



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

SÍSMICA DE REFLEXIÓN DE ALTA RESOLUCIÓN EN EL ESTUDIO DE LA
ESTRUCTURA DEL MARGEN CONVERGENTE CHILENO FRENTE A LAS COSTAS
DE LA REGIÓN DEL MAULE.

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA

SEBASTIÁN ANDRÉS BAHAMONDES MOYA

PROFESOR GUÍA:
EDUARDO CONTRERAS REYES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
SERGIO RUIZ TAPIA
ANDREI MAKSYMOWICZ JERIA
JUAN BECERRA MIRANDA

SANTIAGO DE CHILE
2018

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA
POR: SEBASTIÁN ANDRÉS BAHAMONDES MOYA
FECHA: 2018
PROF. GUÍA: EDUARDO CONTRERAS REYES

SÍSMICA DE REFLEXIÓN DE ALTA RESOLUCIÓN EN EL ESTUDIO DE LA ESTRUCTURA DEL MARGEN CONVERGENTE CHILENO FRENTE A LAS COSTAS DE LA REGIÓN DEL MAULE.

En la siguiente tesis se presentan los estudios de dos perfiles de reflexión sísmica de alta resolución obtenidos de forma perpendicular a la fosa en el marco del proyecto CEVICHE (*Crustal Experiment from Valdivia to Illapel to Characterize Huge Earthquakes*), desarrollado frente a las costas de la Región del Maule en el sur de Chile. En este sector, la placa oceánica de Nazca subduce bajo la placa continental Sudamericana, produciendo acumulación y relajación de esfuerzos que dan origen a terremotos de gran magnitud. Por otra parte, el relleno sedimentario en la fosa de este sector varía entre los 1.5 y 3.3 km debido a procesos que generan un régimen de entrada de sedimentos, como por ejemplo la denudación de la Cordillera de los Andes durante sucesivos períodos de glaciación, la alta tasa de precipitaciones, las corrientes turbidíticas y los cañones submarinos.

Los perfiles sísmicos estudiados fueron procesados mediante migraciones post-apilamiento de Kirchhoff en tiempo (*Kirchhoff post-stack time migration*) y pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo (*Kirchhoff pre-stack time migration*). En ambos casos, la migración pre-apilamiento reconstruye de una mejor manera las estructuras de la sub-superficie.

Los perfiles sísmicos una vez migrados en tiempo fueron transformados a profundidad usando la ecuación de Dix y un modelo de velocidades conocido. Se observó que para la línea sísmica de reflexión MC37 el ancho del canal de subducción era variable, siendo de ~ 0.45 km en la zona más profunda observada. Así mismo, para la línea sísmica de reflexión MC39 el ancho del canal de subducción también era variable, siendo de ~ 0.87 km en la zona más profunda observada.

En los perfiles sísmicos obtenidos es posible observar en forma detallada las características geológicas que existen bajo la superficie del suelo oceánico, por ejemplo, fallas inversas de bajo ángulo en el prisma de acreción frontal y un espesor de ~ 1.5 km de sedimentos en el frente de deformación, características que son coincidentes con márgenes convergentes y acrecionarios.

Finalmente, se compararon perfiles de sísmica de reflexión obtenidos antes y después del terremoto del Maule del año 2010. Esta comparación no evidencia nuevas deformaciones dentro de la fosa y/o alrededor del frente de deformación (bajo las limitaciones que permite la resolución de los datos), lo cual podría deberse a que el prisma de acreción frontal posee características plásticas, lo que produce principalmente deslizamiento asísmico.

Agradecimientos

No me gusta escribir mucho, y como esta parte es opcional la dejaré así.

Mis más sinceros agradecimientos a los proyectos FONDECYT Regular 1170009 *Seismic structure of the Nazca and Iquique Ridges and implications for hotspot magmatism and ridge-trench collision along the South American subduction zone, 2017* y CONICYT PIA/Anillo de Investigación en Ciencia y Tecnología ACT172002, a los profesores Eduardo Contreras Reyes y Nathan Bangs, y a los miembros de la comisión Sergio Ruiz Tapia, Andrei Maksymowicz Jeria y Juan Becerra Miranda, ya que sin su apoyo esta tesis no hubiera sido posible.

Tabla de Contenido

Introducción	1
1.1. Antecedentes	1
1.2. Objetivos	4
1.3. Bordes convergentes	5
1.3.1. Bordes convergentes oceánico-continental	5
1.4. Prisma de Acreción	9
1.5. Estructuras geológicas en bordes convergentes	11
1.6. Marco Tectónico del margen central de Chile	12
1.7. Características sismogénicas en el segmento del Maule	14
2. Sísmica Marina de Reflexión	19
2.1. Datos ordenados por punto medio común (CMP)	20
2.2. Corrección NMO y apilamiento	21
2.3. Análisis de velocidades o semblanza	21
2.4. Migración	23
2.4.1. Migración post-apilamiento (<i>Post-stack migration</i>)	24
2.4.2. Migración post-apilamiento de Kirchhoff en tiempo (<i>Kirchhoff post-stack time migration</i>)	25
2.4.3. Migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo (<i>Kirchhoff pre-stack time migration</i>)	29
2.5. Perfiles sísmicos de tiempo a profundidad	32
3. Adquisición y procesamiento de los datos	34
3.1. Seismic Unix	35
3.2. Líneas MC37 y MC39	36
3.3. Datos usados	38
3.4. Procesamiento de datos sísmicos	39
3.5. Hidrófonos descartados	40
4. Perfiles de Sísmica de Reflexión de la línea MC37	45
4.1. Estructuras geológicas en la línea sísmica MC37.	51

5. Perfiles de Sísmica de Reflexión de la línea MC39	59
5.1. Estructuras geológicas en la línea sísmica MC39.	65
6. Discusión de resultados	73
6.1. Línea sísmica MC37	73
6.2. Línea sísmica MC39	78
Conclusiones	83
Bibliografía	86
A. Migración de Kirchhoff	94
B. Códigos de Seismic Unix	100
C. Sísmica de reflexión del RRS JAMES COOK en el año 2008.	106

Índice de Tablas

3.1. Datos usados para construir la línea MC37.	36
3.2. Datos usados para construir la línea MC39.	37
3.3. Offset malos	44

Índice de Ilustraciones

1.1. Recorrido del R/V Marcus Langseth (líneas amarillas) y líneas sísmicas adquiridas (líneas rojas). Se usa la nomenclatura MC para indicar los distintos perfiles sísmicos adquiridos. El cuadrado negro encierra los perfiles sísmicos a estudiar en la presente tesis (ver Figura 1.2).	3
1.2. Detalle de la zona y perfiles sísmicos de reflexión (MC37 y MC39) a estudiar en la presente tesis.	4
1.3. Esquema de un borde convergente oceánico-continental, en donde se aprecia que la placa oceánica subducta bajo la placa continental [Frisch et al., 2010].	6
1.4. Esquema de como la deshidratación de la corteza oceánica conlleva a la hidratación del manto continental, lo que reduce su punto de fusión y permite que se genere magma, el cual asciende por debajo del continente [Comte et al., 2016].	7
1.5. Esquema de un margen erosivo [Clift and Vannucchi, 2004].	8
1.6. Esquema de las principales características de un margen acrecionario [Contardo et al., 2008].	8
1.7. Esquema del margen convergente de Chile Central. Frente de deformación (<i>Deformation front</i> , DF); Pendiente inferior (<i>Lower slope</i> LS); Pendiente media (<i>Middle slope</i> MD); Pendiente superior (<i>Upper slope</i> UD) [Contreras-Reyes et al., 2016].	9
1.8. Esquema de los dos tipos de márgenes acreccionarios, el esquema superior corresponde a la acreción basal y el esquema inferior corresponde a la acreción frontal [Contardo et al., 2008].	10
1.9. Dos geometrías posibles para la formación de los prismas de acreción [Van der Pluijm and Marshak, 2004].	10
1.10. Fallas producidas en el prisma acreción [Van der Pluijm and Marshak, 2004].	11
1.11. Estructuras Horst-Graben en la placa oceánica frente a las costas del norte de Chile [von Huene and Ranero, 2003].	12
1.12. Variación de la profundidad del suelo oceánico y del espesor de los sedimentos a lo largo de la fosa Chilena.	13

1.13. Área de estudio de [Maksymowicz et al., 2017]. La línea roja muestra el sector en donde se adquirieron los datos batimétricos (pista ILOCA)	15
1.14. Perfiles de sísmica de reflexión a lo largo de la pista ILOCA. . .	16
1.15. Área de estudio de [Contreras-Reyes et al., 2017]. Las líneas negras indican los perfiles de sísmica de gran ángulo estudiados.	17
1.16. Esquema del segmento del Maule publicado en [Contreras-Reyes et al., 2017]	18
2.1. Diagrama de como se adquieren los datos en sísmica de reflexión marina	19
2.2. Esquema de como la onda sísmica (en rojo) se refleja en el punto medio entre la fuente y el receptor, este punto medio es llamado CMP y es medido varias veces por distintas configuraciones de fuente-receptor [Science for a changing world, 2001].	20
2.3. Corrección por NMO y apilamiento.	21
2.4. Puerta CMP con una sola reflexión, donde t_o es el tiempo de incidencia normal (ida y vuelta) e i la i -ésima traza [Yilmaz, 2001].	22
2.5. Curva corregida por tres velocidades distintas.	23
2.6. Ejemplo de como se distorsiona una superficie antes de la migración.	24
2.7. El punto que causo la reflexión puede estar ubicado dentro de un semi-círculo cuyo radio es la mitad del tiempo de ida y vuelta de la onda sísmica.	25
2.8. Los reflectores en el subsuelo pueden ser visualizados como puntos que actúan como fuentes secundarias de Huygens.	26
2.9. Migración basada en la suma de difracciones, a la izquierda se encuentran los datos de entrada y a la derecha los datos de salida migrados en tiempo [Yilmaz, 2001].	27
2.10. La fase de la onda, en la trayectoria hiperbólicas debe ser la misma para que la suma sea constructiva.	28
2.11. Geometría para la migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo (Kirchhoff prestack time migration), con fuente S y receptor R [Bancroft et al., 1998].	30
2.12. Superficie de las curvas camino tiempo (Pirámide de Keops) definida por la Ecuación 2.8 para <i>offsets</i> positivos y negativos [Yilmaz, 2001].	31
2.13. En a) se muestra la superficie definida por la ecuación DSR (Pirámide de Keops) para un punto de reflexión y para <i>offsets</i> positivos, en b) se muestra las curvas colapsadas en su cima [Bancroft et al., 1998].	31
3.1. Disparos 2157, 2158 y 2159 de la línea MC39.	38

3.2.	En la imagen superior se muestra el perfil del <i>offset</i> 220 de la línea MC37, mientras que en la parte inferior se muestra la migración de este.	41
3.3.	En la imagen superior se muestra el perfil del <i>offset</i> 1970 de la línea MC37, mientras que en la parte inferior se muestra la migración de este.	42
3.4.	En la imagen superior se muestra el perfil del <i>offset</i> 3470 de la línea MC37, mientras que en la parte inferior se muestra la migración de este, en ambas imágenes se aprecia que el hidrófono no registro señal.	43
4.1.	Velocidad <i>RMS</i> obtenida para la línea MC37.	46
4.2.	Velocidad de intervalo obtenida para la línea MC37.	46
4.3.	Perfil sísmico de la línea MC37 obtenido usando migración post-apilamiento de Kirchhoff en tiempo.	47
4.4.	Perfil sísmico de la línea MC37 obtenido usando migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo.	47
4.5.	Migración post-apilamiento de Kirchhoff en tiempo de la línea MC37.	48
4.6.	Migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo de la línea MC37.	49
4.7.	Migración post-apilamiento de Kirchhoff en tiempo del sector superficial de la línea MC37.	50
4.8.	Migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo del sector superficial de la línea MC37.	50
4.9.	Sección de la línea MC37 migrada en tiempo.	52
4.10.	Figura 4.9 convertido a profundidad.	52
4.11.	Sector intermedio de la línea sísmica MC37 en tiempo.	54
4.12.	Sector intermedio de la línea sísmica MC37 en profundidad.	55
4.13.	Sector más somero de la línea sísmica MC37 en tiempo.	56
4.14.	Sector más somero de la línea sísmica MC37 en profundidad.	56
4.15.	Línea sísmica MC37 en tiempo, con todas las estructuras analizadas en el presente capítulo	58
5.1.	Velocidad <i>RMS</i> obtenida para la línea MC39.	60
5.2.	Velocidad de intervalo obtenida para la línea MC39.	60
5.3.	Perfil sísmico de la línea MC39 obtenido usando migración post-apilamiento de Kirchhoff en tiempo.	61
5.4.	Perfil sísmico de la línea MC39 obtenido usando migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo.	61
5.5.	Perfil sísmico de la línea MC39 obtenido usando migración post-apilamiento de Kirchhoff en tiempo.	62

5.6.	Perfil sísmico de la línea MC39 obtenido usando migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo.	63
5.7.	Sector intermedio del perfil MC39 obtenido mediante migración post-apilamiento de Kirchhoff en tiempo.	64
5.8.	Sector intermedio del perfil MC39 obtenido mediante migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo.	64
5.9.	Perfil MC39 obtenido usando migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo. En este sector se muestra la parte superior de la corteza oceánica.	65
5.10.	Perfil MC39 obtenido usando migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo y luego convertido a profundidad. En este sector se muestra la parte superior de la corteza oceánica. . . .	65
5.11.	Perfil sísmico de la línea MC39 obtenido usando migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo. En este sector se aprecia la fosa, el prisma de acreción frontal y el canal de subducción. .	66
5.12.	Perfil sísmico de la línea MC39 obtenido usando migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo y luego convertido a profundidad. En este sector se aprecia la fosa, el prisma de acreción frontal y el canal de subducción.	67
5.13.	Sector intermedio de la línea sísmica MC39 en tiempo.	68
5.14.	Sector intermedio de la línea sísmica MC39 en profundidad. . .	69
5.15.	Sector más somero de la línea sísmica MC39 en tiempo.	70
5.16.	Sector más somero de la línea sísmica MC39 en profundidad. . .	70
5.17.	Línea sísmica MC39 en tiempo, con todas las estructuras analizadas en el presente capítulo	72
6.1.	La imagen superior corresponde al perfil de sísmica de reflexión MC37, mientras que la imagen inferior se presenta el perfil de sísmica de reflexión P02 adquirido por el RRS James Cook en el 2008.	74
6.2.	Perfil sísmico en profundidad de la línea MC37	75
6.3.	Perfil de profundidad P02 obtenido por sísmica de alto ángulo [Contreras-Reyes et al., 2017]. Este modelo de profundidad corresponde al mismo tramo de la línea MC37. Los puntos negros indican el <i>back stop</i>	76
6.4.	Comparación del perfil P02 reportado en [Contreras-Reyes et al., 2017] con la línea sísmica MC37 transformada a profundidad.	77
6.5.	A la izquierda se muestra el perfil de sísmico MC39, mientras que a la derecha se muestra el perfil de sísmico P03 adquirido por el RRS James Cook en el 2008.	79

