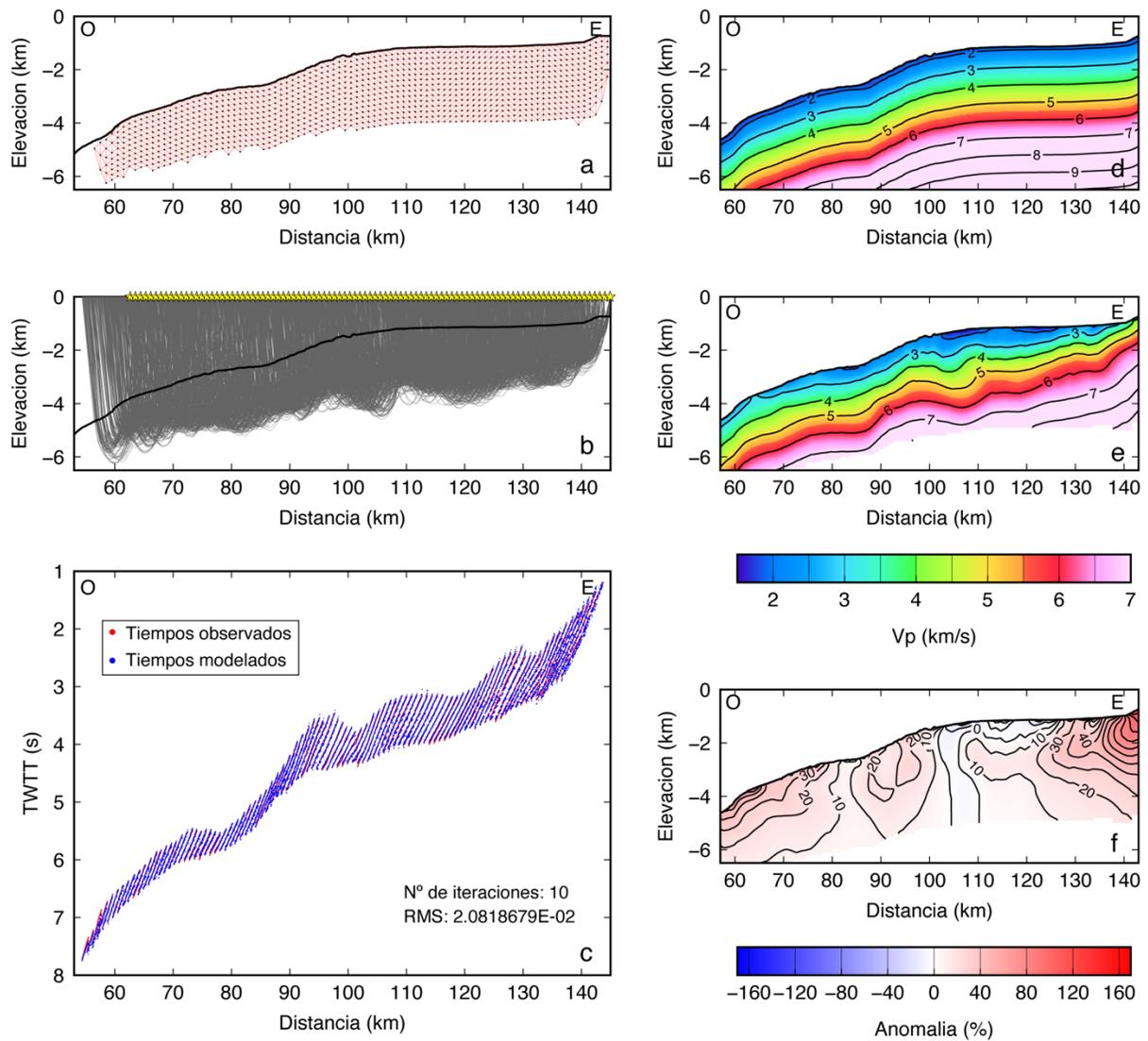


Figura B-48. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC25. (a) grilla y nodos en donde se calculan las velocidades de intervalo invertidas; (b) trazado de rayos correspondiente al modelo de V_p final (e); (c) ajuste entre los tiempos de viaje observados y calculados; (d) y (e) muestran los modelos de V_p inicial y final, respectivamente; (f) anomalía porcentual del modelo de V_p final con respecto al modelo inicial.

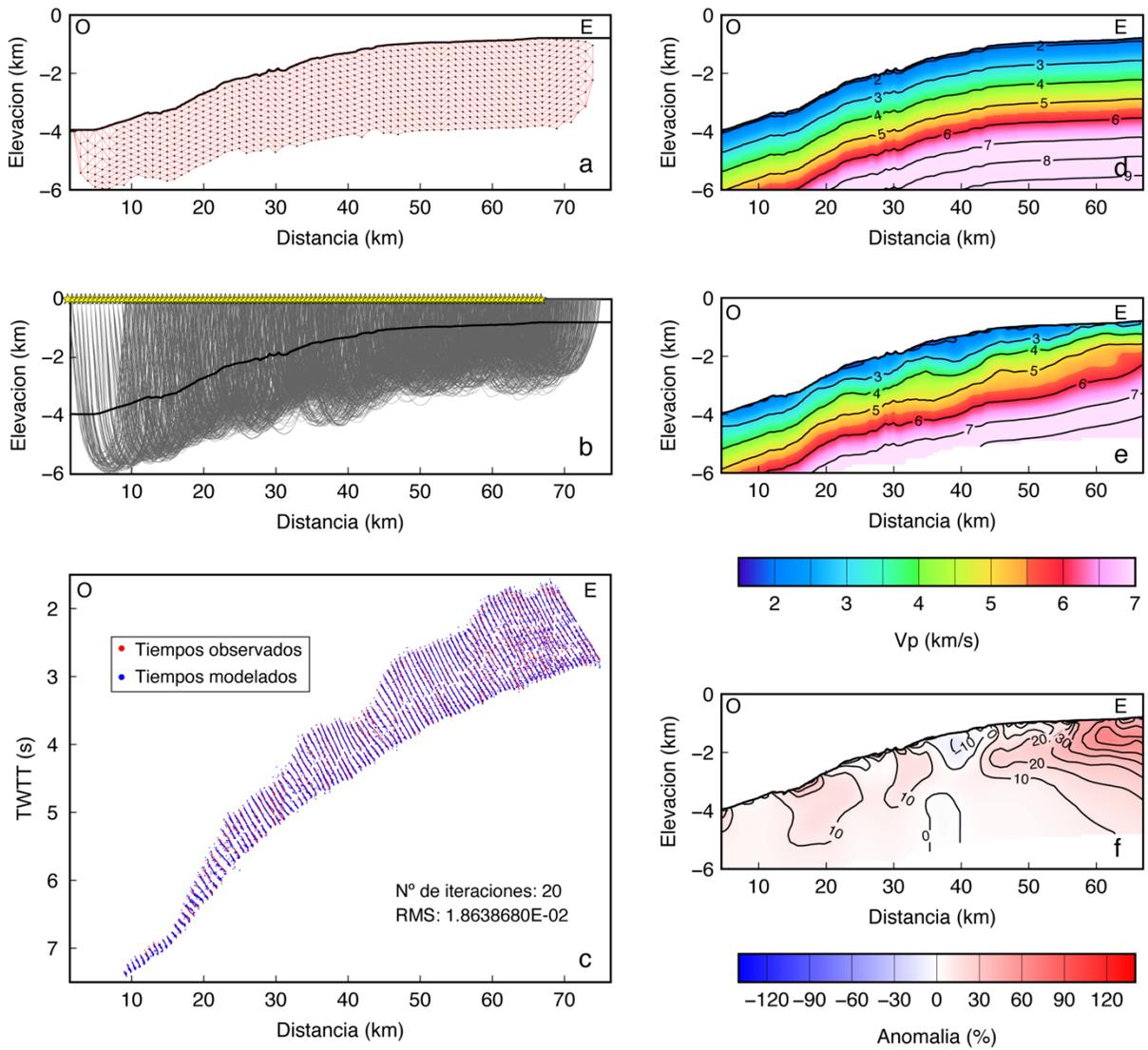


Figura B-49. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC21. (a) grilla y nodos en donde se calculan las velocidades de intervalo invertidas; (b) trazado de rayos correspondiente al modelo de V_p final (e); (c) ajuste entre los tiempos de viaje observados y calculados; (d) y (e) muestran los modelos de V_p inicial y final, respectivamente; (f) anomalía porcentual del modelo de V_p final con respecto al modelo inicial.

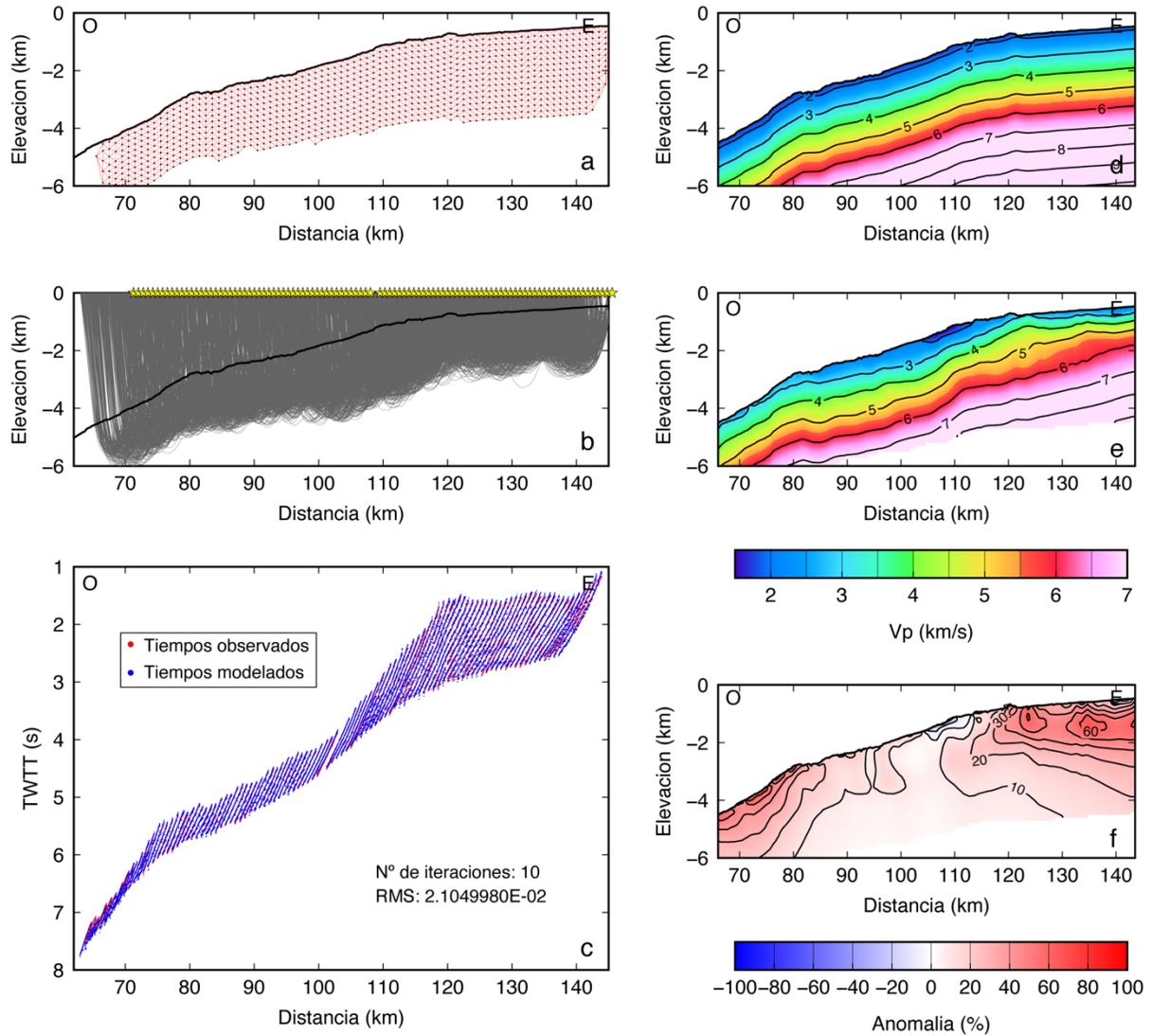


Figura B-50. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC27. (a) grilla y nodos en donde se calculan las velocidades de intervalo invertidas; (b) trazado de rayos correspondiente al modelo de V_p final (e); (c) ajuste entre los tiempos de viaje observados y calculados; (d) y (e) muestran los modelos de V_p inicial y final, respectivamente; (f) anomalía porcentual del modelo de V_p final con respecto al modelo inicial.