- 6.6. Perfil de sísmica de reflexión a lo largo de la pista ILOCA [Maksymowicz et al., 2017]. Este perfil coincide con la línea sísmica MC39. 81
- 6.7. Perfil sísmico de la línea MC39, mostrando el mismo segmento que el reportado en [Maksymowicz et al., 2017]. No se interpretan las estructuras en la Figura para que el lector pueda comparar libremente con la Figura 6.6. 81
- 6.8. Perfil de profundidad P03 obtenido por sísmica de alto ángulo [Contreras-Reyes et al., 2017], este corresponde al mismo tramo de la línea MC39. Los puntos negros indican el *back stop*. 82
- 6.9. Comparación del perfil P03 reportado en [Contreras-Reyes et al., 2017] con la línea sísmica MC39 transformada a profundidad. 84
- A.1. Geometría usada para calcular la solución integral de Krischhoff en la ecuación de onda escalar [Yilmaz, 2001] 95
- C.1. Perfil de reflexión sísmica P02 adquirido por el RRS James Cook en el 2008, este es coincidente con el perfil de reflexión sísmica MC37. 107
- C.2. Perfil de reflexión sísmica P03 adquirido por el RRS James Cook en el 2008, este es coincidente con el perfil de reflexión sísmica MC39. 108

Introducción

1.1. Antecedentes

A lo largo del margen convergente Chileno, la placa oceánica de Nazca subduce bajo la placa continental Sudamericana a una tasa de convergencia actual y aproximada de 6.6 cm/año [Angermann et al., 1999], produciendo acumulación y relajación de esfuerzos que dan origen a terremotos interplaca de gran magnitud, de estos se cuentan con registros recientes desde 1570, cuando la ciudad de Concepción fue azotada por un terremoto de magnitud Ms entre los 8 y 8.5 [Lomnitz, 1971]. Otro ejemplo de esto, es el evento de Concepción del 20 de febrero de 1835, documentado por FitzRoy y Darwin [Pollitz et al., 2011, Melnick et al., 2012, Ruiz and Madariaga, 2018]. Luego de este gran evento, de magnitud estimada en Mw 8.5 [Ruegg et al., 2009], tuvo lugar un prolongado periodo con ausencia de grandes terremotos denominado brecha o “gap” sísmico de Darwin, que finalizó el 27 de febrero del 2010 con el terremoto del Maule ($\sim 34^\circ - 37^\circ S$), de magnitud Mw 8.8 [Pollitz et al., 2011, Melnick et al., 2012].

El terremoto del Maule despertó el interés de la comunidad científica en la actividad sísmica de la zona central de Chile, y dio lugar a diversos estudios del área, como estudios geodésicos mediante GPS [Vigny et al., 2011, Ruiz et al., 2013], sísmica marina [Moscoso et al., 2011, Contreras-Reyes et al., 2017] y gravimetría [Han et al., 2010, Maksymowicz et al., 2015], entre otros, ayudando a conocer la tectónica y el comportamiento sísmico de Chile Central ($\sim 34^\circ - 37^\circ S$).

Las investigaciones de sísmica marina han dado a conocer que la zona central de Chile se caracteriza por una gruesa capa de sedimentos en la fosa y un prisma de acreción cuya zona frontal se compone de sedimentos no consolidados, donde se observan fallas inversas de bajo

ángulo y la presencia de pliegues [Mordojovich, 1974, Contardo et al., 2008, Moscoso et al., 2011, Maksymowicz et al., 2017]. En la zona de *outer-rise* se observan estructuras de tipo Horst-Graben al oeste del eje de la fosa [Muñoz Linford, 2015, Moscoso and Grevemeyer, 2015]. Además estudios sismológicos muestran la presencia de fallas de despegue (*splay fault*) al este del prisma de acreción, activadas después del mega-terremoto del Maule de 2010 [Lieser et al., 2014].

Con el fin de entender la relación entre la estructura de los andes y la ocurrencia de mega-terremotos, a principios del 2017 se llevó a cabo un crucero frente a las costas del centro y sur de Chile a bordo del buque científico R/V Marcus Langseth de la Universidad de Columbia, New York. En el crucero científico se adquirieron datos de sismica de reflexión de alta resolución que permitieron mapear la estructura del subsuelo marino cubriendo la fosa, talud, y plataforma continental del margen Chileno, las líneas sísmicas adquiridas pueden verse en la Figura 1.1. El área de estudio de esta tesis está localizada en la zona epicentral del terremoto del Maule entre los 34° y 35.5° S y los 73.5° y 74° W (Figuras 1.1 y 1.2). En esta área se estudiarán dos perfiles sísmicos orientados perpendicularmente al eje de la fosa. Estos dos perfiles de sismica de reflexión son coincidentes con los perfiles de sismica de refracción adquiridos por el buque británico RRS James Cook en el año 2008, detalles de la adquisición y resultados en [Contreras-Reyes et al., 2017].

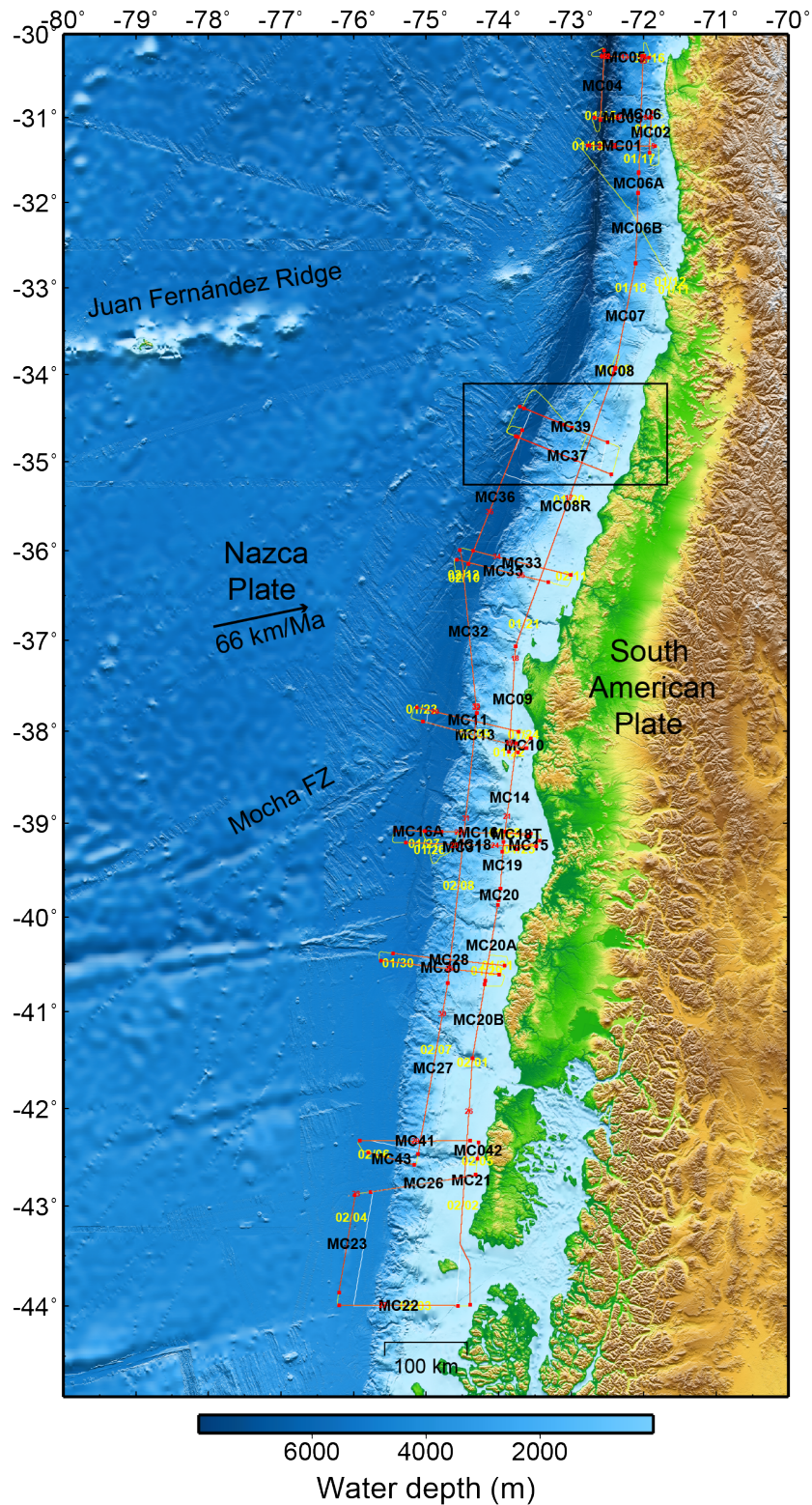


Figura 1.1: Recorrido del R/V Marcus Langseth (líneas amarillas) y líneas sísmicas adquiridas (líneas rojas). Se usa la nomenclatura MC para indicar los distintos perfiles sísmicos adquiridos. El cuadrado negro encierra los perfiles sísmicos a estudiar en la presente tesis (ver Figura 1.2).

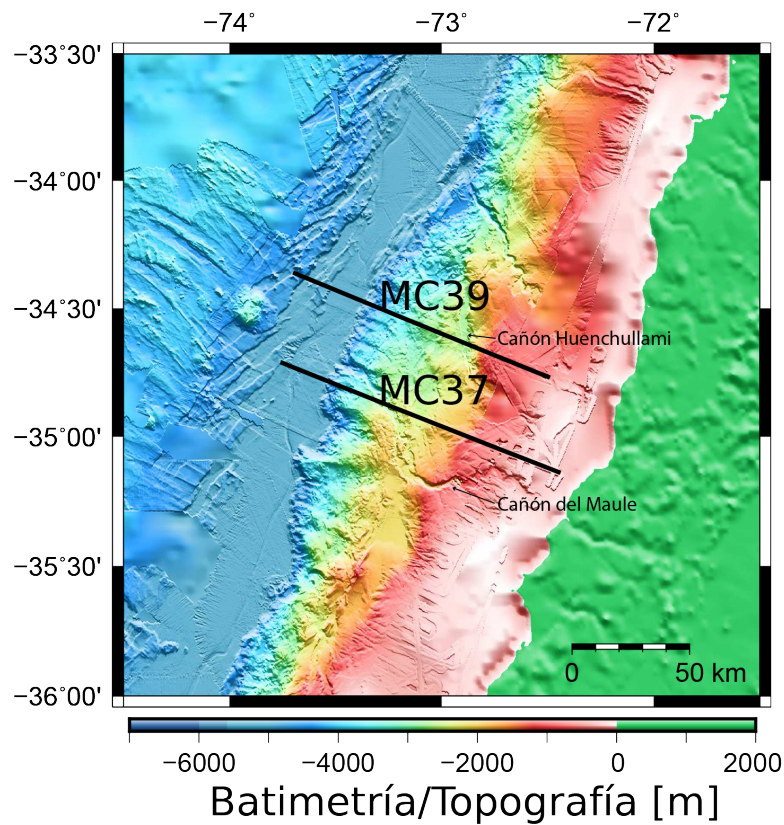


Figura 1.2: Detalle de la zona y perfiles sísmicos de reflexión (MC37 y MC39) a estudiar en la presente tesis.

1.2. Objetivos

Objetivo general:

-Entender el comportamiento de las estructuras en la zona epicentral del terremoto del Maule del 27 de febrero de 2010 Mw 8.8, para así elaborar una interpretación tectónica de las estructuras geológicas encontradas entre los 34° y 35.5° S.

Objetivos específicos:

-Caracterizar la corteza oceánica de la placa subductante utilizando datos de reflexión sísmica.

-Estudiar el complejo acrecionario del Maule, incluyendo su sistema de fallas.

-Determinar si existen cambios en la fosa y en el frente de deformación producto del mega-terremoto del Maule del 27 de febrero de 2010.

1.3. Bordes convergentes

Los bordes de placas convergentes se caracterizan por la colisión de dos placas, donde la placa de mayor densidad subduce por debajo de la placa menos densa, llegando eventualmente a incorporarse a la astenosfera. Estos bordes se caracterizan por la deformación, el volcanismo, la formación de montañas, la actividad sísmica y por depósitos minerales importantes [Rodríguez et al., 2008].

Existen tres situaciones en donde se dan bordes convergentes [Van der Pluijm and Marshak, 2004, Frisch et al., 2010, Rodríguez et al., 2008]: por la colisión de las placas (i) oceánica-oceánica (Ej: Placa oceánica Filipina-Placa oceánica del Pacífico), (ii) oceánica-continental (Placa oceánica de Cocos-Placa continental de América del Norte) y (iii) continental-continental (Ej: Placa continental India-Placa continental de Eurasia). A continuación, solo se detallará la colisión de las placas oceánica-continental, ya que es este tipo de colisión el que tiene lugar cuando la placa oceánica de Nazca subducta bajo de la placa continental Sudamericana [Angermann et al., 1999].

1.3.1. Bordes convergentes oceánico-continental

Las placas oceánicas son máficas, ricas en hierro, magnesio y calcio, en cambio, las placas continentales son félsicas, ricas en sílice, aluminio, sodio y potasio [Turcotte and Schubert, 2002]. Estas distintas composiciones químicas hacen que las placas oceánicas sean más densas que las placas continentales, lo que produce que al momento de converger las placas oceánicas subducten por debajo de las placas continentales (Figura 1.3). La cantidad de volátiles almacenados dentro de la litosfera oceánica subductante desempeña un papel crucial en la formación de los arcos volcánicos y en el metamorfismo del manto que la cubre. A profundidades de $\sim 60-80$ km, empieza la deshidratación de la

corteza oceánica subductante, principalmente por el metamorfismo de la corteza oceánica a anfibolita y facies eclogita, lo que conduce a la hidratación del manto [Contreras-Reyes et al., 2011], esta hidratación produce una reducción del punto de fusión del manto continental. La fusión parcial del manto continental conlleva a que se genere magma, el cual asciende por debajo del continente, o bien, se cristaliza en forma de grandes rocas plutónicas antes de alcanzar la superficie, produciendo una cadena de volcanes andesíticos (Figura 1.4). Ejemplo de esto es la formación del arco volcánico de los Andes, la cual es la cadena montañosa y volcánica producida en la placa continental Sudamericana debido a la subducción de la placa oceánica de Nazca [Rodríguez et al., 2008].