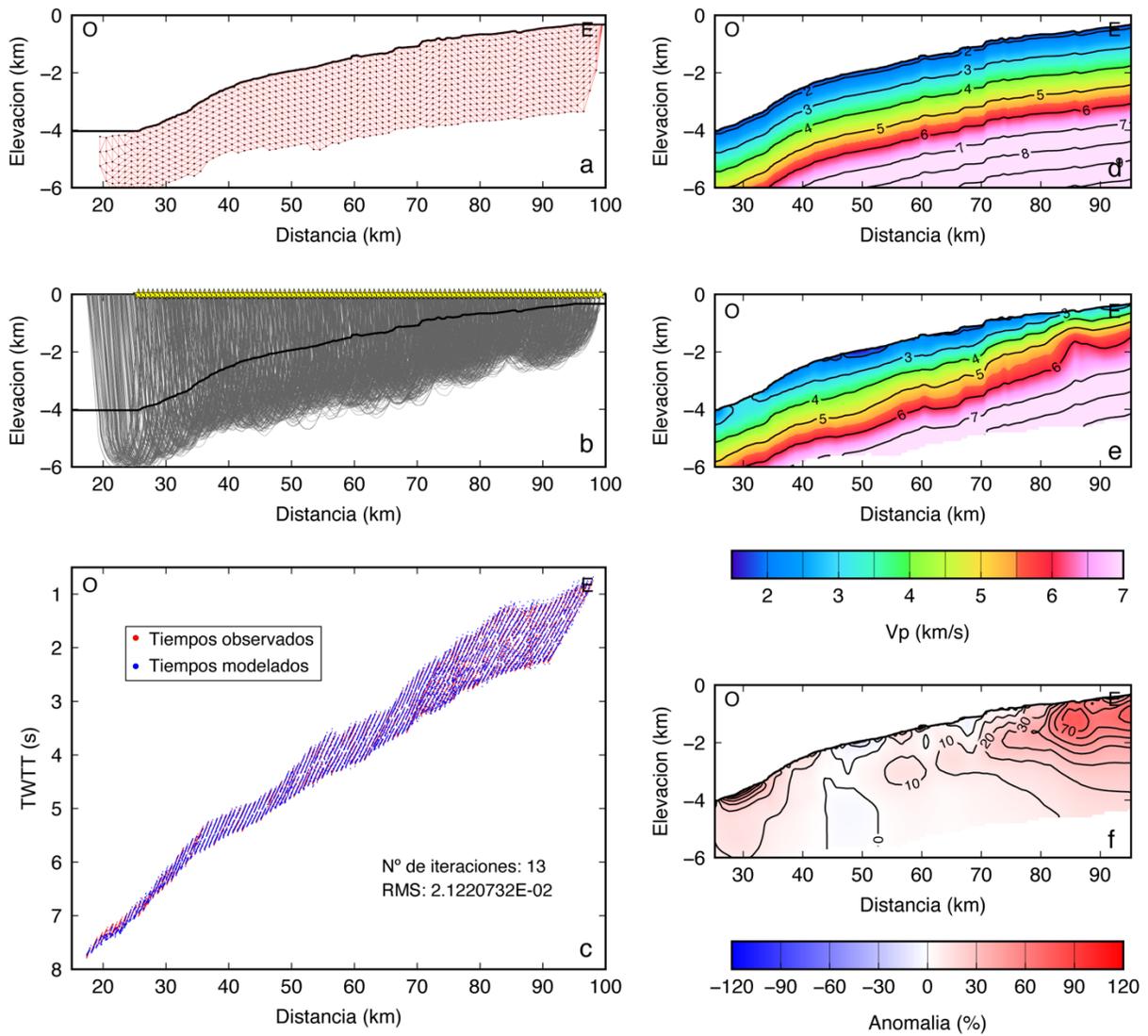


Figura B-51. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC10. (a) grilla y nodos en donde se calculan las velocidades de intervalo invertidas; (b) trazado de rayos correspondiente al modelo de V_p final (e); (c) ajuste entre los tiempos de viaje observados y calculados; (d) y (e) muestran los modelos de V_p inicial y final, respectivamente; (f) anomalía porcentual del modelo de V_p final con respecto al modelo inicial.

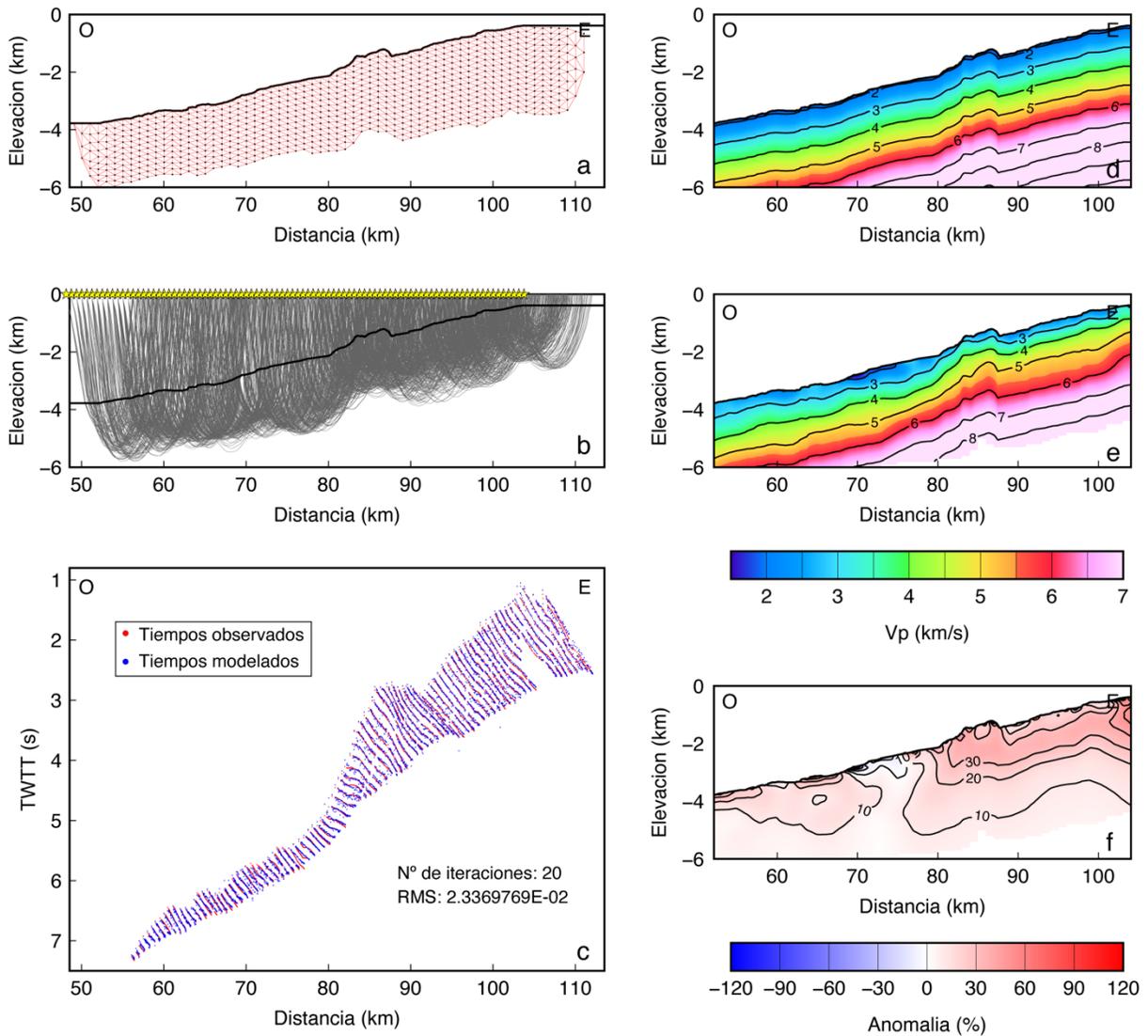


Figura B-52. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC17. (a) grilla y nodos en donde se calculan las velocidades de intervalo invertidas; (b) trazado de rayos correspondiente al modelo de V_p final (e); (c) ajuste entre los tiempos de viaje observados y calculados; (d) y (e) muestran los modelos de V_p inicial y final, respectivamente; (f) anomalía porcentual del modelo de V_p final con respecto al modelo inicial.

Secciones N-S

Los resultados de las tomografías se muestran según el orden dado por la ubicación de los perfiles sísmicos, en dirección oeste-este.

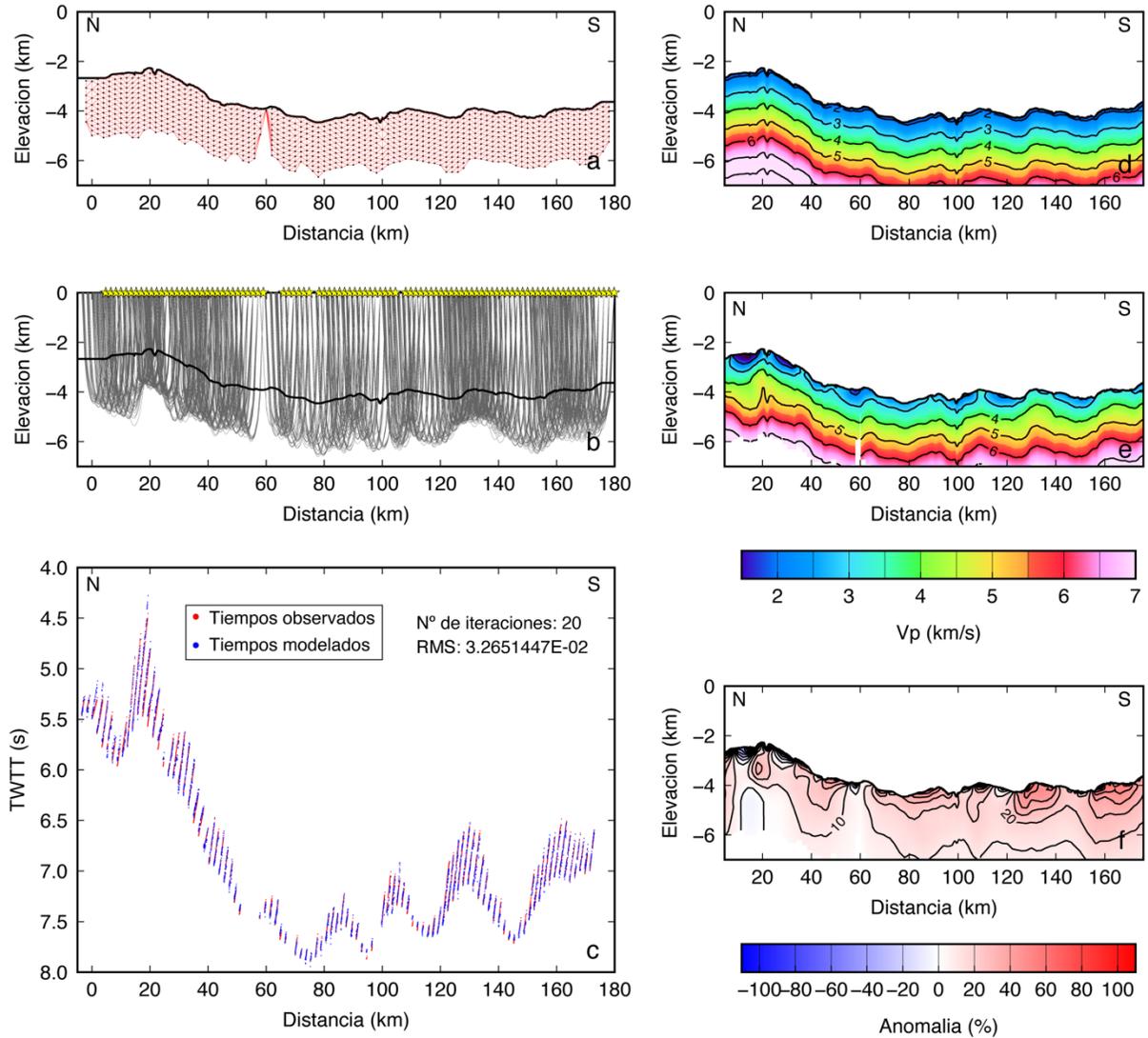


Figura B-53. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC15. (a) grilla y nodos en donde se calculan las velocidades de intervalo invertidas; (b) trazado de rayos correspondiente al modelo de V_p final (e); (c) ajuste entre los tiempos de viaje observados y calculados; (d) y (e) muestran los modelos de V_p inicial y final, respectivamente; (f) anomalía porcentual del modelo de V_p final con respecto al modelo inicial.

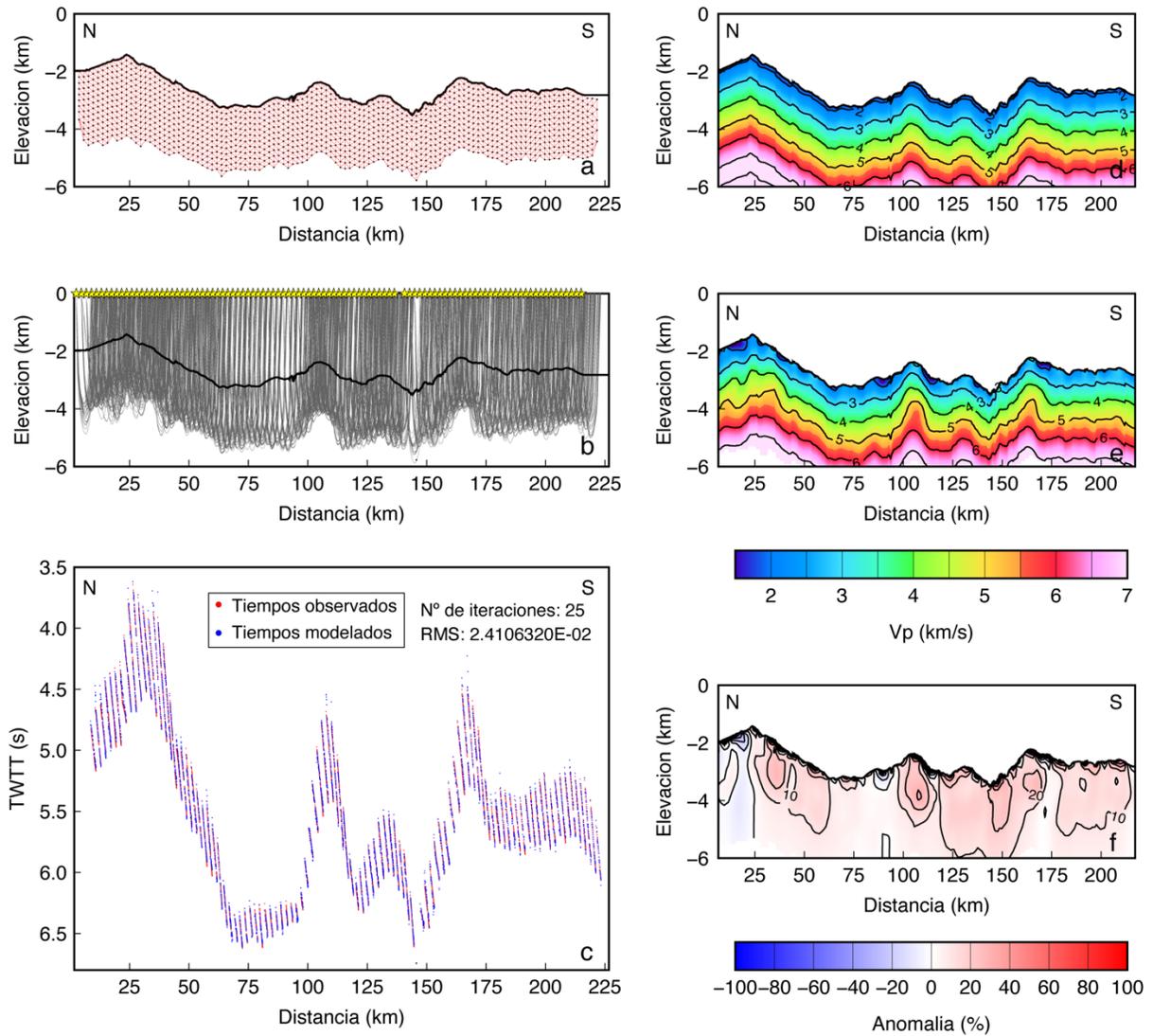


Figura B-54. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC16A. (a) grilla y nodos en donde se calculan las velocidades de intervalo invertidas; (b) trazado de rayos correspondiente al modelo de V_p final (e); (c) ajuste entre los tiempos de viaje observados y calculados; (d) y (e) muestran los modelos de V_p inicial y final, respectivamente; (f) anomalía porcentual del modelo de V_p final con respecto al modelo inicial.