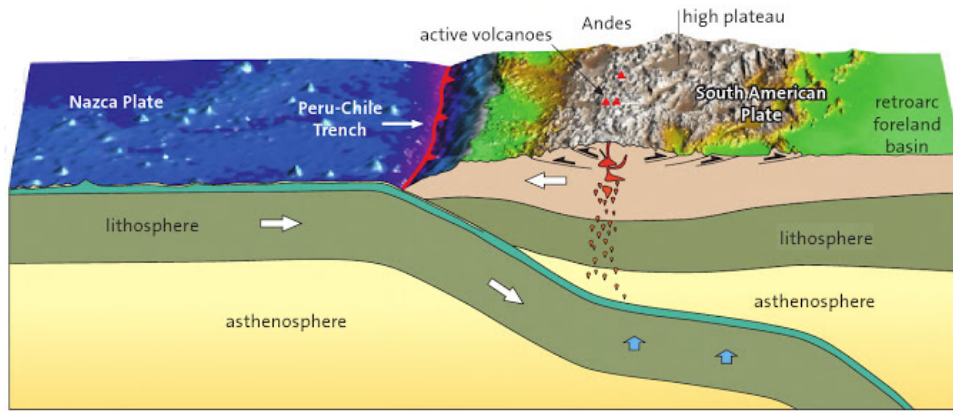


Figura 1.3: Esquema de un borde convergente oceánico-continental, en donde se aprecia que la placa oceánica subducta bajo la placa continental [Frisch et al., 2010].

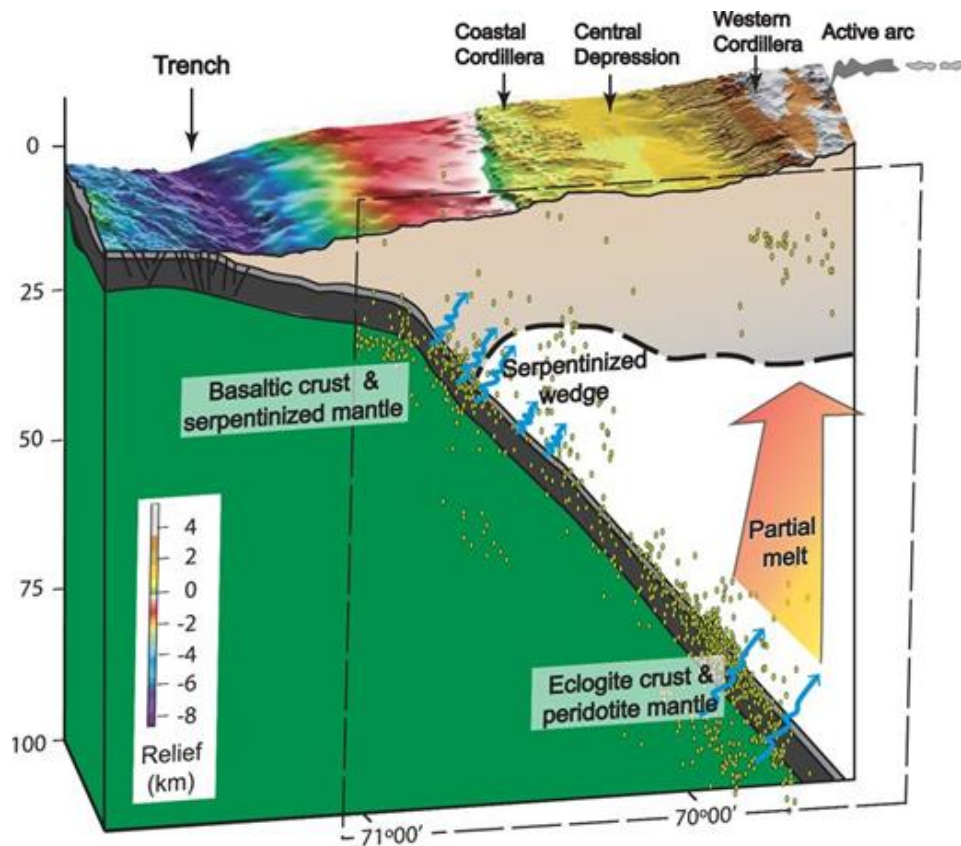


Figura 1.4: Esquema de como la deshidratación de la corteza oceánica conlleva a la hidratación del manto continental, lo que reduce su punto de fusión y permite que se genere magma, el cual asciende por debajo del continente [Comte et al., 2016].

Los margenes convergentes se pueden caracterizar en aquellos dominados por la acreción de sedimentos cerca de la fosa o en erosivos, los que muestran abrasión de la corteza continental debido a la subducción de la placa oceánica, produciendo así una migración del eje de la fosa hacia el continente [Clift and Vannucchi, 2004, Contardo et al., 2008].

Respecto a los margenes erosivos, se pueden distinguir la erosión basal, que se produce a lo largo del contacto interplaca y que es responsable de adelgazar la placa continental, y la erosión frontal, la cual se produce por la colisión de elevaciones topográficas (montes submarinos, Horst-Grabens, etc) de la placa oceánica con el talud continental. El material removido por la erosión tectónica puede llegar al canal de subducción, para finalmente ser reciclado dentro del manto, este también puede sufrir acreción basal, debido a que los procesos de deshidratación aumentan su densidad y viscosidad [DeCelles et al.,]. La Figura 1.5 representa un margen erosivo.

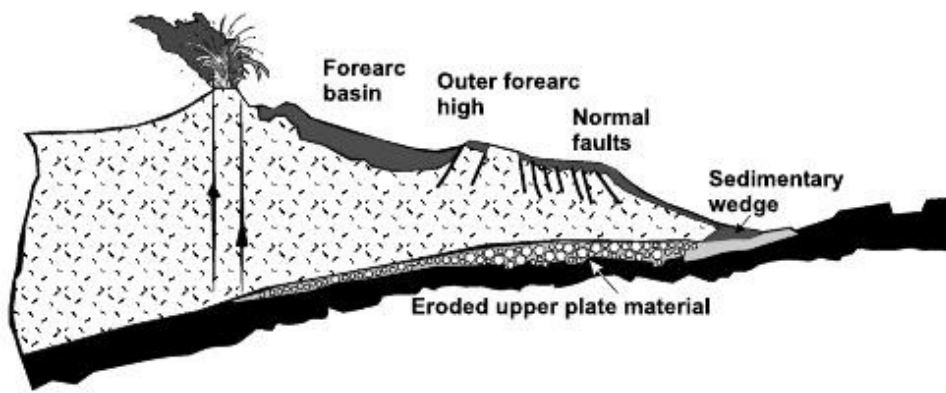


Figura 1.5: Esquema de un margen erosivo [Clift and Vannucchi, 2004].

La Figura 1.6 representa la morfología de un margen acrecionario, estos se caracterizan por tener un gran flujo de sedimentos, una plataforma relativamente ancha con cuencas sedimentarias y zonas de hidratación de gas (*Gas hydrate zones*) asociada comúnmente a estructuras en el prisma de acreción. En [Contreras-Reyes et al., 2016] se distingue que para el margen de Chile Central (34°-36° S) la parte frontal del margen consiste en un prisma de acreción de 30-50 km de ancho. El talud continental desde la plataforma continental hasta la fosa se subdivide en (i) una pendiente superior amplia y suavemente inclinada hacia el mar, (ii) una pendiente media con cuencas inclinadas asimétricas y (iii) el prisma de acreción, que forma la parte más baja de la pendiente, posee el gradiente más alto. Esta empinada ladera termina en la fosa, la cual se caracteriza por ser plana y estar llena de sedimentos (Figura 1.7). En Chile y en Perú, la parte inferior del talud continental se caracteriza por ser la parte más empinada (10°-15°), [Scholl et al., 1970, Maksymowicz, 2015].

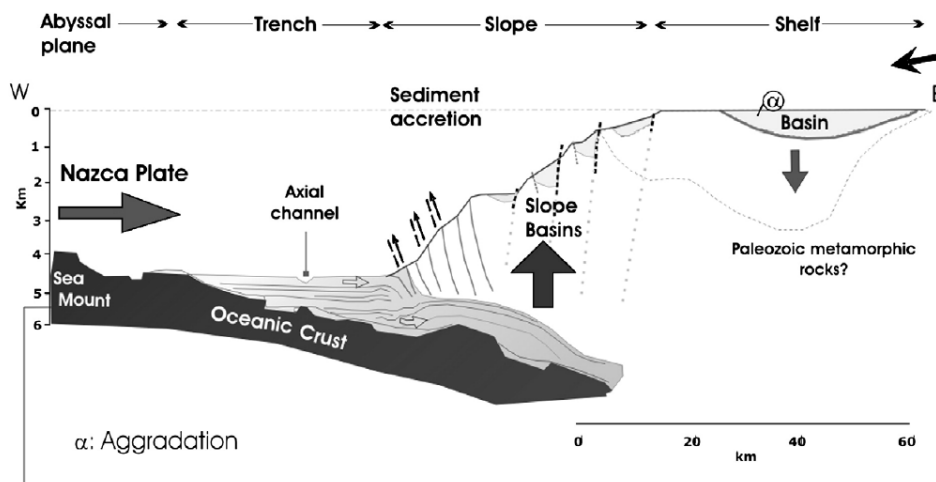


Figura 1.6: Esquema de las principales características de un margen acrecionario [Contardo et al., 2008].

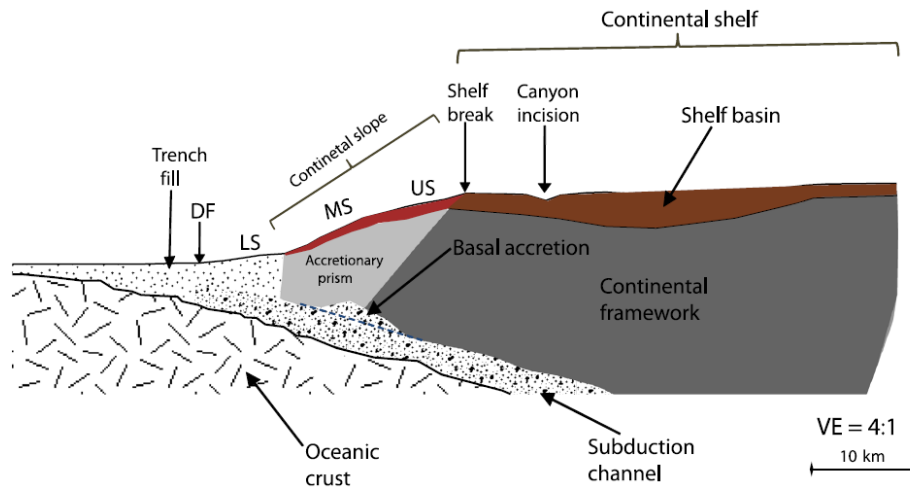


Figura 1.7: Esquema del margen convergente de Chile Central. Frente de deformación (*Deformation front*, DF); Pendiente inferior (*Lower slope* LS); Pendiente media (*Middle slope* MS); Pendiente superior (*Upper slope* US) [Contreras-Reyes et al., 2016].

En cuanto a la acreción de sedimentos, esta puede clasificarse en acreción frontal cuando el prisma de acreción crece hacia el mar o se ensancha (segmento inferior de la Figura 1.8). Por otro lado la acreción basal es aquella donde se adiciona material por debajo del prisma de acreción, lo que conlleva a que se engruese y se eleve, segmento superior de la Figura 1.8.

La erosión tectónica es favorecida en regiones donde las tasas de convergencia exceden los 6 ± 0.1 cm/año y donde la cubierta sedimentaria es menor a 1 km. La acreción tectónica se produce preferentemente en regiones de convergencia lenta, es decir, menores a 7.6 cm/año y/o el espesor de los sedimentos en la fosa es mayor a 1 km [Clift and Vannucchi, 2004]. El tamaño del prisma de acreción dependerá de varios factores, entre los que se encuentran la tasa de convergencia, la tasa de entrada de sedimentos y el tiempo en ha actuado la acreción o la erosión tectónica en cada margen, una recopilación de estos factores y tamaño del prisma de acreción puede leerse en la Tabla I y II del artículo [Clift and Vannucchi, 2004].

1.4. Prisma de Acreción

Durante el proceso de subducción, la superficie de la placa subductante colisiona contra el borde de la placa continental. Estos esfuerzos de cizalle positivos entre las dos placas irá removiendo material, creando un prisma

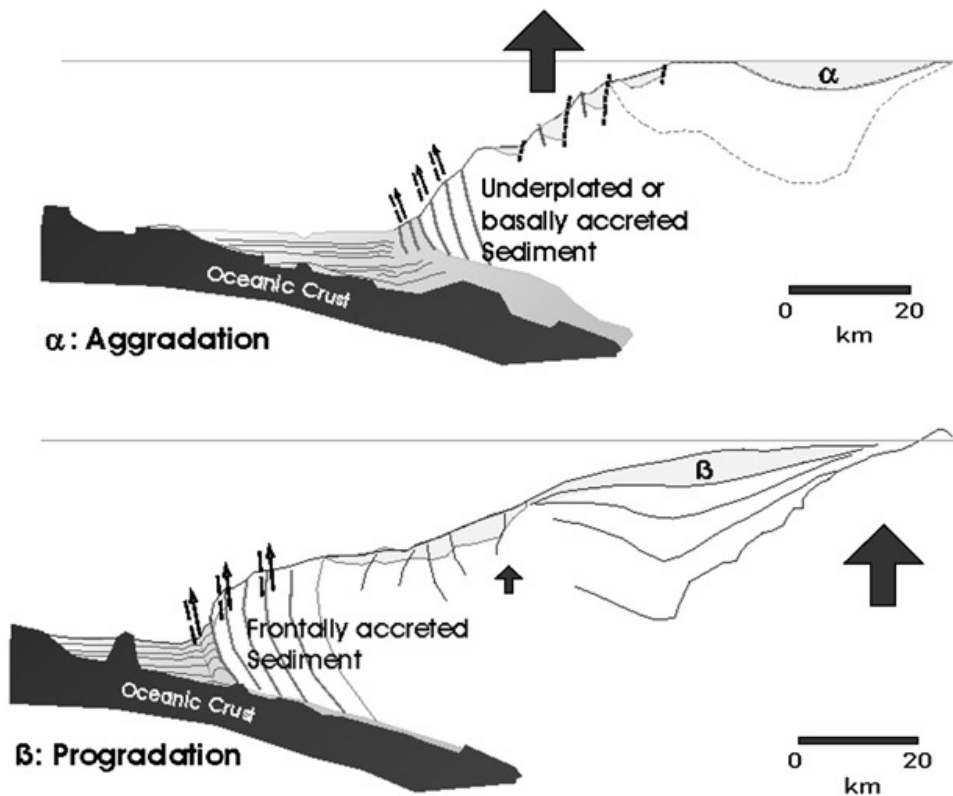


Figura 1.8: Esquema de los dos tipos de margenes acrecionarios, el esquema superior corresponde a la acreción basal y el esquema inferior corresponde a la acreción frontal [Contardo et al., 2008].

de acreción (o cuña de acreción) [Van der Pluijm and Marshak, 2004], el cual consiste en sedimento pelágico deformado depositado en la placa subductante, basalto oceánico y por sedimento turbidítico deformado, anteriormente depositado en la fosa.

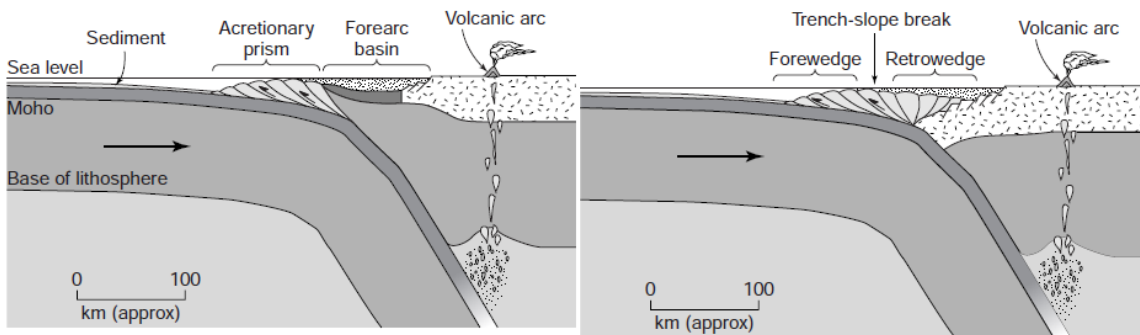


Figura 1.9: Dos geometrías posibles para la formación de los prismas de acreción [Van der Pluijm and Marshak, 2004].

En Van der Pluijm and Marshak.(2004) se describen dos geometrías posibles para la formación de los prismas de acreción. Esto se representa en la Figura

1.9 en donde la sección izquierda muestra un prisma de acreción formado hacia el mar con una sección de corteza oceánica atrapada, mientras que la sección derecha muestra que el borde del continente entra directamente en contacto con la superficie de la placa subductante (caso en el sector del Maule).

1.5. Estructuras geológicas en bordes convergentes

La deformación compresional en el prisma de acreción produce fallas de cabalgamiento (*thrust faults*) y pliegues, pero el esfuerzo compresional no es la única fuente de esfuerzos en el prisma. La gravedad produce deslizamientos, lo que provoca deslizamientos por la pendiente del prisma hacia la fosa [Contreras-Reyes et al., 2016]. Una vez que el prisma se ha vuelto muy grueso, comienza a sufrir un colapso extensional bajo su propio peso. Esto significa que la energía gravitacional supera la resistencia del material en profundidad en la parte interna del prisma, por lo que este material se extiende hacia los lados, lo que lleva a un estiramiento horizontal en el prisma anterior. Como consecuencia de este estiramiento, la región próxima a la superficie del prisma experimenta fallas normales [Van der Pluijm and Marshak, 2004]. Lo anterior es representado en la Figura 1.10.

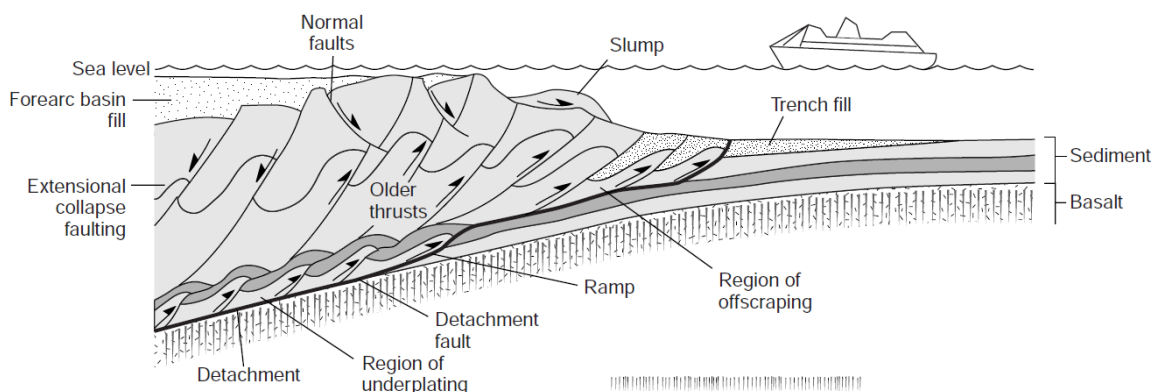


Figura 1.10: Fallas producidas en el prisma acreción [Van der Pluijm and Marshak, 2004].

Otro tipo de fallas extensionales que se encuentran en los bordes convergentes son las fallas Horst-Graben (Figura 1.11), estas pueden producirse en la corteza oceánica en la región de abombamiento (*outer-rise*) en las cercanías a la fosa [Contreras-Reyes and Osses, 2010], en donde la corteza oceánica comienza a flectarse [Contreras-Reyes and Garay, 2018], también, pueden producirse en los centros de expansión, en donde la corteza oceánica es fracturada como

consecuencia de la ascensión de magma.

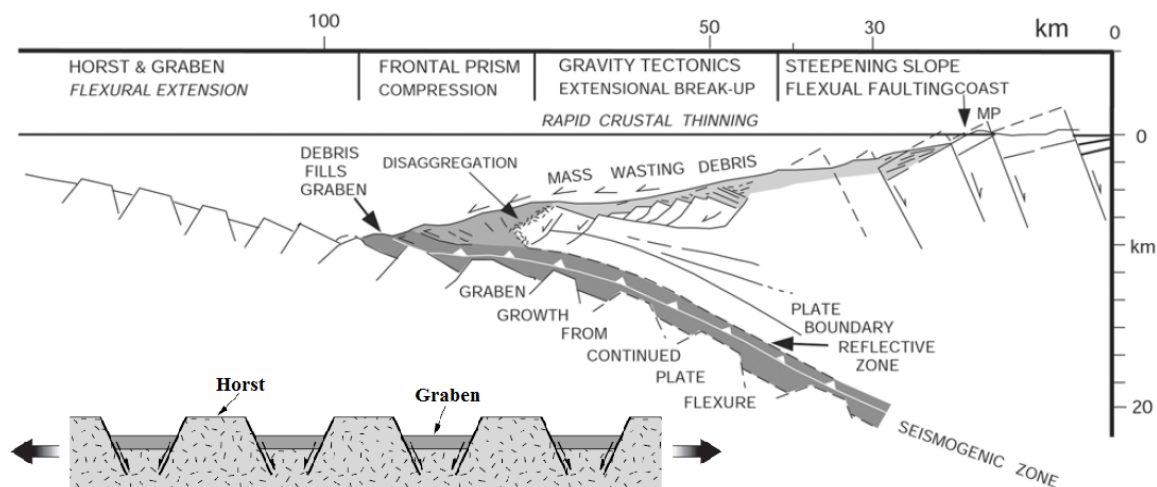


Figura 1.11: Estructuras Horst-Graben en la placa oceánica frente a las costas del norte de Chile [von Huene and Ranero, 2003].

1.6. Marco Tectónico del margen central de Chile

El margen central de Chile se encuentra delimitado en su zona norte por la Dorsal de Juan Fernández (JFR *Juan Fernandez Ridge*) a los $\sim 33^\circ$ S, la cual es una de las características oceánicas más importantes de Chile Central, y en su zona sur por la fractura de Mocha a los $\sim 38^\circ$ S. Esta zona es conocida como el segmento del Maule y coincide aproximadamente con el segmento sismotectónico del terremoto del Maule ocurrido en el 2010 [Contreras-Reyes et al., 2010].

En Chile Central, la placa oceánica de Nazca subducta bajo la placa continental de América del Sur a una tasa de convergencia actual de 6.6 cm/año con un azimut de convergencia de $N78^\circ E$ [Angermann et al., 1999], aunque la tasa de convergencia ha disminuido en alrededor de un 40 % durante los últimos 20 Ma [DeMets et al., 2010].

La Dorsal de Juan Fernández (JFR) es una cadena montañosa con un largo aproximado de 900 km, ubicada al oeste de la fosa Chilena y cuyo origen es el punto caliente de Juan Fernández ($34^\circ S/83^\circ W$) [Contreras Reyes, 2003]. La actual zona de colisión entre el JFR y el margen chileno es $\sim 32.5^\circ S$, sector

que ha permanecido estacionario desde los últimos 10 Ma. En esa zona la cuña continental se caracteriza por la presencia de la cuenca de Valparaíso, ubicada en el antearco, que tiene un relleno sedimentario de ~ 3.0 km y su edad data del Cenozoico tardío [Yáñez et al., 2001, Laursen et al., 2002].

El espesor del relleno sedimentario en la fosa entre los 34° - 45° S varía entre los 1.5 y 3.3 km [Huene et al., 1997]. La sedimentación de la fosa en Chile Central puede explicarse como una combinación de factores regionales, la denudación de la Cordillera de los Andes durante los períodos de glaciación producidos desde hace unos 6 millones de años [Bangs and Cande, 1997], producción de material volcánico fácilmente erosionable en la zona volcánica Austral de los Andes, una alta tasa de precipitaciones, corrientes turbidíticas y cañones submarinos [Völker et al., 2013], lo anterior crea un régimen de entrada de sedimentos del continente a la fosa. Dentro de la fosa los sedimentos migran hacia el norte debido al gradiente batimétrico del suelo marino (Figura 1.12).

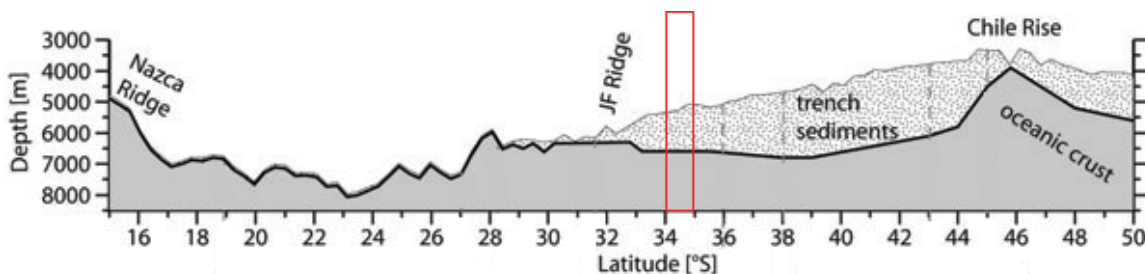


Figura 1.12: Variación de la profundidad del suelo oceánico y del espesor de los sedimentos a lo largo de la fosa Chilena. A medida que la litosfera oceánica envejezca irá aumentando su densidad, lo que provocará que el suelo oceánico este a una mayor profundidad [Contreras-Reyes and Osses, 2010]. Este gradiente batimétrico del suelo marino provoca que los sedimentos migren hacia el norte. El rectángulo rojo marca el sector a estudiar en la presente tesis.

Datos batimétricos muestran que la plataforma continental y el talud continental están marcadas por varios cañones submarinos que corresponden a la extensión de los principales sistemas fluviales [Contreras-Reyes et al., 2017, Völker et al., 2014]. El ancho y la pendiente de la plataforma continental varían considerablemente a lo largo del segmento del Maule (20-50 km) y su borde hacia el mar se caracteriza por el talud continental a profundidades bajo el nivel del mar entre 500 y 1500 m. En el talud continental destaca la presencia de barrancos en forma de V que reflejan que el borde de la

plataforma continental fue expuesta durante el período glacial e interglacial [Contreras-Reyes et al., 2017].

Como se describe en [Contreras-Reyes et al., 2016], existen dos sub-segmentos a lo largo del segmento norte del Maule, el primer sub-segmento es Mataquito ubicado entre las coordenadas 34°-35.3° S, el cual se caracteriza por un talud continental suave y ancho, cuyo ángulo de pendiente más bajo es de 4°- 5°, y el segundo segmento es el sub-segmento de Reloca (35.3°-35.7° S) caracterizado por un talud continental relativamente estrecho y empinado, cuyo ángulo de pendiente más bajo es de $\sim 10^\circ$, en promedio. La característica batimétrica más notable a lo largo del sub-segmento de Reloca es su escarpada pared posterior de hasta 30° y el desprendimiento de material (deslizamiento de Reloca o *Reloca slide*) en su base.

1.7. Características sismogénicas en el segmento del Maule

El 27 de febrero del 2010, a las 06:34:08 UTC se produce un terremoto interplaca de magnitud $M_w=8.8$, con su hipocentro ubicado en 73.239°S, 36.290°W y 30 km de profundidad, según el Servicio Sismológico Nacional (SSN) de la Universidad de Chile. Este terremoto fue mar adentro y produjo una zona de ruptura de aproximadamente 500 km por 140 km [Ruiz et al., 2012]. A partir de este evento sísmico se han publicado numerosos estudios científicos, los cuales han dado a conocer la tectónica y el comportamiento sísmico de Chile Central [Tong et al., 2010, Vigny et al., 2011, Han et al., 2010, Moreno et al., 2010, Moscoso et al., 2011, Melnick et al., 2012, Ruiz et al., 2012, Lieser et al., 2014, Maksymowicz, 2015, Contreras-Reyes et al., 2017, Maksymowicz et al., 2017]. En [Maksymowicz et al., 2017], se analizó la diferencia de pistas batimétricas (*bathymetric tracks*) adquiridas en forma perpendicular a la fosa antes y después del terremoto del Maule, proporcionando evidencia directa de un cambio en la elevación de la cuña continental cerca del frente de deformación. Los cambios de elevación del lecho marino hacia tierra desde el frente de deformación fueron de $\sim 3-5$ m respecto al suelo marino hacia el mar desde fosa. También, se estimó que el deslizamiento (*slip*) se extendió, al menos, ~ 6 km hacia tierra, desde frente de deformación. Este análisis se realizó sobre la pista ILOCA (Figura 1.13), el cual corresponde al mismo tramo que la línea sísmica MC39.