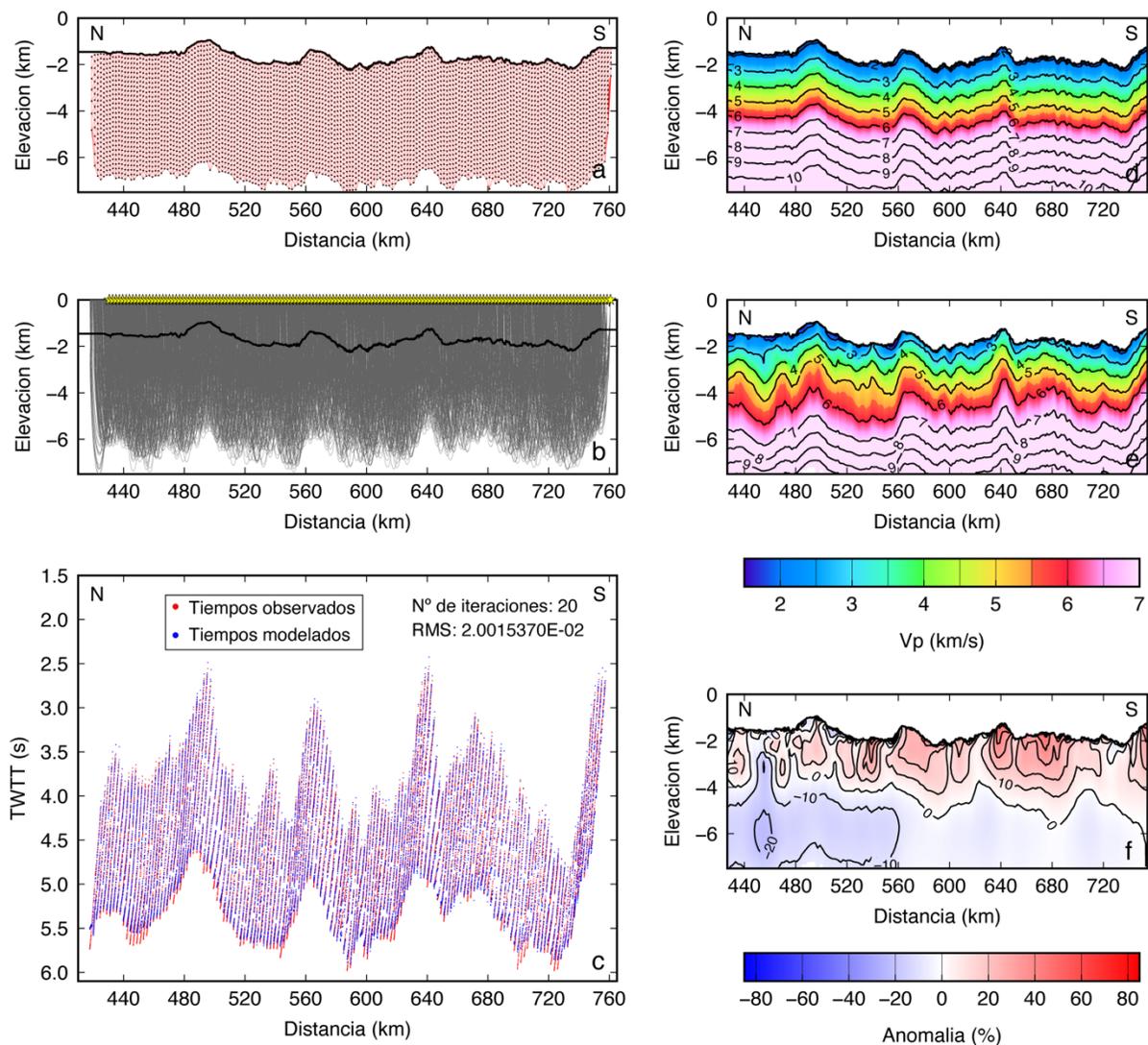


Figura B-55. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC03. (a) grilla y nodos en donde se calculan las velocidades de intervalo invertidas; (b) trazado de rayos correspondiente al modelo de V_p final (e); (c) ajuste entre los tiempos de viaje observados y calculados; (d) y (e) muestran los modelos de V_p inicial y final, respectivamente; (f) anomalía porcentual del modelo de V_p final con respecto al modelo inicial.

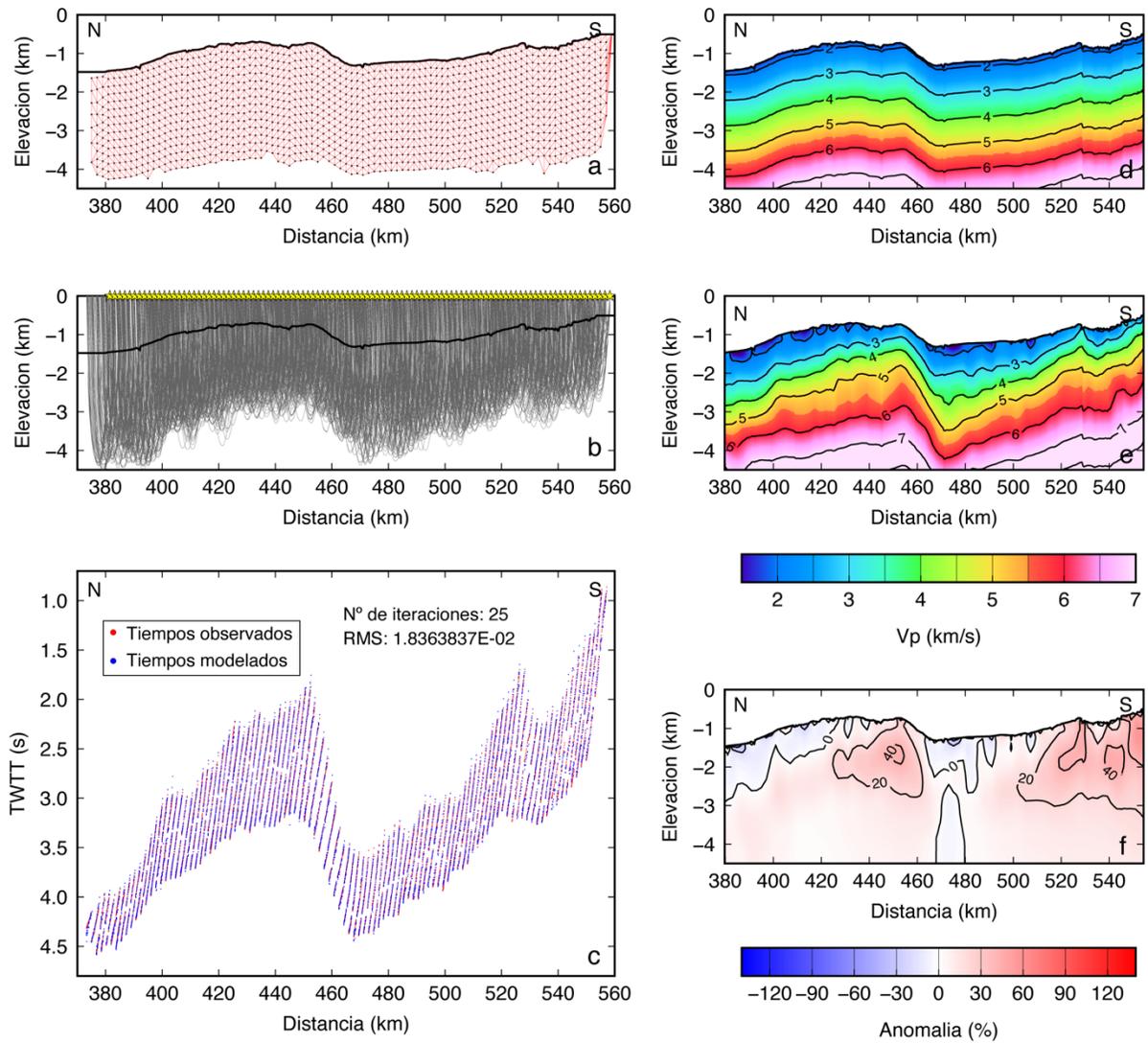


Figura B-56. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC13. (a) grilla y nodos en donde se calculan las velocidades de intervalo invertidas; (b) trazado de rayos correspondiente al modelo de V_p final (e); (c) ajuste entre los tiempos de viaje observados y calculados; (d) y (e) muestran los modelos de V_p inicial y final, respectivamente; (f) anomalía porcentual del modelo de V_p final con respecto al modelo inicial.

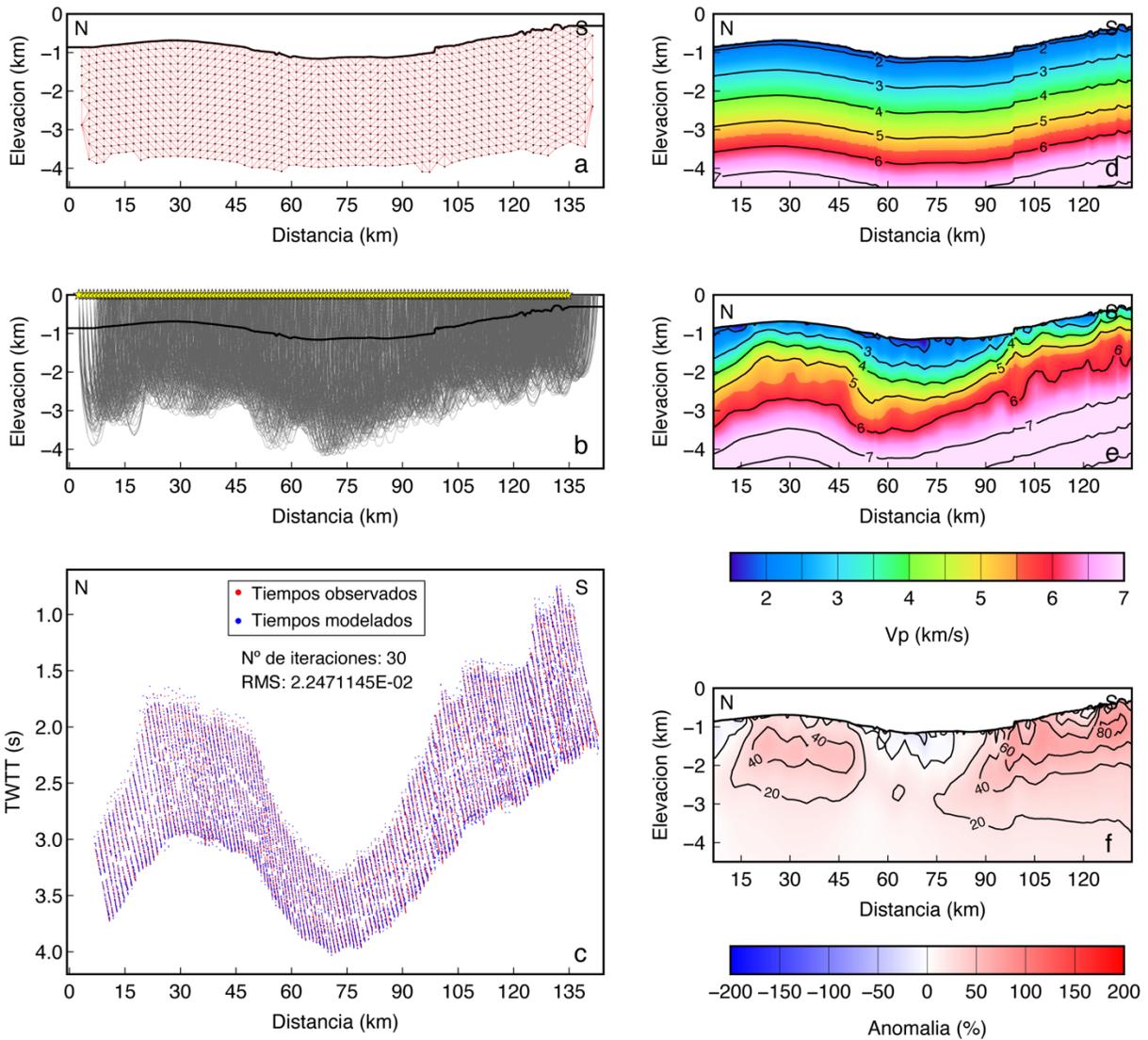


Figura B- 57. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC09. (a) grilla y nodos en donde se calculan las velocidades de intervalo invertidas; (b) trazado de rayos correspondiente al modelo de V_p final (e); (c) ajuste entre los tiempos de viaje observados y calculados; (d) y (e) muestran los modelos de V_p inicial y final, respectivamente; (f) anomalía porcentual del modelo de V_p final con respecto al modelo inicial.

Las siguientes tomografías, correspondientes a las secciones sísmicas cortas, ubicadas en el borde este del talud superior - plataforma continental, se muestran ordenadas en dirección norte-sur.