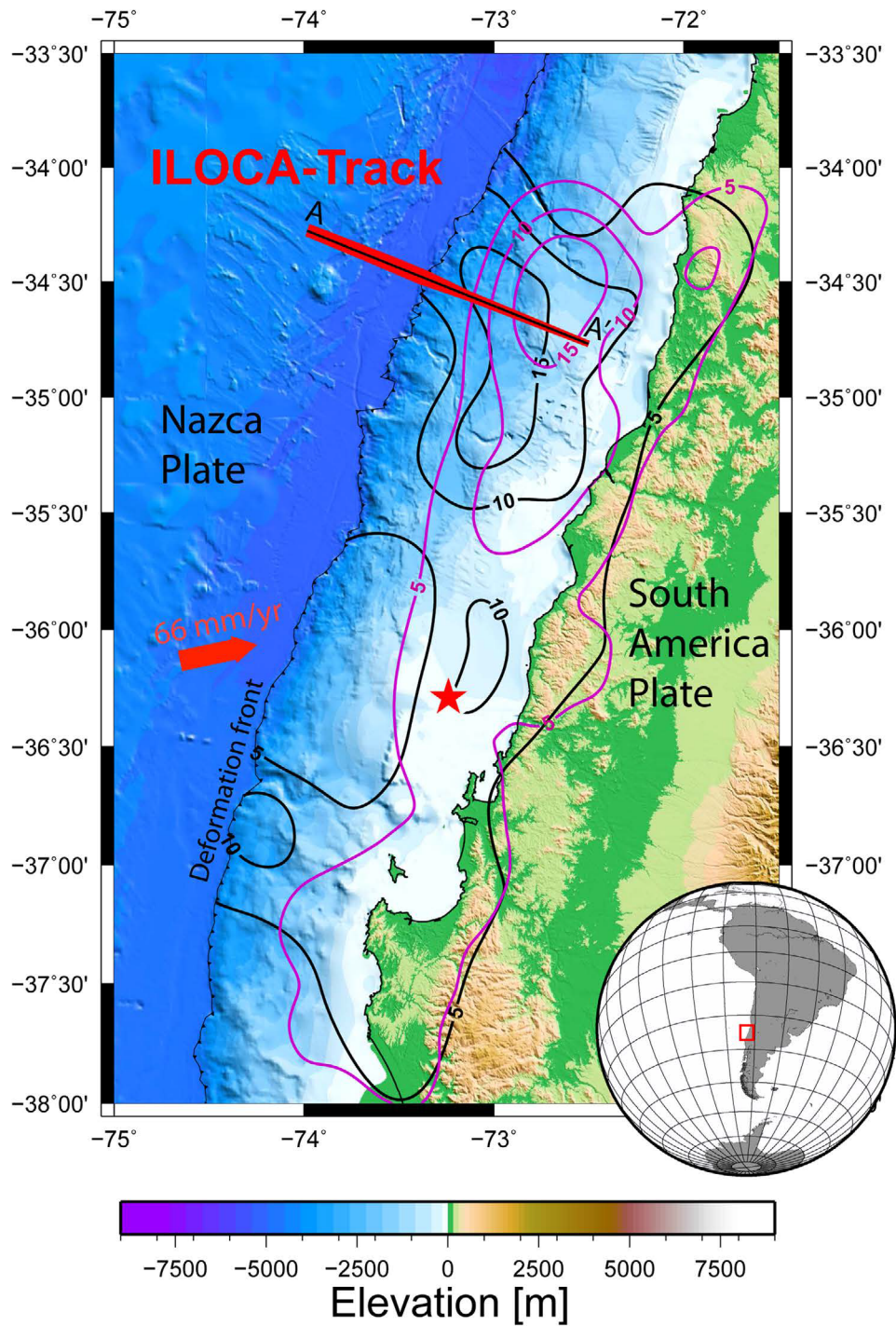


Figura 1.13: Área de estudio de [Maksymowicz et al., 2017]. La línea roja muestra el sector en donde se adquirieron los datos batimétricos (pista ILOCA), la cual es coincidente con la línea sísmica MC39. La estrella roja marca el epicentro del terremoto del Maule del 2010. Las líneas magentas son los isocontornos del deslizamiento durante el terremoto del Maule según [Tong et al., 2010] y las líneas negras son los isocontornos del deslizamiento obtenidos por [Yue et al., 2014].

Lo anterior sugiere que el contacto entre placas debajo del prisma de acreción del Maule puede generar deslizamiento sísmico cerca de la fosa durante terremotos grandes.

En [Maksymowicz et al., 2017], también se analizaron dos perfiles de sísmica de reflexión, adquiridos a lo largo de la pista ILOCA, antes y después del terremoto del Maule. Los perfiles de sísmica de reflexión no muestran evidencia de nueva deformación dentro de la fosa y/o alrededor del frente de deformación, lo que demuestra que, bajo las limitaciones del método sísmico, la fosa no se vio afectada durante el terremoto.

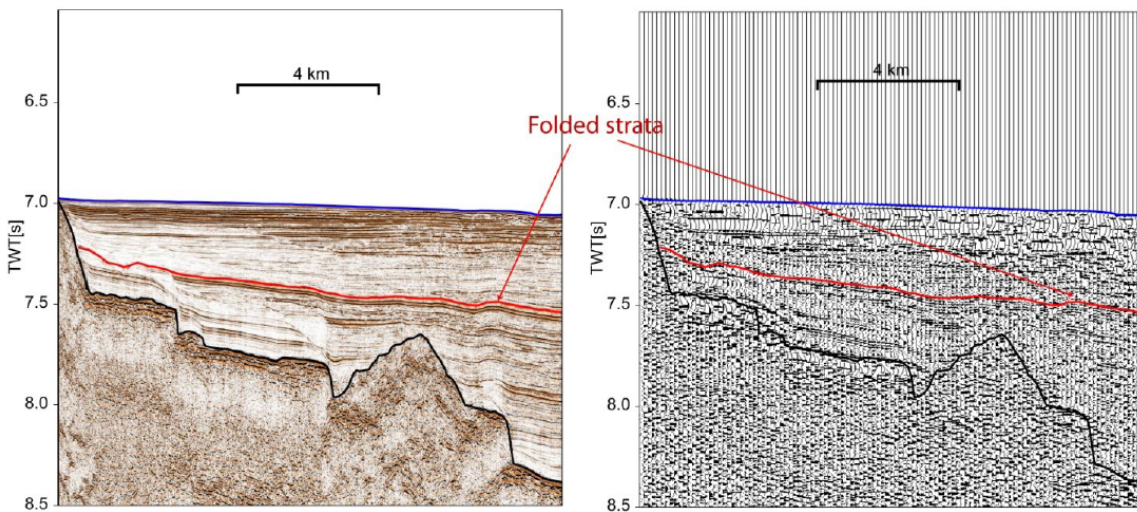


Figura 1.14: Perfiles de sísmica de reflexión a lo largo de la pista ILOCA. El perfil sísmico de la izquierda se realizó usando los datos adquiridos en 2012 por el R/V Melville, mientras que el perfil sísmico de la derecha se realizó usando los datos adquiridos en 2008 por el R/V RSS James Cook. Para más detalles de la adquisición leer la información suplementaria de [Maksymowicz et al., 2017]. En ambos perfiles sísmicos se tiene una vista cercana de la fosa. La línea azul corresponde al reflector del fondo marino, la línea negra es la parte superior de la corteza oceánica y la línea roja indica un reflector de gran amplitud en los sedimentos que componen la fosa.

En [Contreras-Reyes et al., 2017] se estudia el margen continental de Chile Central (34° - 36° S), mediante 4 perfiles de sísmica de gran ángulo, adquiridos de forma perpendicular a la fosa (Figura 1.15).

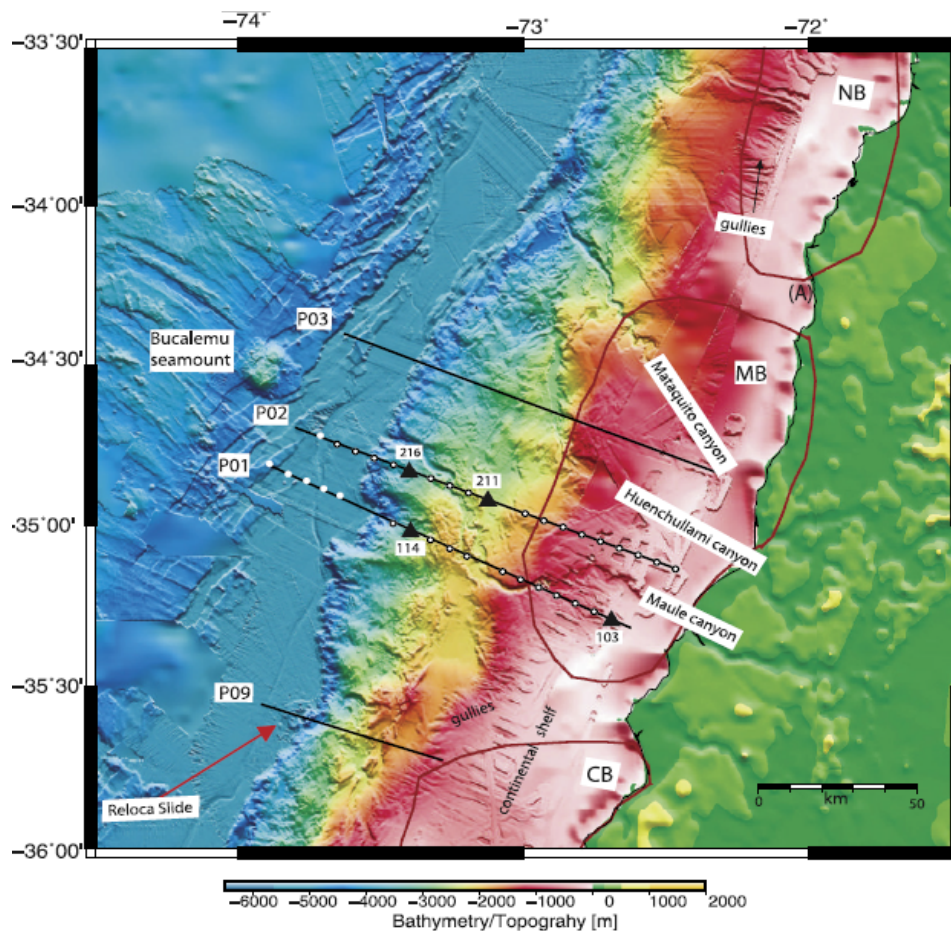


Figura 1.15: Área de estudio de [Contreras-Reyes et al., 2017]. Las líneas negras indican los perfiles de sismica de gran ángulo estudiados. Las curvas marrones muestran la ubicación de las cuencas en el antearco (NB: Cuenca de Navidad, MB: Cuenca de Mataquito y CB: Cuenca de Chanco). El perfil sísmico de gran ángulo P02 es coincidente con el perfil de sismica de reflexión MC37 y el perfil sísmico de gran ángulo P03 con el perfil de sismica de reflexión MC39.

Al analizar los perfiles se obtuvo que el prisma de acreción consta de dos secciones: (1) la cuña externa o prisma frontal (5-10 km de ancho) con velocidades sísmicas de 1.8-3.0 km/s, este es interpretado como una cuña de sedimento pobremente compactado y altamente hidratado, y (2) el prisma medio o cuña media (10-50 km de ancho) con velocidades de 3.0-5.0 km/s, este es interpretado como una cuña de sedimentos compactados y litificados. Los resultados indican que el prisma de acreción experimenta una transición continua desde el prisma frontal al prisma medio, esto sugiere que el prisma frontal joven se funde en el prisma medio más antiguo y consolidado. Una mayor velocidad en el prisma medio en comparación con el prisma frontal sugiere una mayor rigidez y sedimentos más compactados. El prisma medio está delimitado hacia tierra por el prisma interno (*inner prism*) o roca de

la plataforma continental (*continental framework rock*), el cual consiste en un basamento metamórfico. El prisma interno generalmente no se deforma durante los ciclos sísmicos, actuando como un aparente tope y proporciona un entorno estable para la formación de las cuencas de antearco. La región caracterizada por un abrupto gradiente de velocidad lateral es interpretada como el contacto entre sedimento acrecionado y la roca de la plataforma continental, a este contacto se denomina *backstop*. Esta zona es reológicamente más fuerte que el prisma de acreción hecho de sedimentos no consolidados y semiconsolidados. Por lo tanto, se espera que la base del prisma de acreción sea compatible con el deslizamiento estable y la deformación asísmica y que el *backstop* debería controlar la transición entre el deslizamiento estable y no estable en la zona para grandes terremotos. En la Figura 1.16 se presenta un esquema con las principales características del segmento del Maule.

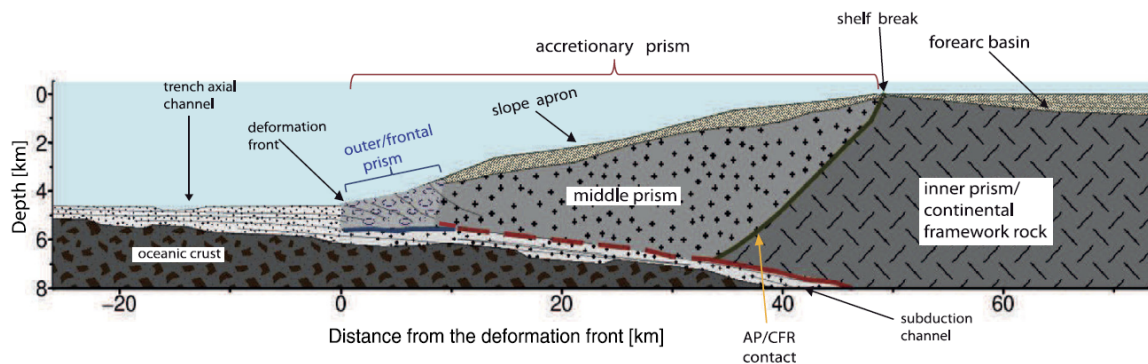


Figura 1.16: Esquema del segmento del Maule publicado en [Contreras-Reyes et al., 2017]. El prisma de acreción está compuesto por el prisma externo/frontal (sedimento poco consolidado) y el prisma medio (sedimento más compactado y litificado). El prisma interior (o roca continental) corresponde al prisma paleo-acrecionario o al basamento continental. Las curvas azules en la base del prisma de acreción frontal indican propiedades de deslizamiento intersísmico estables, esto es debido a que posee características plásticas, lo que produce un deslizamiento asísmico. La curva roja continua en la base del prisma interno denota oscilaciones de relajación (*stick-slip*) inestables. Contacto AP/CFR: Contacto entre el prisma de acreción y la roca continental o *backstop*.