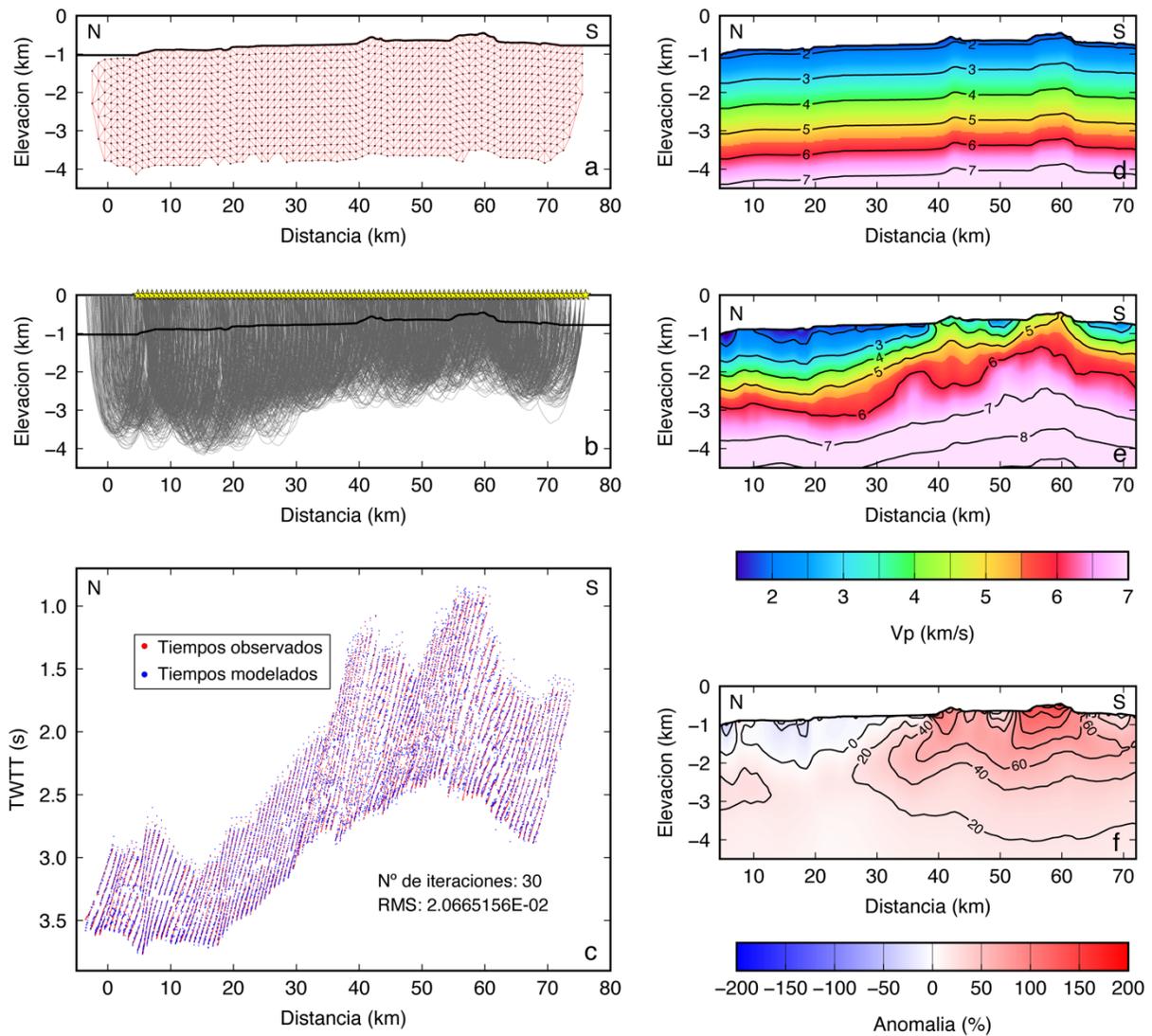


Figura B-58. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC05. (a) grilla y nodos en donde se calculan las velocidades de intervalo invertidas; (b) trazado de rayos correspondiente al modelo de V_p final (e); (c) ajuste entre los tiempos de viaje observados y calculados; (d) y (e) muestran los modelos de V_p inicial y final, respectivamente; (f) anomalía porcentual del modelo de V_p final con respecto al modelo inicial.

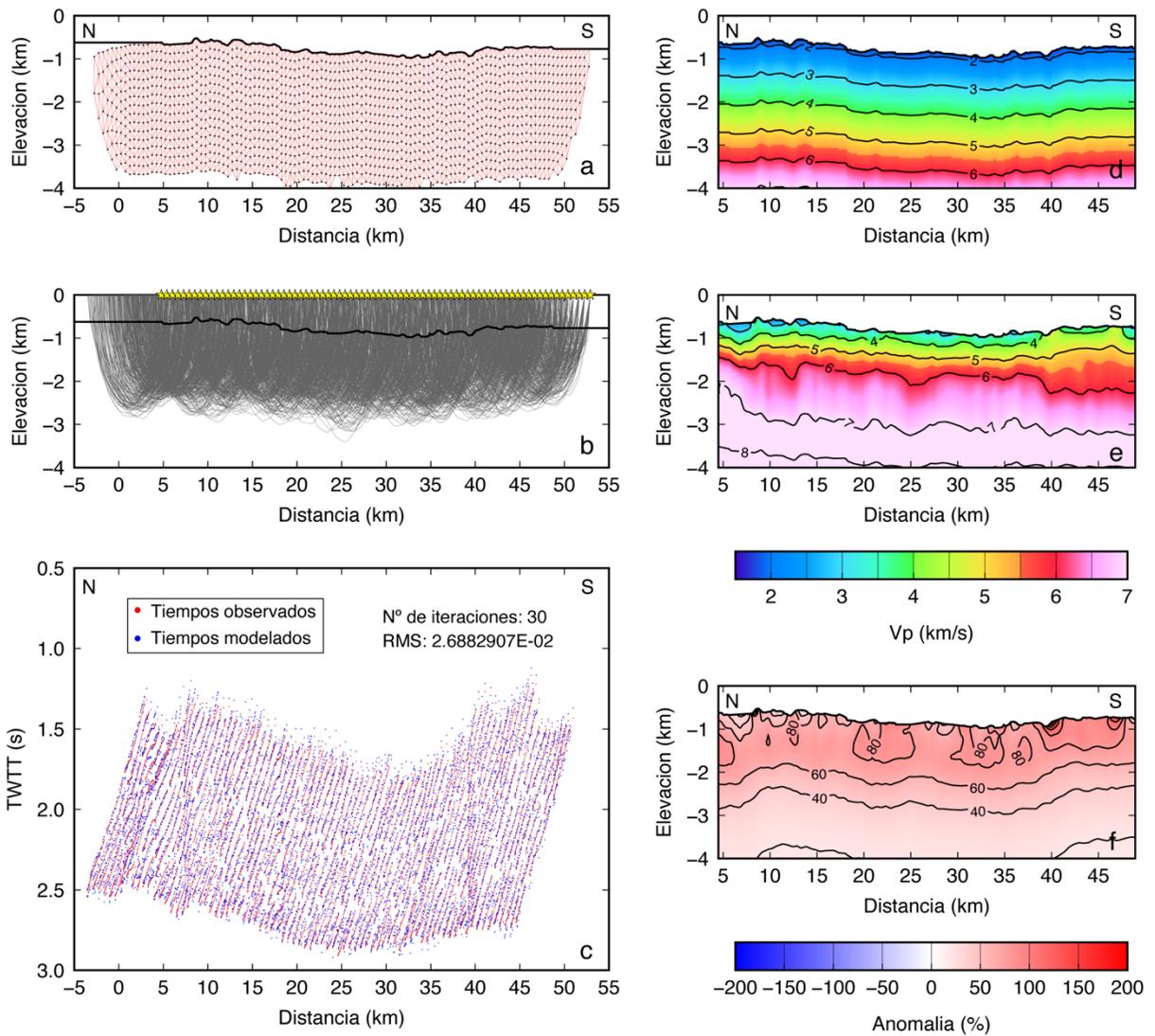


Figura B- 59. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC20. (a) grilla y nodos en donde se calculan las velocidades de intervalo invertidas; (b) trazado de rayos correspondiente al modelo de V_p final (e); (c) ajuste entre los tiempos de viaje observados y calculados; (d) y (e) muestran los modelos de V_p inicial y final, respectivamente; (f) anomalía porcentual del modelo de V_p final con respecto al modelo inicial.

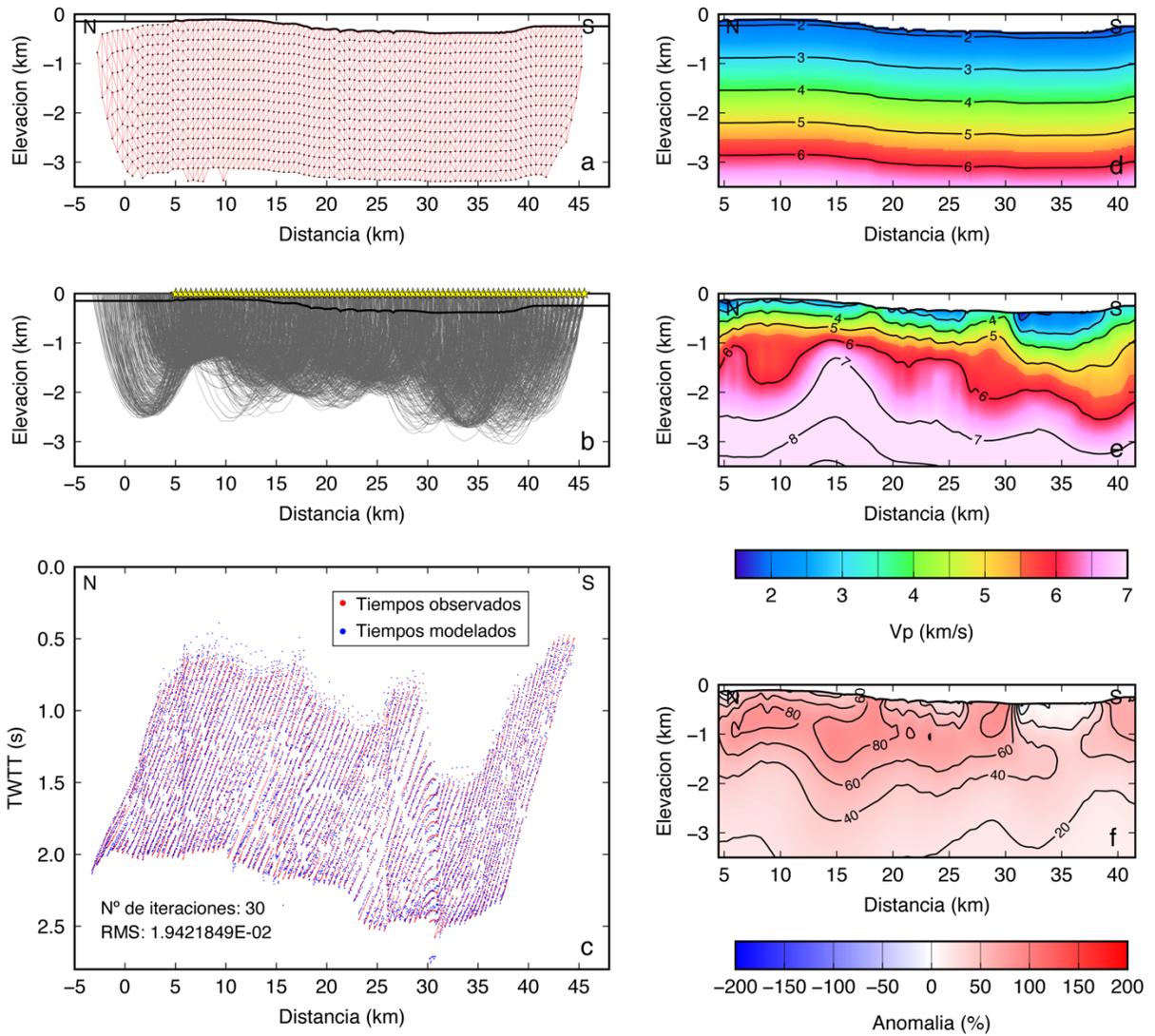


Figura B-60. Tomografía sísmica aplicada para el perfil MC28. (a) grilla y nodos en donde se calculan las velocidades de intervalo invertidas; (b) trazado de rayos correspondiente al modelo de V_p final (e); (c) ajuste entre los tiempos de viaje observados y calculados; (d) y (e) muestran los modelos de V_p inicial y final, respectivamente; (f) anomalía porcentual del modelo de V_p final con respecto al modelo inicial.

Secciones de velocidad de onda P (para migración)

Secciones E-O

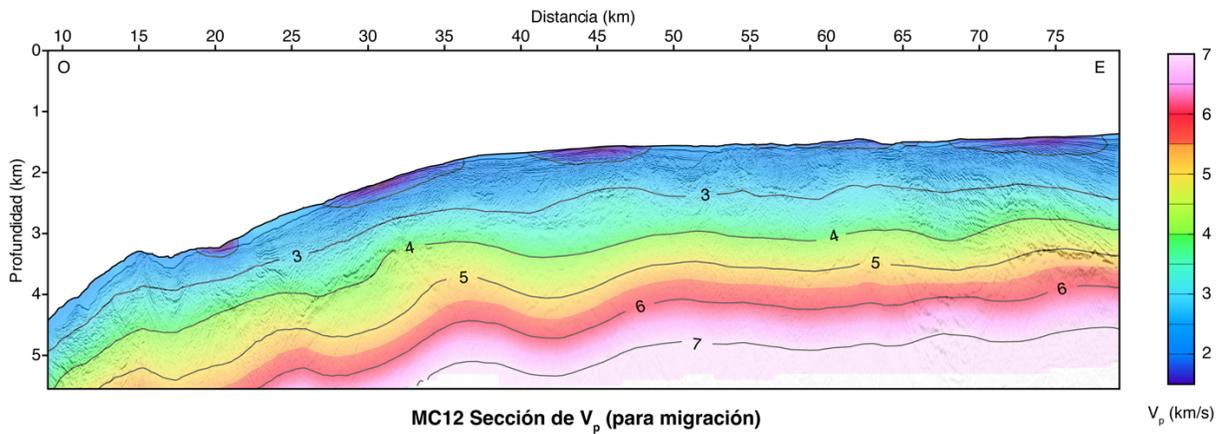


Figura B-61. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC12 (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección sísmica migrada correspondiente de manera superpuesta.

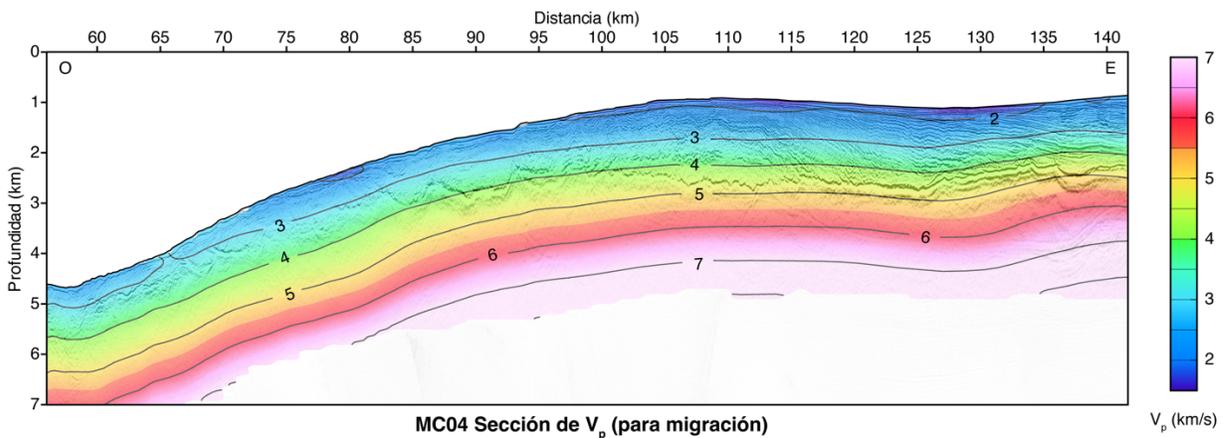


Figura B-62. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC04 (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección sísmica migrada correspondiente de manera superpuesta.