La Figura 1.16 muestra que el sedimento más compactado y rígido del prisma medio (en comparación al prisma frontal) promovió un *updip* anómalo, ya que el área de ruptura del terremoto del Maule se extendió hacia la fosa (curva roja punteada) hasta la transición del prisma medio con el prisma frontal. Esto es una anomalía, ya que el límite que marca la zona sismogénica (*updip*) se espera que se encuentre en la transición del *backstop* con el prisma de acreción. El prisma medio se caracteriza por un comportamiento estable condicional durante el intersísmico.

Capítulo 2

Sísmica Marina de Reflexión

La sísmica de reflexión es una técnica utilizada para obtener imágenes detalladas de capas al interior de la Tierra, ésta puede revelar características estructurales tales como pliegues y fallas [Mussett and Aftab Khan, 2000], también sirve para conocer la estratigrafía de un sector, el espesor sedimentario, así como para detectar cambios litológicos.

Para adquirir información del subsuelo usando esta técnica es necesario generar ondas elásticas (o acústicas), mediante una fuente sísmica que típicamente en el mar se compone de cañones de aire comprimido. Estas ondas se reflejarán por distintas interfaces y retornarán a la superficie, en donde sus tiempos de llegada serán registradas mediante hidrófonos, los cuales están localizados dentro de un cable conocido como *streamer*, lo anterior es representado en la Figura 2.1. Por lo demás, los tiempos de llegada registrados por los hidrófonos se conocen como tiempo de ida y vuelta o TWT (*two-way traveltime*).

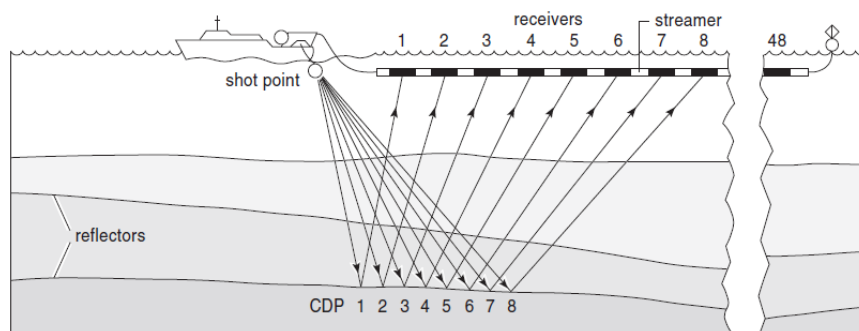


Figura 2.1: Diagrama de como se adquieren los datos en sísmica de reflexión marina [Mussett and Aftab Khan, 2000]. Un crucero de investigación emite ondas elásticas, las cuales luego de reflejarse son adquiridas por distintos hidrófonos.

2.1. Datos ordenados por punto medio común (CMP)

Cuando los datos son adquiridos, existe un punto en la superficie ubicado en medio de la fuente y del receptor, este punto es medido reiteradamente por distintos pares fuente-receptor a medida que el barco se va desplazando y realizando nuevos disparos, esto se muestra en la Figura 2.2. Este punto se conoce como punto medio común o CMP (*common midpoint*).

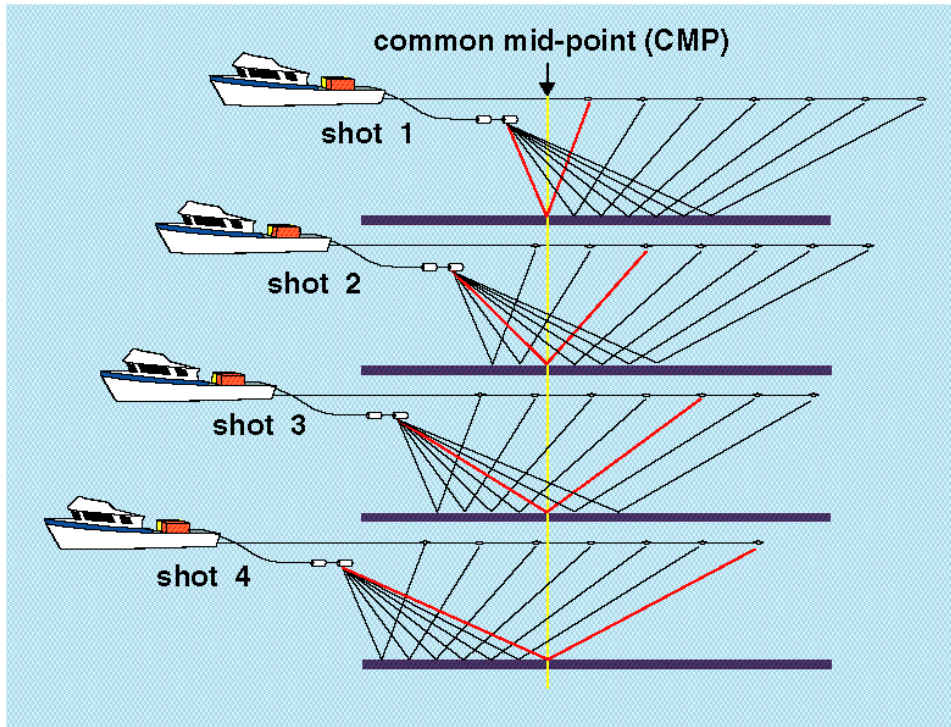


Figura 2.2: Esquema de como la onda sísmica (en rojo) se refleja en el punto medio entre la fuente y el receptor, este punto medio es llamado CMP y es medido varias veces por distintas configuraciones de fuente-receptor [Science for a changing world, 2001].

A medida que la distancia entre fuente-receptor aumenta, aumentará el tiempo de viaje de la onda sísmica, este aumento es parabólico y cumple la siguiente relación [Yilmaz, 2001]:

$$T^2(x) = T_o^2 + \frac{x^2}{v_{RMS}^2} \quad (2.1)$$

Donde T es el tiempo de ida y vuelta, T_o es el tiempo de incidencia normal (ida y vuelta), x es la distancia fuente-receptor y v_{RMS} es la velocidad *RMS* (*Root Mean Square Velocity*) definida por:

$$v_{RMS}^2 = \frac{1}{T_0} \sum_{i=1}^N v_i^2 \Delta\tau_i$$

Donde v_i es la velocidad de intervalo de la capa i , y $\Delta\tau_i$ es el tiempo de ida y vuelta en la i -ésima capa.

2.2. Corrección NMO y apilamiento

La corrección NMO (*Normal MoveOut*) busca cambiar la geometría de como fueron adquiridos los datos, esto es pasar de datos que fueron adquiridos con una separación entre fuente-receptor, a otro donde la separación fuente-receptor es cero (la fuente y el receptor están en el mismo punto). Para esto se toman los tiempos de llegada adquiridos y se les resta un tiempo ΔT definido como:

$$\Delta T = T(x) - T_o$$

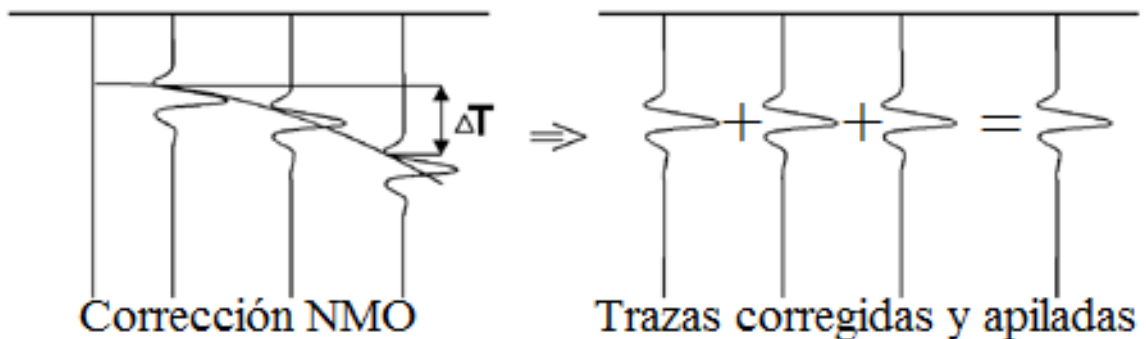


Figura 2.3: Corrección por NMO y apilamiento.

La acción anterior lleva a que todas las trazas de un mismo CMP tengan (idealmente) el mismo tiempo de arribo, esta redundancia de datos para un mismo CMP mejora la calidad señal/ruido de los datos sísmicos cuando los datos se apilan (*stacking*) Figura 2.3.

2.3. Análisis de velocidades o semblanza

Para realizar la corrección NMO sobre un CMP en particular se debe conocer la velocidad *RMS* de este. Un método para obtener dicha información

se conoce como análisis de semblanza, la cual es una medida de coherencia normalizada definida por primera vez por M. Turhan Taner en su artículo [Taner and Koehler, 1969]. Para entender esto primero se considerará una ventana CMP (CMP *gather*) con una sola reflexión esbozada en la Figura 2.4.

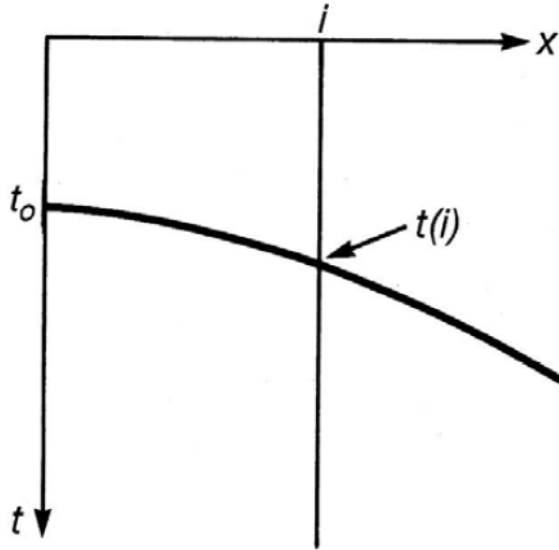


Figura 2.4: Puerta CMP con una sola reflexión, donde t_0 es el tiempo de incidencia normal (ida y vuelta) e i la i -ésima traza [Yilmaz, 2001].

Considerando una serie de trazas $f_i(t)$ con $i = (1, 2, \dots, m)$ correspondientes a diferentes valores de la distancia fuente receptor, la cual se denotará x (Figura 2.4), tal que todas contienen una señal común del mismo reflector, pero con tiempo de llegadas diferentes. Considerando que los tiempos de retraso son t_i y que las trazas contienen solo la señal del reflector, los tiempos de retraso se pueden encontrar teóricamente como la solución de un problema de maximización [Taner and Koehler, 1969]:

$$E(\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_m) = \sum_t \left[\sum_i f_i(t + \tau_i) \right]^2 \quad (2.2)$$

El máximo de $E(\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_m)$ se alcanza cuando $t_i = \tau_i$. La semblanza propuesta en [Taner and Koehler, 1969] viene dada normalizando la Ecuación 2.2:

$$P(\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_m) = \frac{E}{m \sum_t \sum_i f_i^2(t)} \quad (2.3)$$

La Ecuación 2.3 tiene un rango posible de 0 a 1. Finalmente un análisis

de semblanza consiste en generar diferentes trayectorias hiperbólicas, para posteriormente determinar cual de estas curvas coincide mejor con los eventos reales, es decir cual de las trayectorias generadas tiene mayor coherencia.

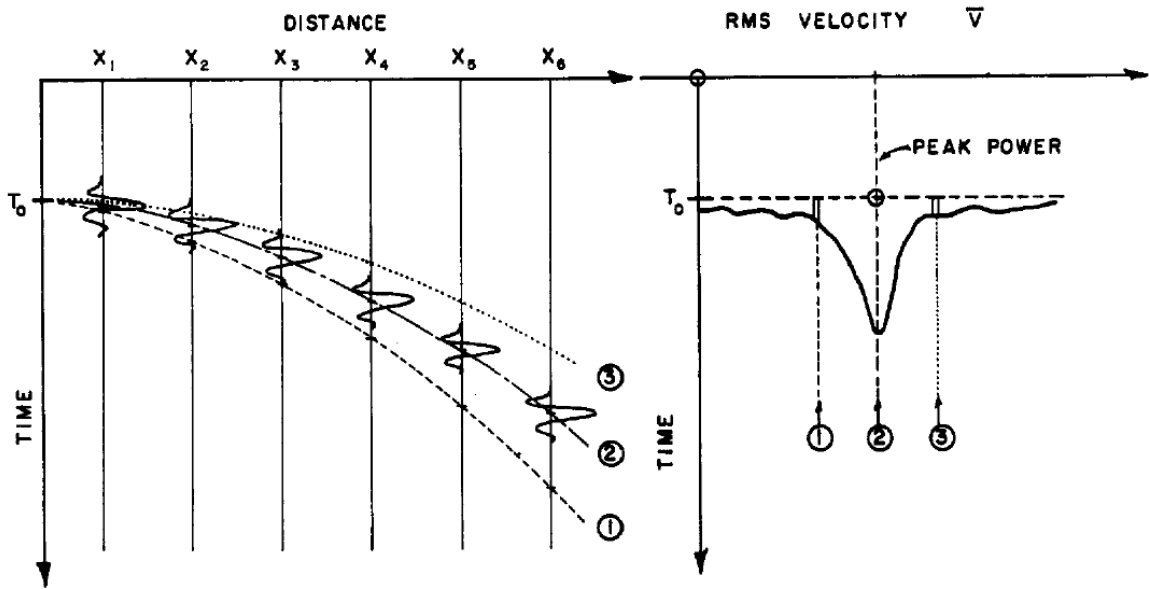


Figura 2.5: Curva corregida por tres velocidades distintas, después de alinear de los datos de entrada con un patrón hiperbólico, estos se apilan juntos para dar una estimación de la señal de entrada. La potencia (*power*) de esta estimación se calcula sumando los cuadrados de amplitud dentro de una ventana de tiempo específica, esta potencia se muestra luego en los espectros de velocidad. Finalmente el lugar donde hay una mayor potencia (*peak power*) es el que mejor elimina el NMO [Taner and Koehler, 1969].

En la Figura 2.5 se observa una ventana CMP con tres posibles velocidades hiperbólicas para realizar la corrección NMO. La velocidad de apilamiento es la que produce un auge en la densidad espectral cruzada de los eventos apilados; es decir, la velocidad que mejor elimina el NMO. La velocidad (2) representa la velocidad de apilamiento [Taner and Koehler, 1969].

2.4. Migración

Es interesante notar que cuando los datos sísmicos se ordenan por CMP se esta imponiendo que el punto que produjo la reflexión se encuentre justo a la mitad de la fuente y el receptor, pero esto no necesariamente es verdad. Como puede verse en el libro *Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data*, de Yilmaz [2001], la migración es la acción de desplazar las reflexiones hacia sus verdaderas posiciones subterráneas, aumentando así la resolución espacial y produciendo una imagen sísmica de la

sub-superficie.