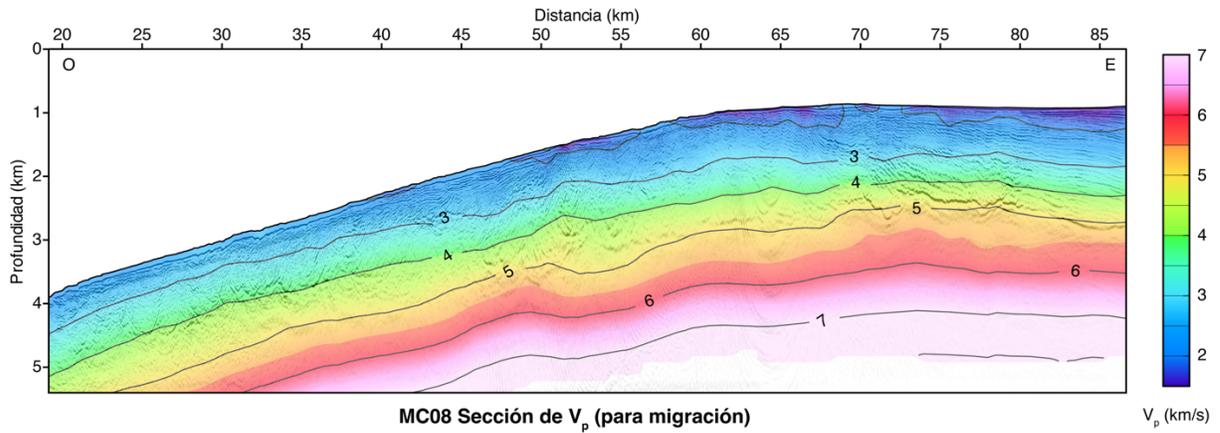


Figura B-63. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC08 (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección sísmica migrada correspondiente de manera superpuesta.

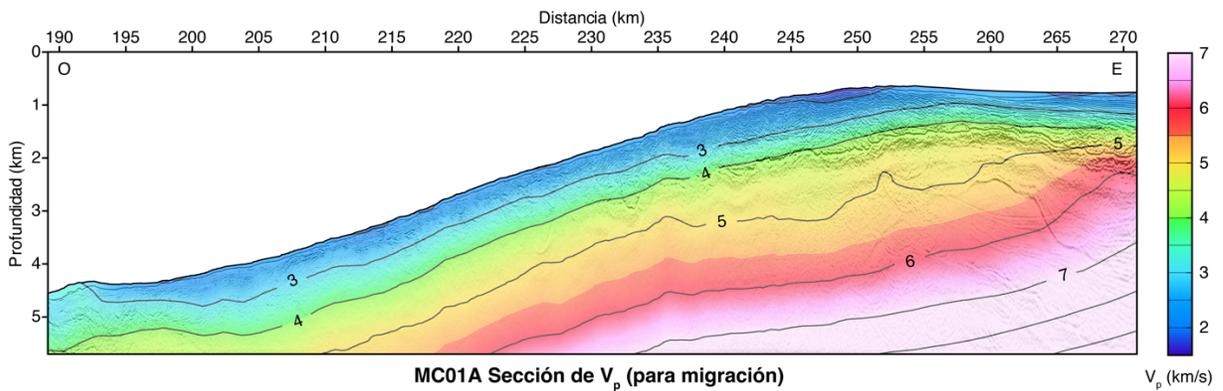


Figura B-64. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC01A (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección sísmica migrada correspondiente de manera superpuesta.

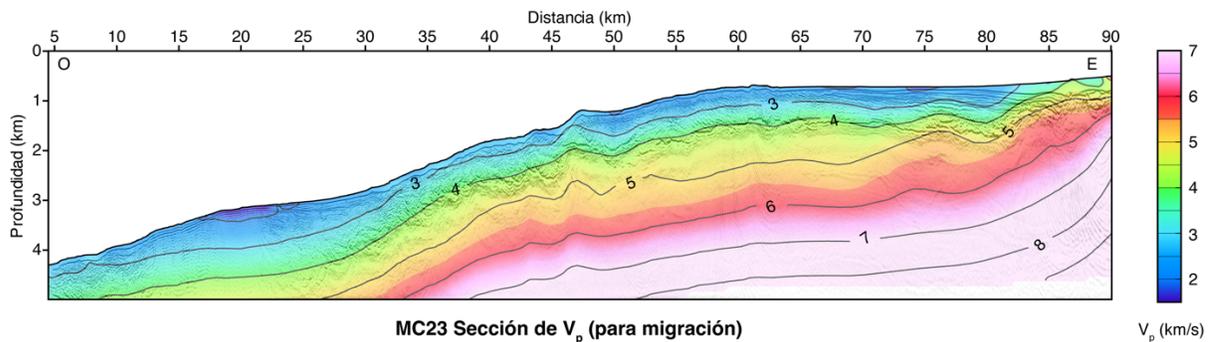


Figura B-65. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC23 (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección sísmica migrada correspondiente de manera superpuesta.

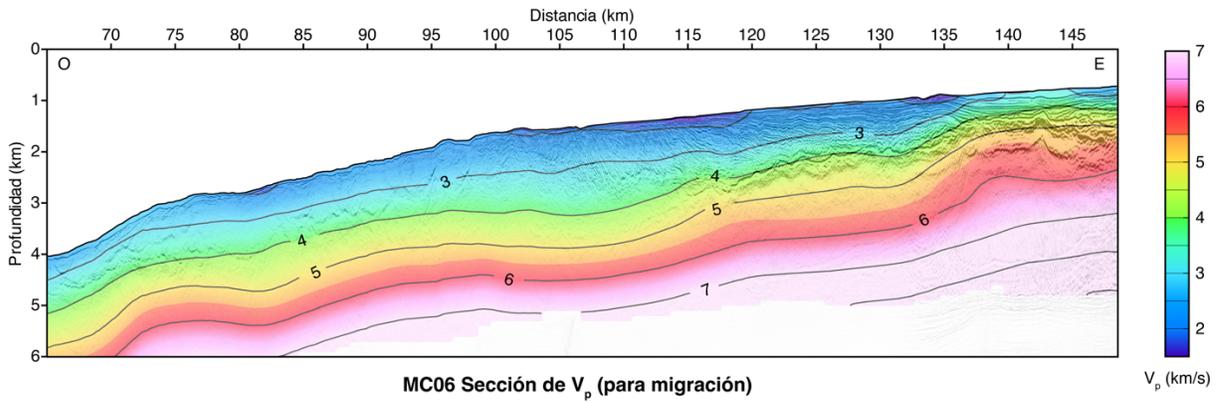


Figura B-66. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC06 (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección sísmica migrada correspondiente de manera superpuesta.

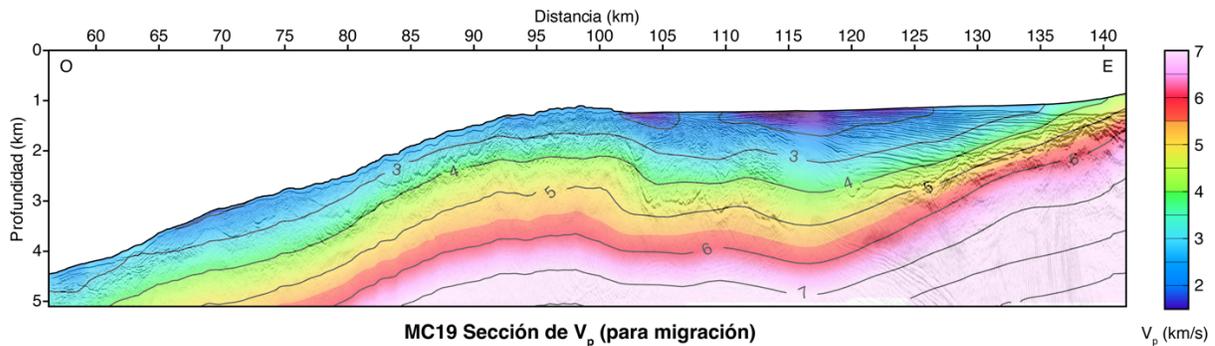


Figura B-67. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC19 (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección sísmica migrada correspondiente de manera superpuesta.

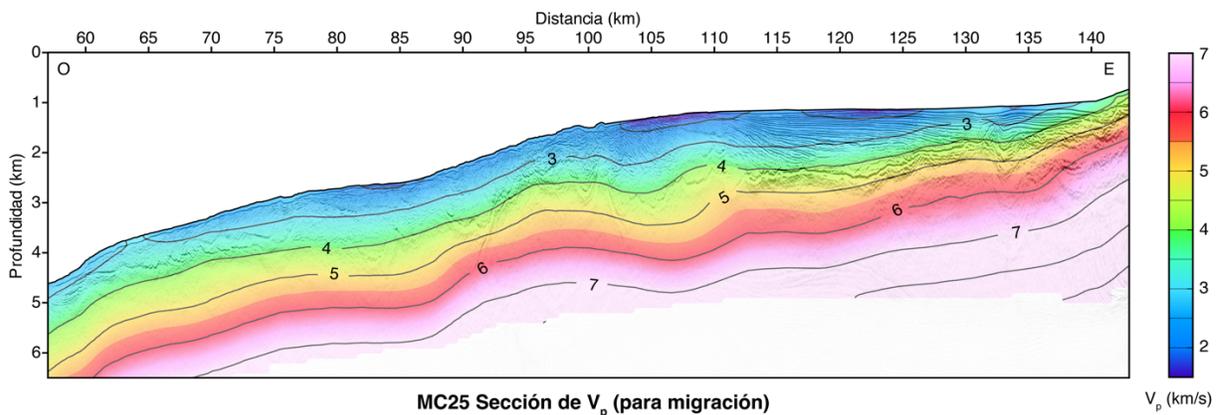


Figura B-68. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC25 (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección sísmica migrada correspondiente de manera superpuesta.

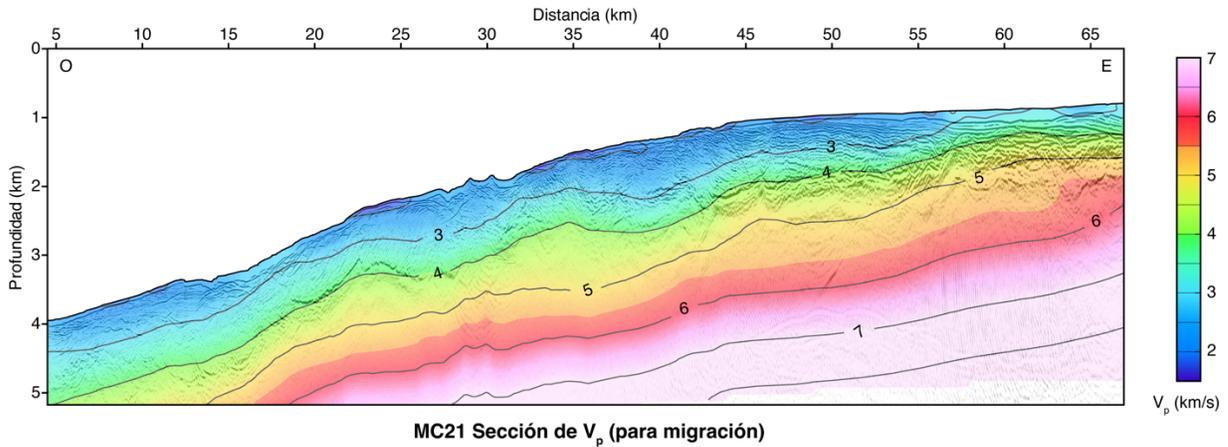


Figura B-69. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC21 (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección sísmica migrada correspondiente de manera superpuesta.

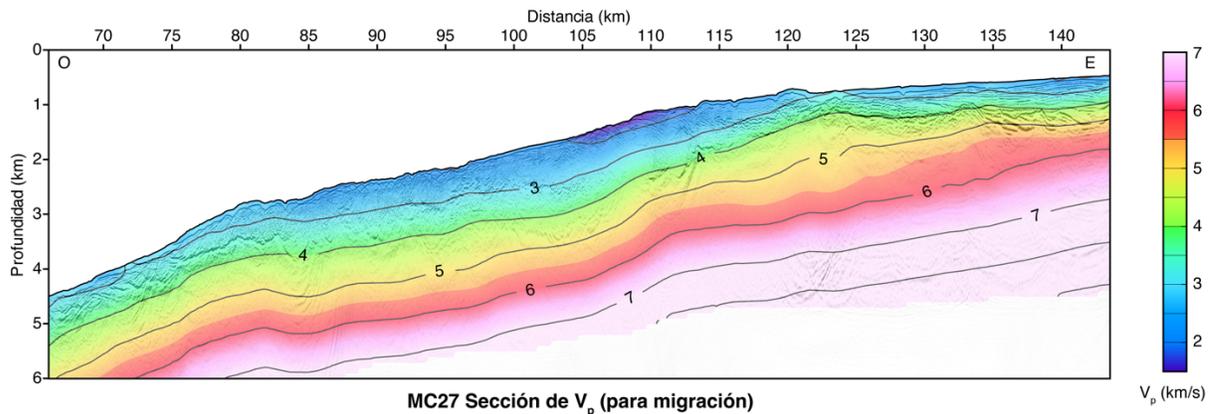


Figura B-70. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC27 (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección sísmica migrada correspondiente de manera superpuesta.