Los perfiles sísmicos apilados a veces pueden mostrar tres reflexiones para una misma superficie reflectora. Este es el caso cuando la curvatura de la interfaz es alta (sinclinales o anticlinales; Figura 2.6). Las características geométricas que resultan de esta condición se conocen como “*bowties*”. La migración es necesaria para colapsar estos “*bowties*” y centrar la señal en su posición temporal correcta [Veeken, 2006].

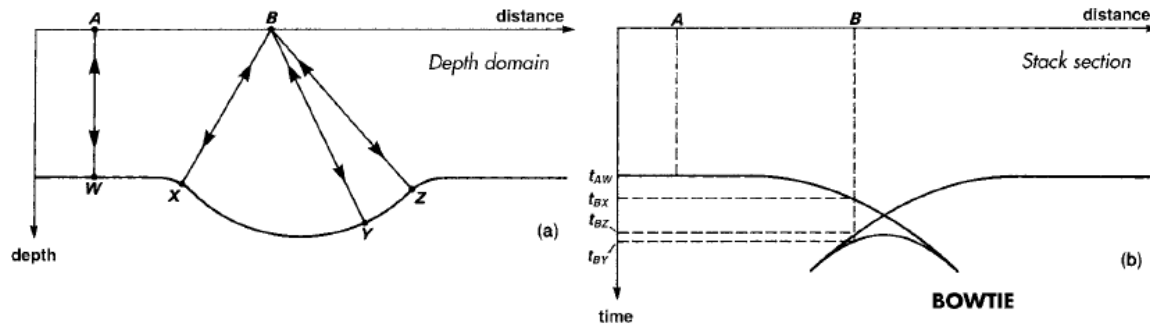


Figura 2.6: Ejemplo de como se distorsiona una superficie antes de la migración, a la izquierda se tiene la superficie reflectora, a la derecha se aprecia el perfil sísmico apilado y deformado, el cual muestra hasta 3 reflexiones bajo el punto B, lo anterior es conocido como “*bowties*” [Veeken, 2006]

2.4.1. Migración post-apilamiento (*Post-stack migration*)

Como su nombre lo indica, la migración post-apilamiento se realiza sobre datos corregidos por NMO y posteriormente apilados, es decir que la fuente y el receptor están en el mismo punto. Antes de la migración el punto que produce la reflexión es ubicado justo por debajo del par fuente-receptor, pero el punto que causó la reflexión puede encontrarse en cualquier lugar dentro de un semi-círculo cuyo radio es la mitad del tiempo de ida y vuelta de la onda sísmica (Figura 2.7).

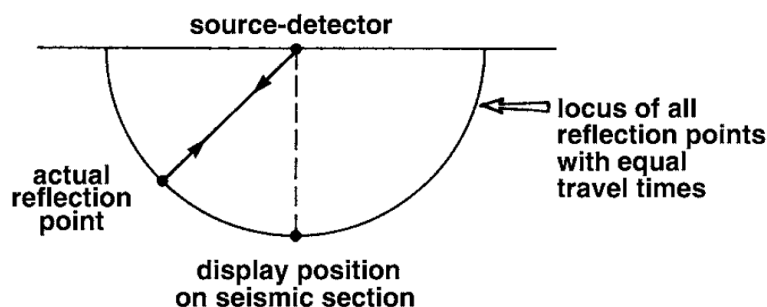


Figura 2.7: Cuando a los datos sísmicos son ordenados por CMP, se les realiza el NMO y finalmente son apilados, implícitamente se asume que el punto que causó la reflexión está debajo del par fuente-receptor, sin embargo, el punto que causó la reflexión puede estar ubicado dentro de un semi-círculo cuyo radio es la mitad del tiempo de ida y vuelta de la onda sísmica. [Veeken, 2006].

2.4.2. Migración post-apilamiento de Kirchhoff en tiempo (*Kirchhoff post-stack time migration*)

La migración de Kirchhoff en tiempo usa el principio de Huygens: “El principio de Huygens establece que cada punto alcanzado por un frente de ondas actúa como origen de un nuevo frente de ondas que se extiende en todas las direcciones. Si el medio es homogéneo el frente de ondas es esférico en un momento cualquiera t ; un poco más tarde, en el tiempo $t + \Delta t$, cada uno de los puntos del frente de onda habrá dado lugar a pequeños frentes de ondas esféricas de radio $V\Delta t$, si V es la velocidad del medio. El nuevo frente de ondas, en el instante $t + \Delta t$, será la envolvente de todos los pequeños frentes de onda y, por tanto, será una superficie esférica concéntrica con la primitiva. Si el medio no es homogéneo, cada elemento del frente de ondas se traslada paralelamente a sí mismo durante el tiempo Δt , pero con velocidades distintas a lo largo del frente, por lo que el nuevo frente de ondas no será paralelo al primero” [Cantos Figuerola, 1974]

Considerando, por ejemplo, un frente de onda que choca contra una pared que tiene una abertura, esta actúa como una fuente secundaria y genera un frente de ondas semi-circular que se propaga en el plano $x - z$ y la respuesta en el plano $x - t$ es una hipérbola (Figura 2.8). Es decir que los reflectores en el subsuelo pueden ser visualizados como puntos que actúan como fuentes secundarias de Huygens. Una descripción bastante detallada y con varios ejemplos de como la superposición de estas hipérbolas generan estructuras del subsuelo puede leerse en *Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data*. [Yilmaz, 2001].

Una migración basada en la suma de difracciones consiste en buscar en los datos de entrada en el plano $x - t$ la energía que habría resultado si una fuente

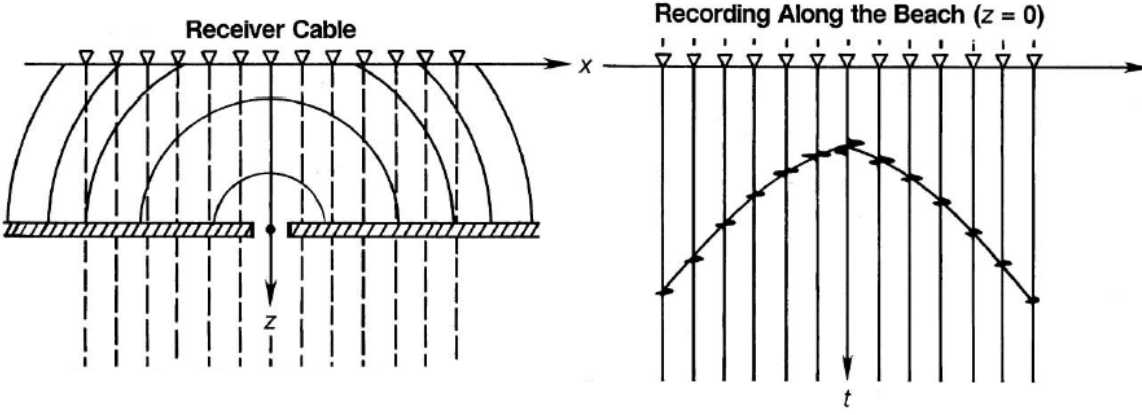


Figura 2.8: Los reflectores en el subsuelo pueden ser visualizados como puntos que actúan como fuentes secundarias de Huygens. Ejemplo de esto, es una rendija actuando como fuente secundaria, el frente de ondas es semi-circular en el plano $x - z$ (izquierda) y en el plano $x - t$ (derecha) es una hipérbola [Yilmaz, 2001].

de difracción (fuente secundaria de Huygens) estuviera localizada en un punto particular en el plano $x - z$ de salida. Esta búsqueda se realiza sumando las amplitudes en el plano $x - t$ a lo largo de la curva de difracción que corresponde a la fuente secundaria de Huygens en cada punto del plano $x - z$. El resultado de esta suma es entonces mapeado en el punto correspondiente en el plano $x - z$. Sin embargo, en el contexto de la migración temporal, el resultado de la suma se asigna realmente al plano $x - \tau$, donde τ es el tiempo del evento en la posición migrada [Yilmaz, 2001].

La curva de trayectoria hiperbólica para la suma de amplitud es gobernada por la velocidad RMS . La ecuación para esta trayectoria puede deducirse de la geometría de la Figura 2.9, y una derivación formal puede encontrarse en [Yilmaz, 2001]. La forma de esta curva suponiendo un modelo de capas estratificadas horizontalmente esta descrita por:

$$t^2 = \tau^2 + \frac{4x^2}{v_{RMS}^2} \quad (2.4)$$

Donde x es la distancia entre el punto que se quiere re-localizar y la cima de la hipérbola (Figura 2.9 a).

De la Figura 2.9, se tiene que una vez calculado el tiempo de entrada τ , la amplitud en la posición de entrada B se sitúa en la sección de salida en la posición A, correspondiente al tiempo de salida τ en el vértice de la hipérbola.

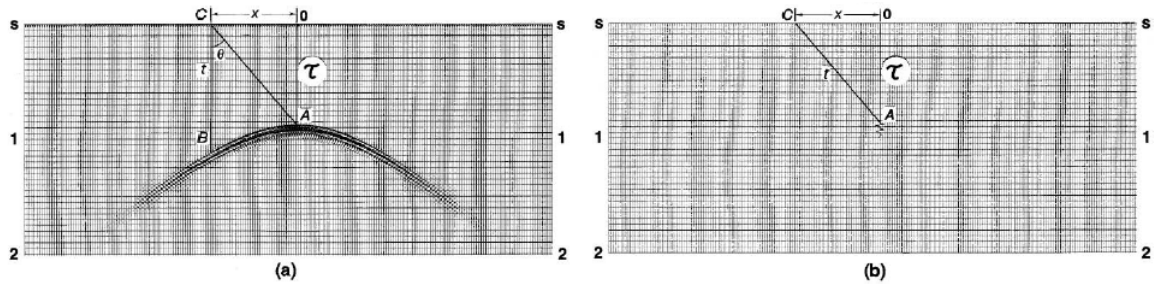


Figura 2.9: Migración basada en la suma de difracciones, a la izquierda se encuentran los datos de entrada y a la derecha los datos de salida migrados en tiempo [Yilmaz, 2001].

Para sumar correctamente la energía asociada al camino hiperbólico de la Ecuación 2.4 hay que considerar tres factores asociados a la amplitud y la fase de la forma de onda:

1) El factor de oblicuidad (*obliquity factor*), describe la dependencia angular de las amplitudes y está dado por el coseno del ángulo entre la dirección de propagación y el eje vertical z , Figura 2.9.

2) La amplitud de una onda se va debilitando a medida que esta se propaga (atenuación), la energía de las amplitudes decaen como $(1/r^2)$, donde r es la distancia desde la fuente al frente de onda, y la amplitud decae como $1/r$, esta amplitud debe ser escalada por un factor $1/r$ antes de realizarse la suma de las difracciones. El factor de ensanchado esférico (*spherical spreading factor*), es proporcional a $\sqrt{1/vr}$ para la propagación de ondas 2-D, y $1/vr$ para la propagación de ondas 3-D.

3) Las fuentes secundarias de Huygens deben responder como una onda a lo largo de las trayectorias hiperbólicas con una fase y frecuencia característica (única), para que la suma sea constructiva (Figura 2.10).

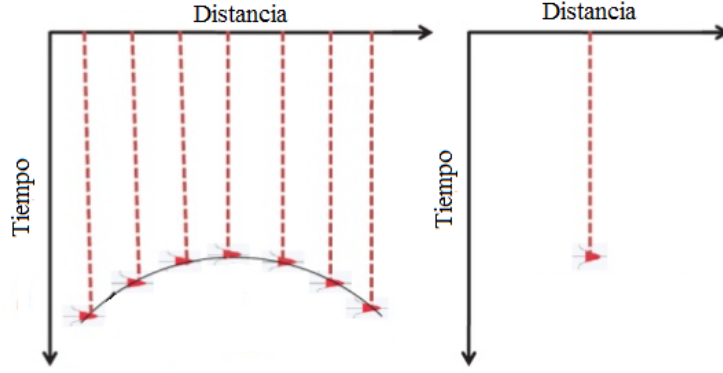


Figura 2.10: La fase de la onda, en la trayectoria hiperbólicas debe ser la misma para que la suma sea constructiva.

Lo anterior se logra considerando la corrección de fase (*wavelet shaping factor*). En la migración de un perfil 2-D, esto se logra usando el operador $\frac{\partial^{\frac{1}{2}}}{\partial t^{\frac{1}{2}}}$, el cual es la expresión temporal del filtro $\sqrt{i\omega}$ aplicado en el dominio de frecuencia, esto es equivalente a un corrimiento de fase (*phase shift*) de 45 grados. Para la migración 3-D, se usando el operador $\frac{\partial}{\partial t}$, el cual es la expresión temporal del filtro $i\omega$ aplicado en el dominio de frecuencia, esto es equivalente a un corrimiento de fase de 90 grados [Yilmaz, 2001].

La migración de Kirchhoff esta basada en la suma de las difracciones que incorporan los factores de oblicuidad, ensanchado esférico y corrección de fase sobre los caminos hiperbólicos definidos por la Ecuación 2.4, para luego ubicar el resultado sobre la cima de la hipérbola, el desarrollo matemático para el caso 3-D puede verse en el Apéndice A.

Para el caso 2-D la imagen de salida $P_{out}(x_o, z = v\tau/2, t = 0)$ ubicada en la sub-superficie (x_o, z) es obtenida con el campo de onda $P_{in}(x, z = 0, t)$ la cual es medida en la superficie $z=0$ siguiendo la siguiente relación:

$$P_{out} = \frac{\Delta x}{2\pi} \sum_x \left[\frac{\cos\theta}{\sqrt{v_{RMS}r}} \frac{\partial^{\frac{1}{2}} P_{in}}{\partial t^{\frac{1}{2}}} \right] \quad (2.5)$$

Donde $r = \sqrt{(x - x_o)^2 + z^2}$ es la distancia entre el punto de entrada $(x, z = 0)$ y el punto de salida (x_o, z) . Para una migración 2D se usa la media derivada del campo de onda, esto es equivalente a un corrimiento de fase de 45° , esto es equivalente a multiplicar en el dominio de las frecuencias por $\sqrt{\omega}$. El termino $\cos\theta$ da cuenta del factor de oblicuidad y el termino $\frac{1}{\sqrt{v_{RMS}r}}$ es factor

de ensanchado esférico para el caso 2-D.

La migración post-apilamiento de Kirchhoff en tiempo se realizó usando el software Seismic Unix, siguiendo la siguiente secuencia:

-Se considera la corrección de fase (*wavelet shaping factor*) mediante el comando `sufrac phasefac=.25`, el termino 0.25 hace referencia a una corrección en $\pi/4$ o 45 grados, ya que se se trabaja en una línea sísmica 2-D.