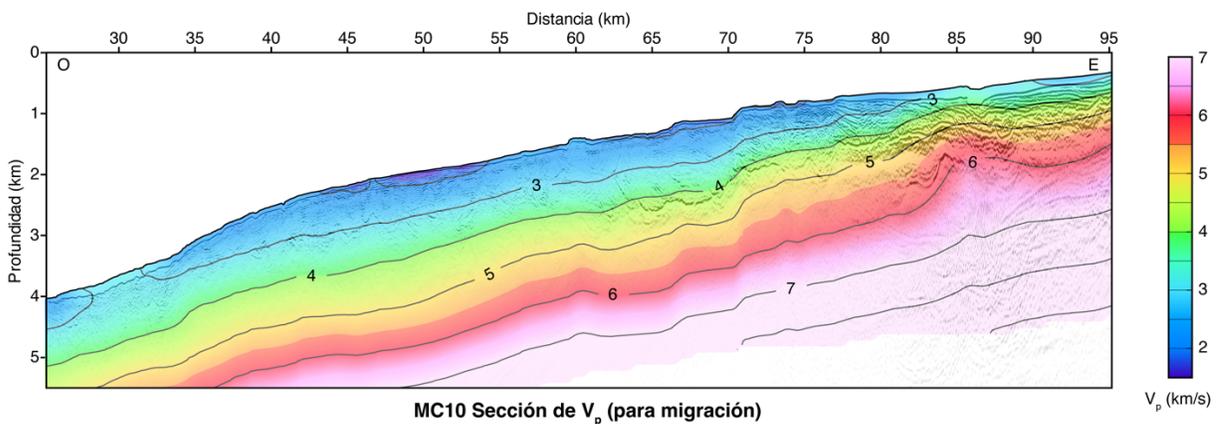


Figura B-71. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC10 (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección sísmica migrada correspondiente de manera superpuesta.

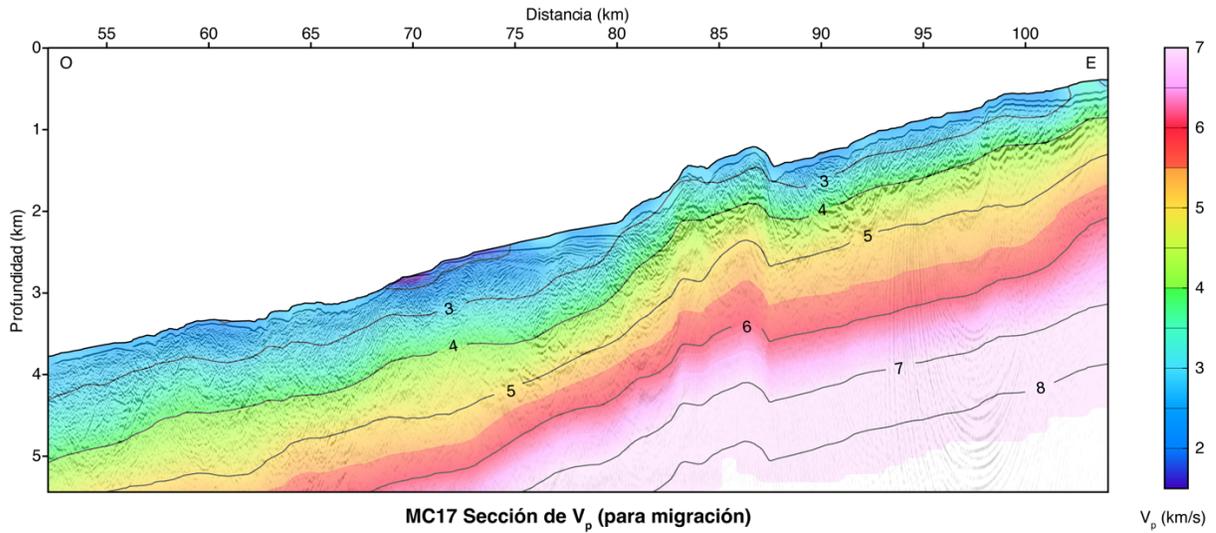


Figura B-72. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC17 (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección sísmica migrada correspondiente de manera superpuesta.

Secciones N-S

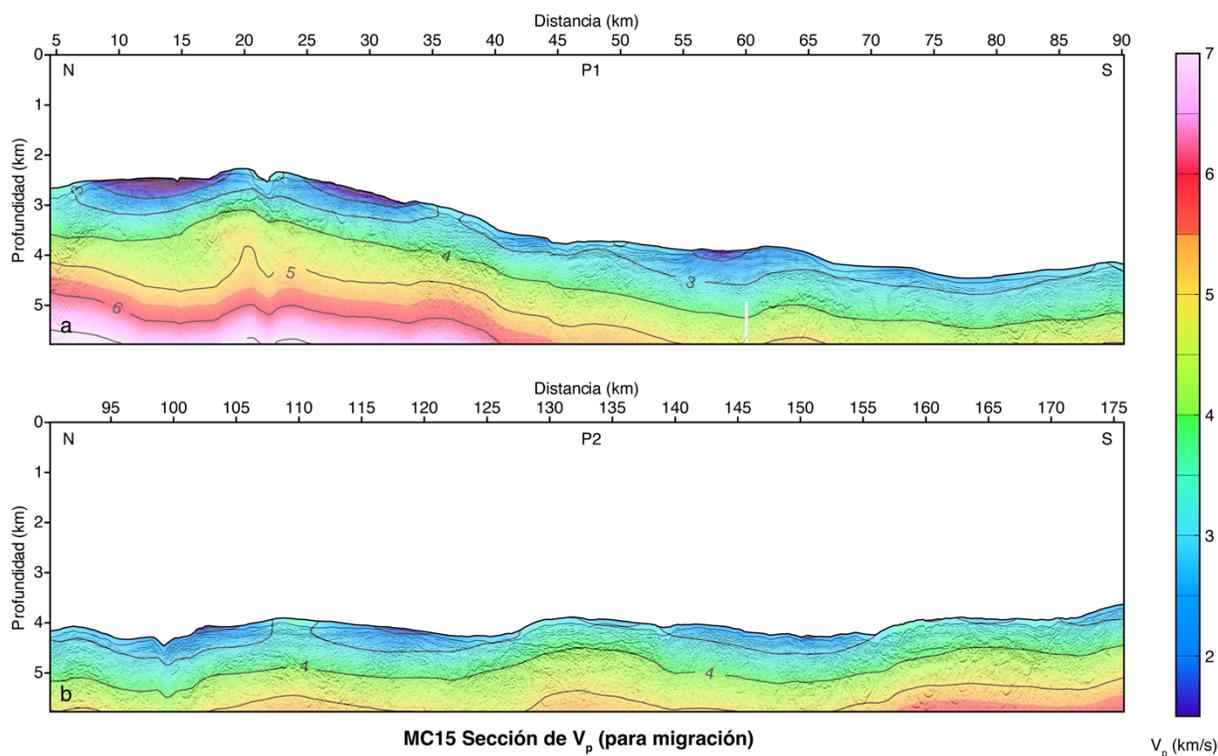


Figura B-73. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC15 (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección sísmica migrada correspondiente de manera superpuesta.

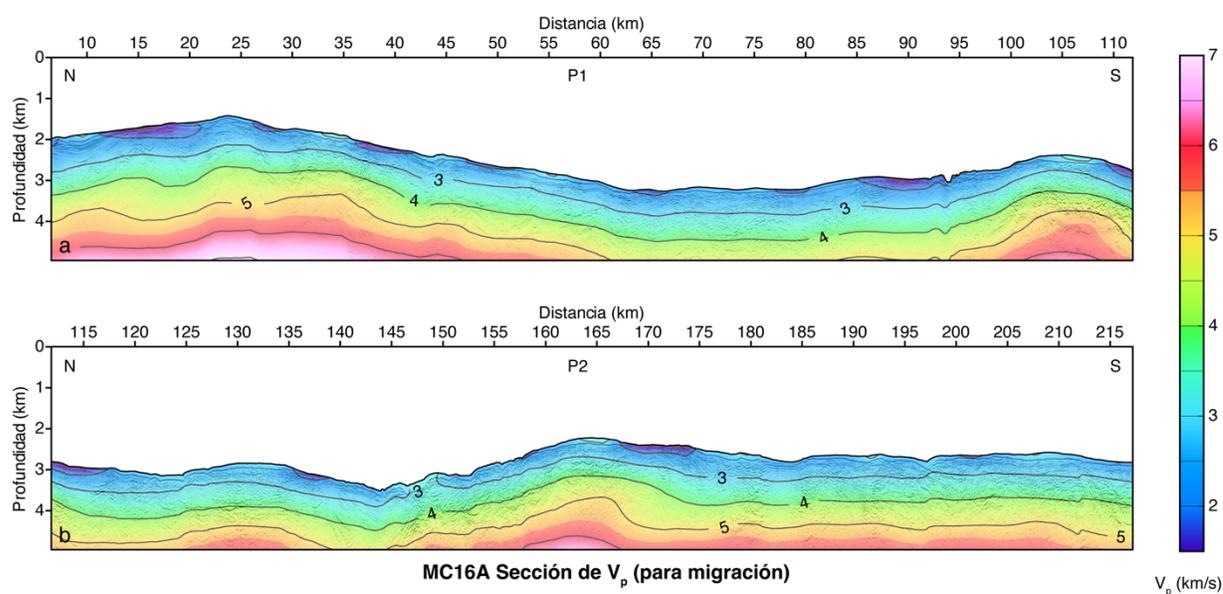


Figura B-74. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC16A (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección sísmica migrada correspondiente de manera superpuesta.

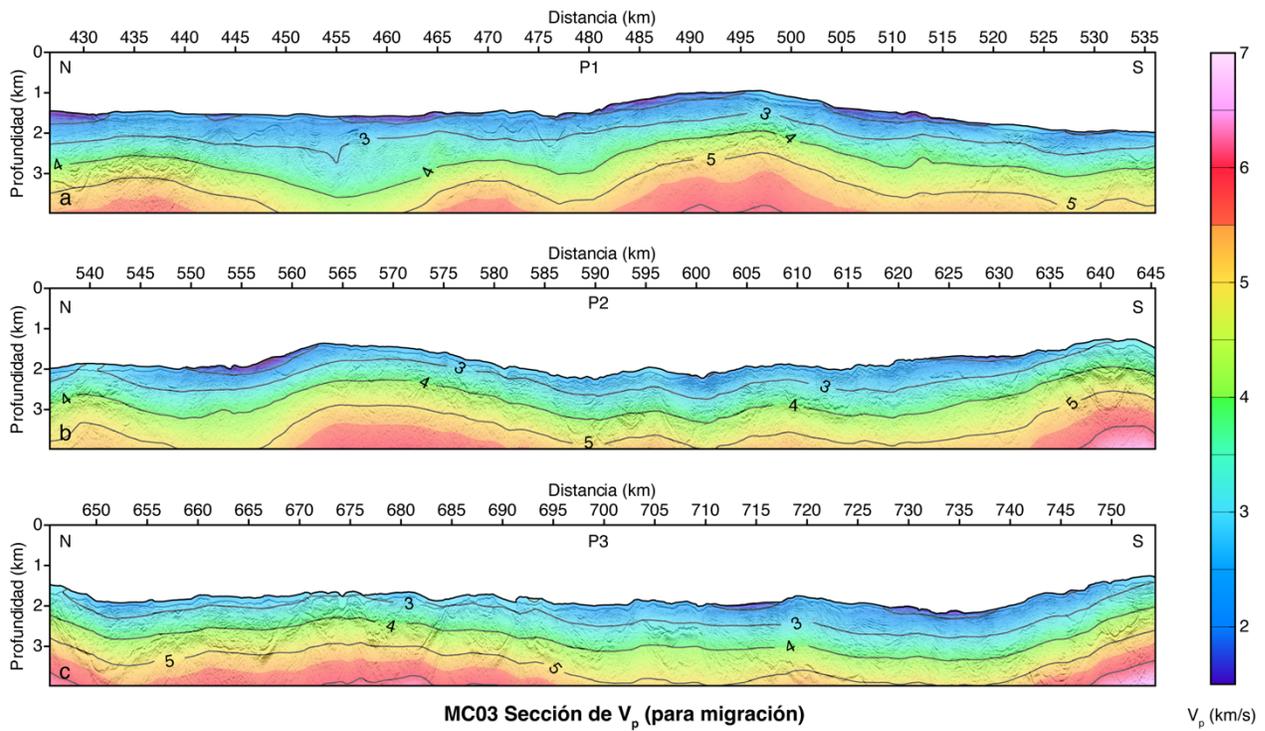


Figura B-75. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC03 (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección sísmica migrada correspondiente de manera superpuesta.

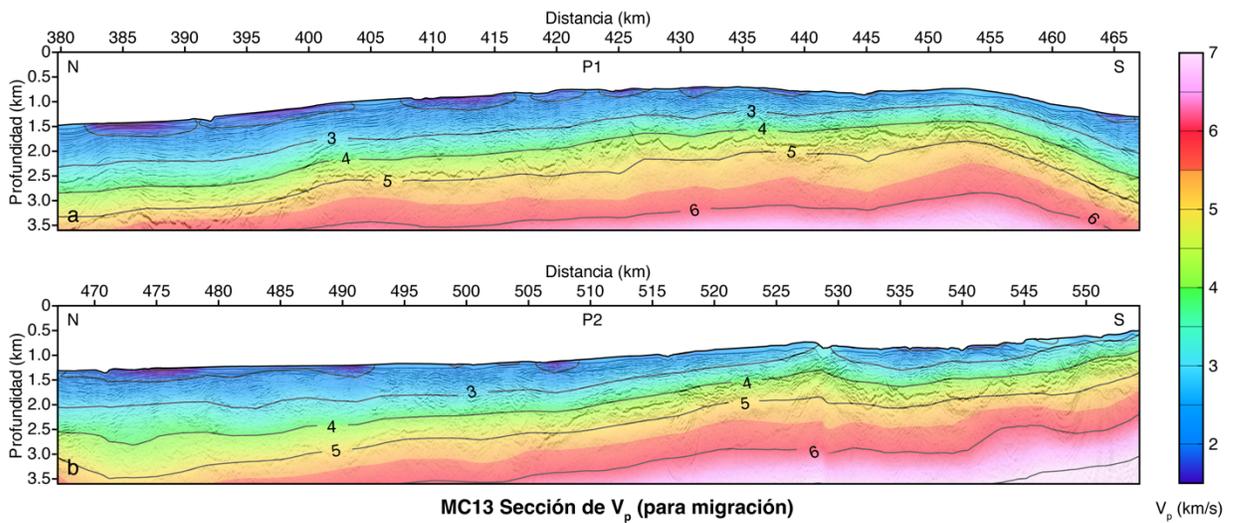


Figura B-76. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC13 (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección sísmica migrada correspondiente de manera superpuesta.

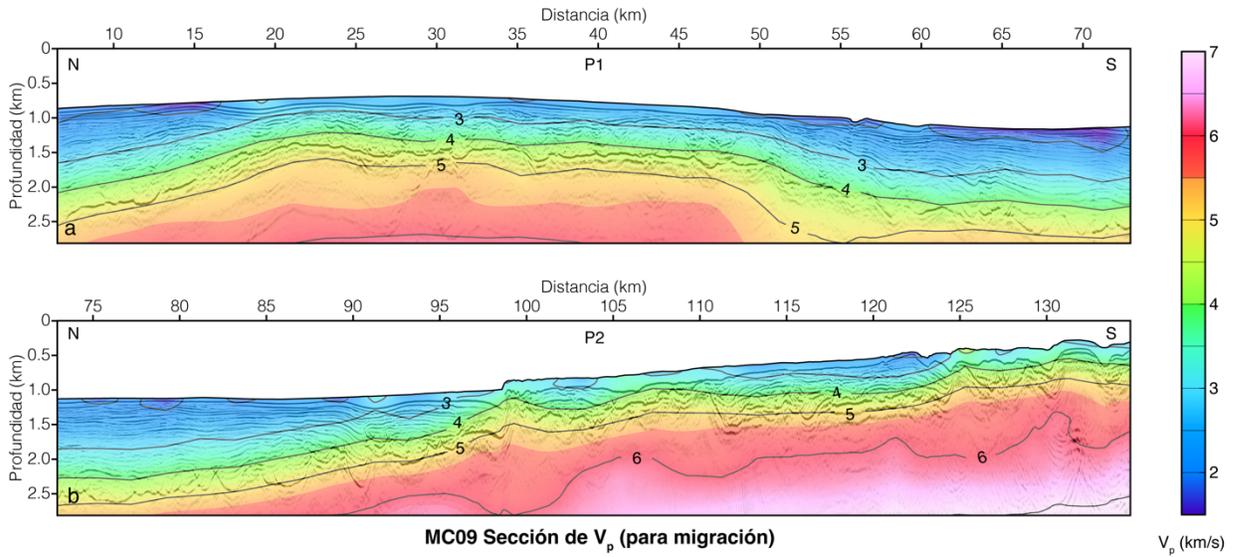


Figura B-77. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC09 (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección sísmica migrada correspondiente de manera superpuesta.

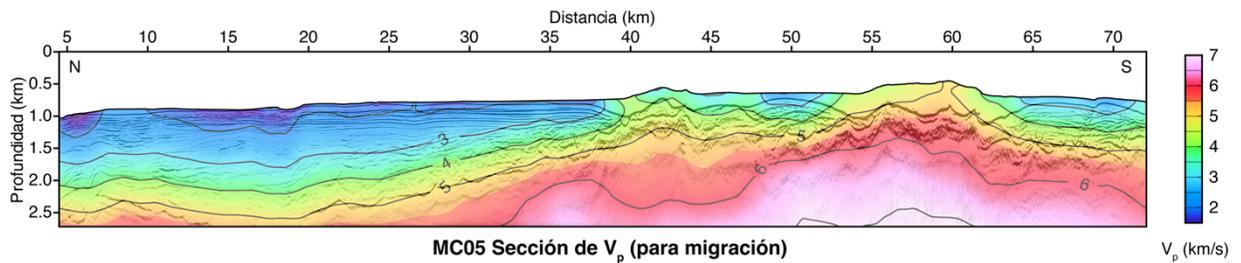


Figura B-78. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC05 (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección sísmica migrada correspondiente de manera superpuesta.

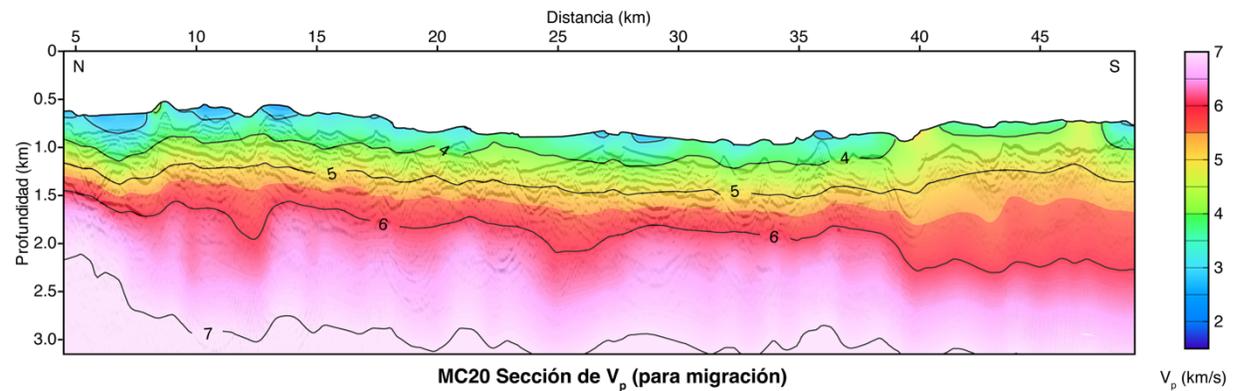


Figura B-79. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC20 (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección sísmica migrada correspondiente de manera superpuesta.

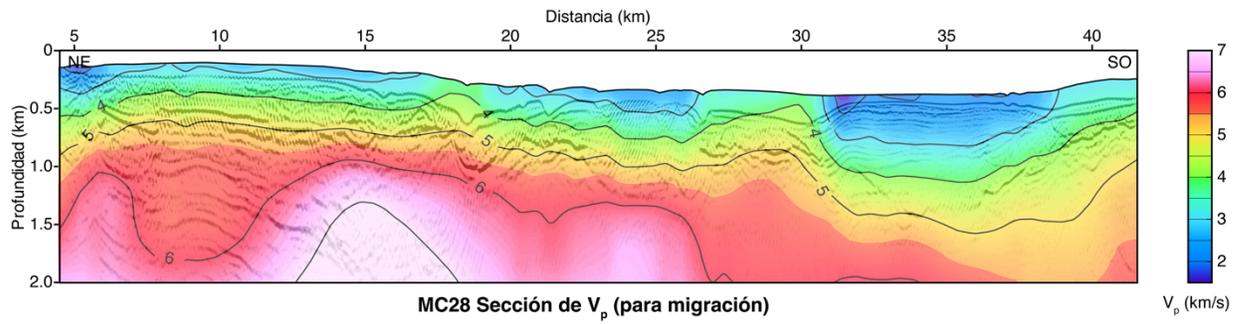


Figura B-80. Sección de velocidad de onda P utilizada para migrar el perfil sísmico MC28 (stack) desde tiempo a profundidad. Se muestra también la sección sísmica migrada correspondiente de manera superpuesta.

Anexo C: Participación en proyectos colaborativos

Tectonophysics 796 (2020) 228629



Contents lists available at ScienceDirect

Tectonophysics

journal homepage: www.elsevier.com/locate/tecto



Seismic structure and tectonics of the continental wedge overlying the source region of the Iquique Mw8.1 2014 earthquake

Gabino Reginato^{a,*}, Emilio Vera^a, Eduardo Contreras-Reyes^a, Anne M. Tréhu^b,
Andrei Maksymowicz^a, Juan Pablo Bello-González^{c,d}, Felipe González^a

^a Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

^b College of Earth, Ocean, and Atmospheric Sciences, Oregon State University, Corvallis, OR, USA

^c Grupo Minero Las Cenizas, Talca, Chile

^d Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

ARTICLE INFO

Keywords:

Iquique
Chile
Earthquake
Subduction
Continental wedge
Seismic reflection

ABSTRACT

On April 1, 2014, a large earthquake ($M_w = 8.1$) ruptured the central part of a historic seismic gap in northern Chile. In order to study the relationship between the co-seismic rupture characteristics and the crustal structure of the subduction zone, we processed a trench-perpendicular seismic reflection profile acquired across the zone of maximum slip and generated a P-wave velocity model. The results show a frontal prism in the continental wedge characterized by low velocities that increase rapidly towards the shore and acted as a barrier for trenchward propagation of aftershocks. Landward, a transition zone with increasing upper crust velocity (4–5 km/s) concentrates most of the aftershocks. In addition, a trench-ward dipping set of fault zones is observed along the continental wedge associated to the Iquique forearc basin formation (1.5 km thick at the depocenter on this profile). We identify three stratigraphic units within the basin. A landward tilt and thickness increase is detected in each stratigraphic unit, along with growth strata and domino structures, suggesting landward migration of syn-extensional deformation in response to basal subduction erosion. By extrapolating our results to the plate boundary and based on published focal mechanisms of intra-crustal seismicity, we find a strong spatial correlation between the Iquique basin and the highest slip area for the 2014 earthquake, suggesting long-term extensional deformation due to coseismic tensional stresses.

1. Introduction

Prior to the April 1, 2014, Mw 8.1 Iquique earthquake, the segment of the Nazca-South America subduction margin between 19°S and 21°S had not experienced a large earthquake since the historic 1877 Mw 8.8 megathrust earthquake (Comte and Pardo, 1991). The main shock ruptured a zone approximately 100 km-long parallel to the trench axis from 19°30'S to 20°30'S and covered approximately 1/3 of the historic seismic gap (Ruiz et al., 2014; Kato and Nakagawa, 2014; Lay et al., 2014). According to the slip models (e.g. Ruiz et al., 2014; Lay et al., 2014; Schurr et al., 2014; Duputel et al., 2015), the earthquake rupture did not extend up-dip to the trench (Fig. 1), with an up-dip limit ~20 km deep and 70 km landward of the trench.

The Iquique earthquake is characterized by: (1) an extended and well-characterized sequence of seismic events in the months and weeks prior to the main shock, and (2) a high correlation between this

sequence and negative anomalies in the earth's gravity field (Maksymowicz et al., 2018; Ruiz et al., 2014; Álvarez et al., 2018). It has been proposed that these latitudinal variations in gravity, due to latitudinal variations of mean density in the continental wedge, result in a seismic segmentation of the Northern Chile subduction margin, where mechanically differentiated segments can be activated in a complex sequence of large events. These correlations between gravity and slip distribution have been originally observed by Song and Simons (2003) and Wells et al. (2003), and supported by more recent studies (Álvarez et al., 2014; Álvarez et al., 2019; Bassett and Watts, 2015; Bassett et al., 2016; Li and Liu, 2017; Spagnotto et al., 2018).

High-resolution seismic reflection data have been interpreted to characterize the structural and stratigraphic framework along the Andean forearc (e.g. Contardo et al., 2008; Geersen et al., 2018; Becerra et al., 2013, 2017; Maksymowicz et al., 2018; Tréhu et al., 2020).

For example, Becerra et al. (2017) reveals several tectonic phases

* Corresponding author.

E-mail address: gab.reginato01@gmail.com (G. Reginato).

<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228629>

Received 12 March 2020; Received in revised form 12 September 2020; Accepted 12 September 2020

Available online 15 October 2020

0040-1951/© 2020 Elsevier B.V. All rights reserved.



Shallow structure of the Northern Chilean marine forearc between 19°S - 21°S using multichannel seismic reflection and refraction data

F.A. González^{a,*}, J.P. Bello-González^b, E. Contreras-Reyes^a, A.M. Tréhu^c, J. Geersen^d

^a Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Chile

^b Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Chile

^c Oregon State University, College of Earth, Ocean, and Atmospheric Sciences, Corvallis, OR, United States

^d Institute of Geosciences, Kiel University, Otto-Hahn-Platz 1, 24118, Kiel, Germany

ARTICLE INFO

Keywords:

Forearc basins
Seismic processing
Tectonics
Marine forearc

ABSTRACT

Seismic investigations and scientific ocean drilling projects have documented a remarkable degree of geologic heterogeneity in marine forearc basins in convergent margins worldwide. The mechanisms for offshore basin formation and evolution are, however, often not completely understood, especially for erosive margins. This study integrates high-resolution bathymetry, seismic reflection lines, and refraction-based P-wave velocities to better understand the shallow structure of the northern Chilean erosive convergent margin between 19° and 21°S. The data resolve a regionally developed forearc basin, which contains the previously recognized upper slope-shelf Iquique Basin, and which reaches a maximum depth along the middle slope, containing up to 2 km of accumulated sediments. The basin geometry appears to be tectonically controlled by major north-south oriented crustal faults, which (to first order) govern the morphology and shallow structure of the marine forearc. We propose subsidence due to enhanced subduction erosion by high relief/seamount subduction as a mechanism for basin formation. Spatial correlation between the forearc basin and the highest slip area for the Iquique earthquake highlight the relevance of future studies to understand the relationship between the shallow structure of the marine forearc and the processes occurring on the subduction interface.

1. Introduction

The northern Chilean subduction zone is widely recognized as an erosive convergent margin due to a low rate of terrestrial sediment input, landward migration of the volcanic arc at least since Mesozoic (Rutland, 1971; Scheuber and Reutter, 1992; von Huene and Scholl, 1991), and long-term forearc subsidence (e.g. Kukowski and Oncken, 2006; Hartley et al., 2000). Due to the limited sediment input and consequential preservation of paleo relief, northern Chile provides a unique opportunity to study the structure, morphology, and tectonic evolution of the forearc region. Several projects in the last five decades have studied the northern Chilean margin to better understand the morphology and its tectonic implications (e.g. Coulbourn and Moberly, 1977; Moberly et al., 1982; von Huene and Ranero, 2003; Sallarès and Ranero, 2005; Contreras-Reyes et al., 2012, 2021a, 2021b; Geersen et al., 2018a; Maksymowicz et al., 2018; Reginato et al., 2020; Storch et al., 2021; Storch et al., 2023). However, the lack of systematic and widespread seismic data in combination with limited resolution of the

legacy datasets have prevented a full understanding of the geometry, structure, and tectonic processes of the shallow marine forearc region.

Marine forearc basins can hold valuable information about the relation between the tectono-sedimentary evolution of the margin and subduction processes. However, the interaction between the processes that control the structure and the evolution of the marine forearc basins is not fully understood, especially in erosive margins, where large forearc basins are seldom found and their tectonic implications are still uncertain. A few studies have described the presence of marine forearc basins along the northern Chilean margin (Coulbourn and Moberly, 1977; Coulbourn, 1981; Maksymowicz et al., 2018; Reginato et al., 2020). These studies indicate that the sedimentary cover along the slope is almost negligible over wide regions, and that the development of shallow marine sedimentary basins is locally confined to the upper slope and continental shelf. The limited extent of the forearc basins is consistent with the well-documented hyper arid climate, which reduces the sediment flux towards the marine forearc. However, there are still uncertainties about the extent and tectonic implications of the marine

* Corresponding author.

E-mail address: fgonzal@uchile.cl (F.A. González).

<https://doi.org/10.1016/j.james.2023.104243>

Received 29 December 2022; Received in revised form 3 February 2023; Accepted 4 February 2023

Available online 8 February 2023

0895-9811/© 2023 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Anexo D: Participación en congresos

Latin-American Colloquium of Geosciences. 18-21 de septiembre, 2019 (LAC 2019)



25th
LATIN-AMERICAN
COLLOQUIUM
HAMBURG, SEPT 18-21, 2019

Seismic structure and tectonics of the north Chilean convergent margin between 19°S - 21°S using multichannel reflection and refraction data

F. González¹, E. Contreras-Reyes¹, A. M. Tréhu², E. Vera¹

(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Oregon State University, College of Earth, Ocean, and Atmospheric Sciences, Corvallis, Oregon, United States



100 JAHRE
WISSENSWERFT
Universität Hamburg



fcfm Geofísica
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
UNIVERSIDAD DE CHILE



dgf

INTRODUCTION

The northern Chilean subduction zone is widely recognized as an erosive convergent margin due to the lack of sediment contribution from the continent to the trench, landward migration of the volcanic arc during the past 100 Myr, and long-term subsidence. There is also a well-studied seismic gap, where no major earthquakes (Mw>8.5) have occurred since 1877. This study is part of the PICTURES (Pisagua/Iquique Crustal Tomography Improves Understanding of Region of the Earthquake Source) project, whose main goal is to understand the role of geologic structures in the upper plate on the distribution of slip during the 2014 Mw 8.2 Pisagua/Iquique earthquake sequence offshore northern Chile and its relationship to regional seismicity (Fig. 1). The goal of the work presented here is to analyze variability in the shallow structure of the margin between 19 and 21°S. For this purpose, seismic reflection sections and P-wave 2D velocity sections were obtained and jointly interpreted.

DATA AND PROCESSING

A grid of 2D seismic reflection data was acquired during cruise MGL1610 of the R/V Langseth. Four trench-perpendicular reflection lines were processed following a standard reflection seismic sequence (CMP sorting, NMO, Stacking, Post-stack time migration). These lines were acquired with a 8-km long, 648-channel streamer (spaced every 12.5 m) using a shot interval of 125 m. A total source volume of 6600 cubic inches was provided by an array of 40 airguns.

P-wave 2D velocity sections were also obtained following a travel time tomography inversion procedure using time arrivals of refracted waves observed on the multichannel streamer, which results in dense spatial resolution of Vp on the continental slope to a depth of ~3 km. These velocities are then used to obtain depth migrated sections of the processed reflection lines.

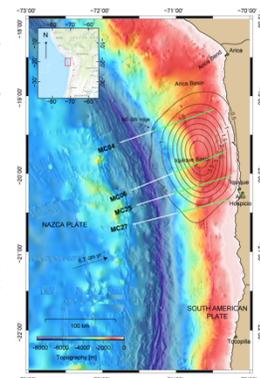


Fig. 1. Bathymetry of study area at northern Chilean subduction zone. Processed trench-perpendicular seismic lines are shown as white lines. Subsections with Vp models are shown as green lines. Schurr et al. (2014) slip model of 2014 Mw 8.2 earthquake is also shown with a contour interval of 0.5 m.

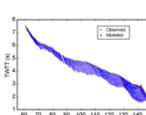


Fig. 1. Example of travel time tomography for MC06 line. Figure (a) shows observed (red dots) and predicted (blue dots) times of refracted waves. (b) shows ray coverage of the modeled data and the final Vp model is shown in (c).

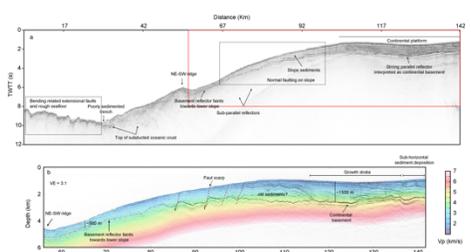


Fig. 2. Seismic section MC04 line. (a) shows the final seismic section, migrated in time with water velocity (1.5 km/s). Red frame in (a) highlights the area showed in (b). Figure (b) shows a subsection where depth migration has been applied using the displayed Vp model (colored grid). Preliminary interpretation is also included.

RESULTS

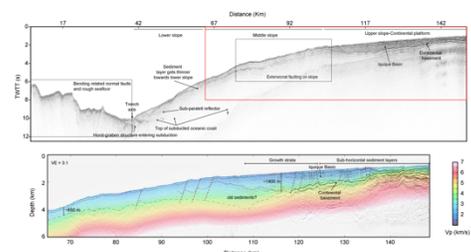


Fig. 3. Seismic section MC06 line. (a) shows the final seismic section, migrated in time with water velocity (1.5 km/s). Red frame in (a) highlights the area showed in (b). Figure (b) shows a subsection where depth migration has been applied using the displayed Vp model (colored grid). Preliminary interpretation is also included.

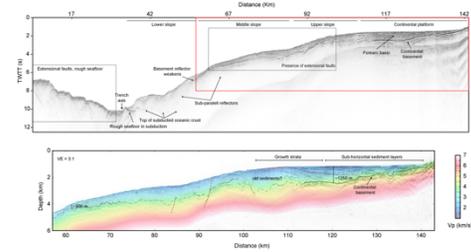


Fig. 4. Seismic section MC25 line. (a) shows the final seismic section, migrated in time with water velocity (1.5 km/s). Red frame in (a) highlights the area showed in (b). Figure (b) shows a subsection where depth migration has been applied using the displayed Vp model (colored grid). Preliminary interpretation is also included.

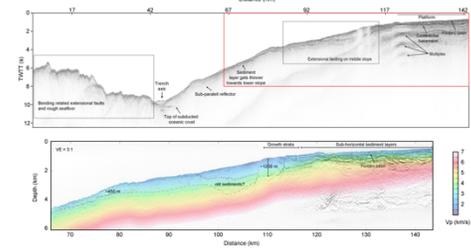


Fig. 5. Seismic section MC27 line. (a) shows the final seismic section, migrated in time with water velocity (1.5 km/s). Red frame in (a) highlights the area showed in (b). Figure (b) shows a subsection where depth migration has been applied using the displayed Vp model (colored grid). Preliminary interpretation is also included.

CONCLUSIONS

- Processed seismic lines show typical features related to an erosive margin. A poor sedimented trench is observed. A fractured frontal prism is also observed at the lower continental slope. The continental slope shows a thick sedimentary layer of up to ~1500 m at upper-middle slope that gets thinner towards lower slope (~200 m). The presence of multiple normal faults reveals a dominant extensional regime at upper and middle slope.
- P-wave velocities show a shallow sedimentary unit with velocities between 2 and 3 km/s. A more compact sedimentary layer can be recognized in some sections with velocities between 3 and 4 km/s. Generally, velocities at the top of interpreted continental crust varies between 4 and 4.5 km/s. MC06, MC25 and MC27 lines show strong lateral velocity variations probably due to different level of fracturing and hydration along the slope.
- Preliminary interpretation shows growth strata in sediments of upper slope in all processed lines, revealing a significant tectonic component at the shallow structure of the continental slope.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was developed at Departamento de Geofísica of the University of Chile. F. González acknowledges financial support from CONICYT doctoral scholarship (21170059) and Anillo project ACT 172002. We thank Fondecyt project (1170009) for partial support and PICTURES project for providing seismic data from MGL1610, funded by U.S. National Science Foundation through grant OCE-1459588 to Oregon State University. We finally thank Department of International Affairs of the Universität Hamburg for covering travel expenses for participation in LAC 2019.



INSUD

T51H-0407

AGU 100 FALL MEETING
San Francisco, CA | 9-13 December 2019

SEISMIC STRUCTURE OF THE NORTH CHILEAN CONTINENTAL SLOPE BETWEEN 19-21°S USING MULTICHANNEL SEISMIC REFLECTION AND REFRACTION DATA

F. González¹, E. Contreras-Reyes¹, A. M. Tréhu², E. Vera¹

⁽¹⁾ Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
⁽²⁾ Oregon State University, College of Earth, Ocean, and Atmospheric Sciences, Corvallis, Oregon, United States



INTRODUCTION

The northern Chilean subduction zone is widely recognized as an erosive convergent margin due to the lack of sediment contribution from the continent to the trench, landward migration of the volcanic arc during the past 100 Myr, and long-term subsidence. There is also a well-studied seismic gap, where no major earthquakes (Mw>8.5) have occurred since 1877. This study is part of the PICTURES (Pisagua Imágenes Cismal Tomography) Improves Understanding of Region of the Earthquake Source) project, whose main goal is to understand the role of geologic structures in the upper plate of the subduction zone during the 20th century (P2). Picturing the tectonic and seismic structure of the northern Chilean subduction zone is a key step to understanding the implications on the tectonic framework and regional seismicity. For this purpose, seismic reflection sections and P-wave 2D velocity sections were obtained and jointly interpreted.

DATA AND PROCESSING

A grid of 2D seismic reflection data was acquired during cruise MGL1610 of the R/V Langseth (october-december 2016). The data were processed following a standard seismic reflection processing sequence (deconvolution, common mid-point sorting, normal move out correction, stacking, post-stack time and depth migration). These lines were acquired with a 125 m shot interval and a 125 m bin interval. A total source volume of 6600 cubic inches was provided by an array of 40 jirguas.

P-wave 2D velocity sections were also obtained during the cruise. The time arrivals of refracted waves observed on the multichannel streamer, which results in dense spatial resolution of Vp on the continental slope to a depth of ~3 km (example in Fig. 2). These velocities are used to obtain depth migration sections of the processed seismic data. Each processed line (yellow lines in Fig. 1).

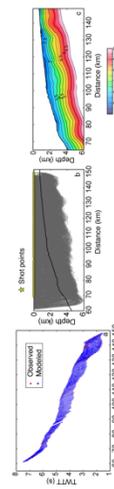


Fig. 1. Bathymetry of study area in northern Chile. Seismic reflection sections (yellow lines) and P-wave velocity models are shown as black lines along the continental slope. Seismic reflection sections are shown as yellow lines at 125 m bin interval. A total source volume of 6600 cubic inches was provided by an array of 40 jirguas.

RESULTS

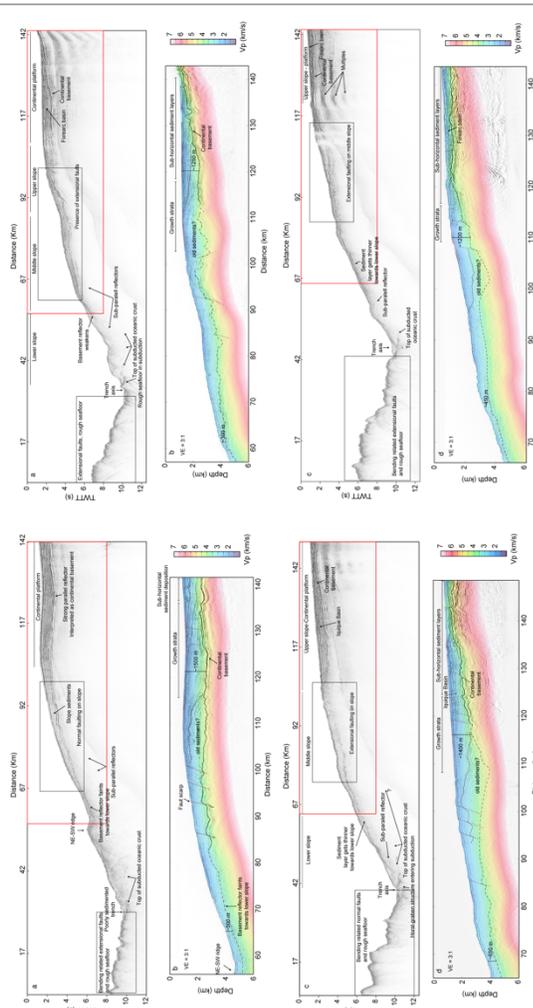


Fig. 3. MC04 and MC06 seismic sections. (a) and (c) show the full seismic lines MC04 and MC06, post-stack migrated in time with water velocity (1.5 km/s). Red frame in (a) and (c) highlight the subsections shown in (b) and (d), respectively. Figure (b) and (d) show the velocity section corresponding to the subsections highlighted in (a) and (c). Black dashed and solid lines, discordant reflectors inside the sedimentary layer are highlighted as brown dashed lines and interpreted faults are shown as dashed red lines.

Fig. 4. MC25 and MC27 seismic sections. (a) and (c) show the full seismic lines MC25 and MC27, post-stack migrated in time with water velocity (1.5 km/s). Red frame in (a) and (c) highlight the subsections shown in (b) and (d), respectively. Figure (b) and (d) show the velocity section corresponding to the subsections highlighted in (a) and (c). Black dashed and solid lines, discordant reflectors inside the sedimentary layer are highlighted as brown dashed lines and interpreted faults are shown as dashed red lines.

CONCLUSIONS

Processed seismic lines show typical features related to an erosive margin. A poor sedimented trench is also observed at the lower continental slope. The continental slope shows a thick sedimentary layer of up to ~1500 m at upper-middle slope that gets thinner towards the lower slope and the trench (~200 m). The presence of multiple normal faults reveals a dominant extensional regime at middle and upper slope. Generally, velocities at the top of interpreted continental crest varies between 4 and 4.5 km/s. MC06, MC25 and MC27 lines show strong lateral velocity variations, probably, due to different level of fining and hydration along the slope. Preliminary interpretation shows growth strata in sediments of upper slope in all processed lines, revealing a significant tectonic component at the shallow structure of the continental slope.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was developed at Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile. F. González acknowledges financial support from CONICYT doctoral scholarship (11170059) and Anillo project ACT172062. We thank FondosCyT project (11170069) for partial support and PICTURES project for providing seismic data from MGL1610, funded by U.S. National Science Foundation through grant OCE-1459366 to Oregon State University.