-Se realiza el NMO (*Normal MoveOut*) mediante el comando `sunmo`.

-Los datos se apilan mediante el comando `sustack`.

-La migración post-apilamiento de Kirchhoff se realiza mediante el comando `suktmig2d`. Acá se usa la opción `hoffset=0`, la cual impone que la distancia entre fuente y receptor sea cero. Este código se encuentra en el Apéndice B, bajo el nombre de código 3.

2.4.3. Migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo (*Kirchhoff pre-stack time migration*)

Como puede verse en Bancroft et al.(1998), la mayoría de las migraciones de Kirchhoff en tiempo asumen caminos rectos para los rayos desde la fuente hasta el punto de dispersión y desde el punto de dispersión hasta el receptor, como se ilustra en la Figura 2.11. El tiempo total de viaje t , es estimado sumando el tiempo que demora el rayo de la fuente al punto de dispersión t_s más el tiempo que demora el rayo del punto de dispersión al receptor t_r :

$$t = t_s + t_r \quad (2.6)$$

Asumiendo por el momento una velocidad v constante, usando la Ecuación 2.6 y la geometría de la Figura 2.11 es fácil obtener que el tiempo total de viaje esta gobernado por una doble raíz cuadrada (*Double Square Root* o DSR) [Bancroft et al., 1998]:

$$t = \left[\frac{z_o^2 + (x + h)^2}{v^2} \right]^{1/2} + \left[\frac{z_o^2 + (x - h)^2}{v^2} \right]^{1/2} \quad (2.7)$$

Donde z_o es la profundidad del punto de dispersión, x es la ubicación del

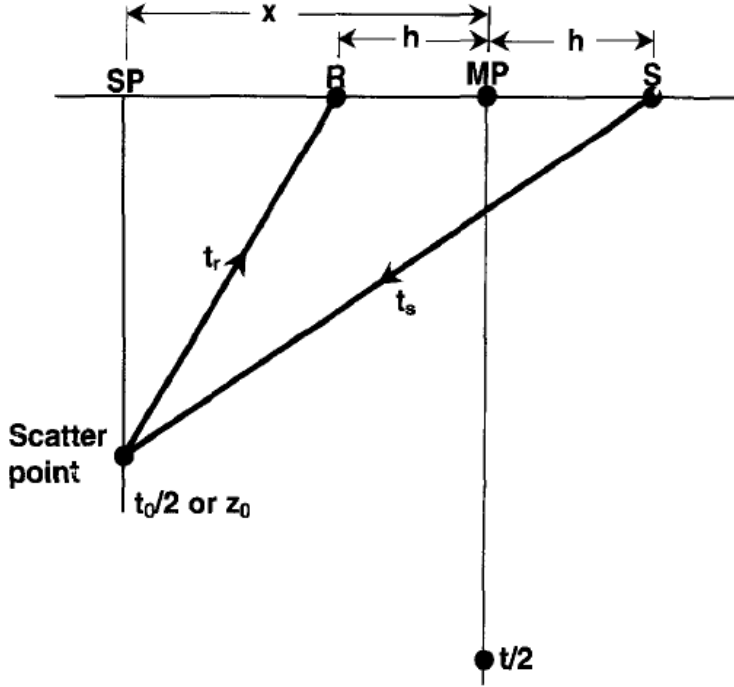


Figura 2.11: Geometría para la migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo (Kirchhoff prestack time migration), con fuente S y receptor R [Bancroft et al., 1998].

punto medio de entre la fuente y el receptor (MP) con respecto al punto de dispersión (SP) situado en $x = 0$, h es la mitad de la distancia entre fuente-receptor. Cuando se consideran variaciones verticales de velocidad y que las variaciones laterales de esta son débiles, la ecuación DSR puede modificarse a [Bancroft et al., 1998]:

$$t = \left[\left(\frac{t_o}{2} \right)^2 + \frac{(x + h)^2}{v_{RMS}^2} \right]^{1/2} + \left[\left(\frac{t_o}{2} \right)^2 + \frac{(x - h)^2}{v_{RMS}^2} \right]^{1/2} \quad (2.8)$$

Donde v_{RMS} es la velocidad *RMS*, t_o es el tiempo de incidencia normal de ida y vuelta, el cual es calculado con la velocidad promedio v_{ave} como $t_o = \frac{2z_o}{v_{ave}}$. Es importante notar que la Ecuación 2.8 define las curvas camino tiempo donde se realizara la suma de las difracciones (Ecuación 2.5), para así implementar una migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo [Yilmaz, 2001].

Como puede verse en [Yilmaz, 2001], la Ecuación 2.8 define elipses en el plano x - z y en el plano x - t define una superficie de curvas camino-tiempo llamada pirámide de Keops (Cheops' pyramid), Figura 2.12.

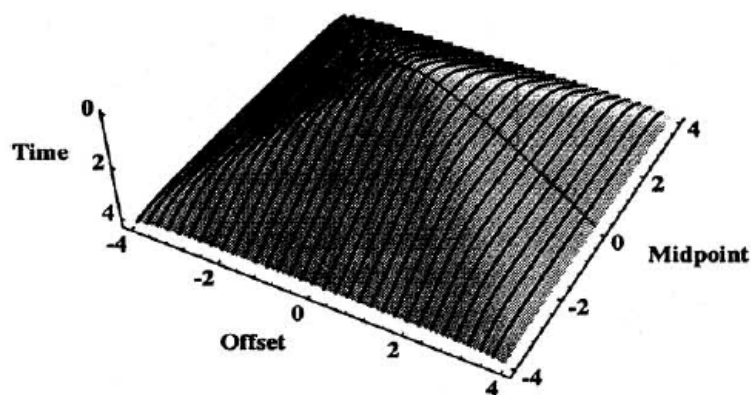


Figura 2.12: Superficie de las curvas camino tiempo (Pirámide de Keops) definida por la Ecuación 2.8 para *offsets* positivos y negativos [Yilmaz, 2001].

Para una geometría donde se mantiene constante la distancia fuente-receptor (*common-offset*), se realizan los siguientes pasos: (i) se suman las amplitudes sobre curvas camino tiempo definida en la superficie piramidal manteniendo la distancia fuente-receptor constante, (ii) la suma colapsa la superficie piramidal y se sitúa el resultado en la cima de cada curva, esto genera una curva de recorrido hiperbólico Figura 2.13, (iii) esta curva hiperbólica es descrita por la Ecuación 2.1, por lo que se le puede realizar un NMO y posteriormente un apilamiento.

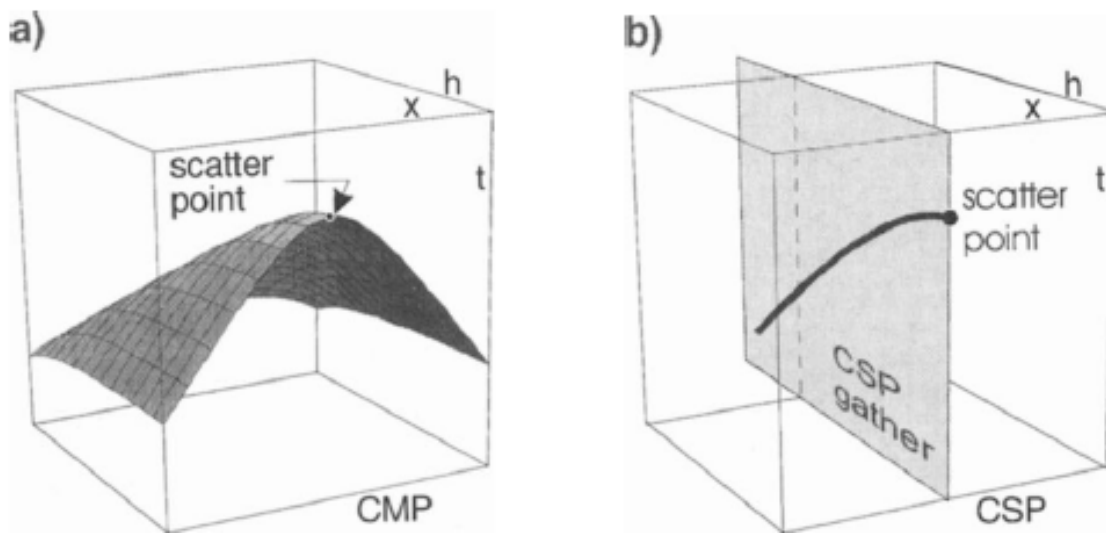


Figura 2.13: En a) se muestra la superficie definida por la ecuación DSR (Pirámide de Keops) para un punto de reflexión y para *offsets* positivos, en b) se muestra las curvas colapsadas en su cima [Bancroft et al., 1998].

La migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo se realizó usando el software Seismic Unix, siguiendo la siguiente secuencia:

- Se considera la corrección de fase (*wavelet shaping factor*) mediante el

comando `sfrac phasefac=.25`, el termino 0.25 hace referencia a una corrección en $\pi/4$ o 45 grados, ya que se se trabaja en una línea sísmica 2-D.

-La migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo se realiza mediante el comando `suktmig2d`. Este comando, usa el operador DSR para migrar cada offset por separado. Este código se encuentra en el Apéndice B, bajo el nombre de código 4.

2.5. Perfiles sísmicos de tiempo a profundidad

Una vez obtenida la velocidad *RMS* y que los perfiles sísmicos han sido migrados en tiempo, estos pueden convertirse a profundidad usando la siguiente secuencia:

1) La velocidad *RMS* de cada traza en el perfil es convertida a velocidad de intervalo, usando la fórmula de Dix [Dix, 1955].

$$V_{int_k} = \sqrt{\frac{v_{RMS_k}^2 \tau_k - v_{RMS_{k-1}}^2 \tau_{k-1}}{t_k - t_{k-1}}}$$

Esta relación puede usarse en una secuencia de capas planas y paralelas, donde V_{int_k} es la velocidad de intervalo dentro de la capa delimitada por el límite de la capa $(k - 1)$ ésima por encima y el límite de la k -ésima capa por debajo, τ_k y τ_{k-1} son los tiempos TWT de las reflexiones, y v_{RMS_k} y $v_{RMS_{k-1}}$ son las velocidades *RMS* correspondientes.

2) Posteriormente se usa la velocidad de intervalo para calcular la profundidad z de cada traza mediante la relación:

$$z = \frac{1}{2} \sum_{k=0}^n V_{int_k} (t_{k+1} - t_k) \quad (2.9)$$

Los archivos sísmicos en tiempo se transforman a profundidad usando el software Seismic Unix, siguiendo la siguiente secuencia:

-La velocidad *RMS* es transformada a velocidad de intervalo mediante el comando `suintvel mode=1`.

-Una vez obtenida la velocidad de intervalo se usa el comando `suttoz` para transformar de tiempo a profundidad. Este código se encuentra en el Apéndice B, bajo el nombre de código 5.

Capítulo 3

Adquisición y procesamiento de los datos

Los datos para desarrollar este trabajo fueron obtenidos por el proyecto CEVICHE (*Crustal Experiment from Valdivia to Illapel to Characterize Huge Earthquakes*), el cual es una colaboración internacional entre la Universidad de Texas en Austin y la Universidad de Chile, y tiene como objetivo estudiar la estructura del margen continental chileno entre Illapel y Valdivia. Este segmento ha sido marcado por fuertes eventos sísmicos: en el año 2015 ocurrió un terremoto Mw 8.3 frente a Illapel [Lange et al., 2016], en el año 2010 el terremoto Mw 8.8 en el Maule [Moreno et al., 2010], y en el año 1960 el mega terremoto de Valdivia Mw 9.5 [Moreno et al., 2009], el evento sísmico de mayor magnitud del que se tiene registro a nivel mundial.

Los datos del proyecto CEVICHE fueron adquiridos desde el 9 de enero al 17 de febrero del 2017 por el buque científico R/V Marcus Langseth de la Universidad de Columbia, siendo el sector de estudio en la zona central y sur de Chile delimitada por las coordenadas 71.8° - 76.1° W y 30.1° - 43.9° S (Figura 1.1). Para la presente tesis se estudiaron dos líneas sísmicas las que se denominarán MC37 y MC39, los datos para la primera línea sísmica fueron adquiridos en línea recta desde las coordenadas 73.76° W con 34.71° S hasta los 72.44° W con 35.14° S, para la segunda línea sísmica los datos fueron adquiridos en línea recta desde los 73.70° W con 34.36° S hasta los 72.49° W con 34.77° S (Figura 1.2).

Para adquirir los datos se utilizó un arreglo de 4 fuentes sísmicas de 1650 in^3 , dando un volumen total de 6600 in^3 y una presión de aire de 1900 psi para cada disparo. El sistema de recepción consistió en un único streamer de un poco más de 15 km de longitud, el cual contaba con 1212 hidrófonos separados

por 12.5 m entre ellos. Un streamer de este largo, permite medidas precisas de velocidades sísmicas y proporciona una gran cantidad de datos para mejorar las imágenes sísmicas durante el procesamiento de datos. Para las dos líneas estudiadas en la presente tesis la distancia entre los disparos fue de 50 m, y el tiempo de adquisición fue de 16 segundos.

3.1. Seismic Unix

El software con el que se procesaron los datos sísmicos adquiridos por el R/V Marcus Langseth fue el CWP/SU:Seismic Unix. Este software se desarrolló en gran parte en la Escuela de Minas de Colorado (*Colorado School of Mines CSM*) en el Centro de Fenómenos de Onda (*Center for Wave Phenomena CWP*), con contribuciones de usuarios de todo el mundo. Seismic Unix es un software de código abierto y está diseñado para ejecutarse bajo cualquier sistema operativo Unix [Stockwell, 2017].

Para entender los archivos sísmicos usados por Seismic Unix (SU) hay que entender los archivos SEG-Y, esto debido a que las trazas definidas en las cabeceras de los archivos de SU es en gran parte el mismo que el definido para el formato SEG-Y [Cohen and Stockwell, 2008, Stockwell, 2017].

A principios de los 80, el formato de almacenamiento de datos más común era SEG-Y, este formato de datos sísmicos consta de 3 partes. La primera parte es un encabezado EBCDIC de 3200 bytes que contiene 40 líneas de texto con 80 caracteres por línea, estos describen la cinta sísmica. La segunda parte es un encabezado binario de 400 bytes que contiene información sobre el contenido de la cinta sísmica. La tercera parte consiste en las trazas sísmicas, donde cada traza tiene un encabezado de 240 bytes seguida por los datos.

El formato de datos de SU se basa en la parte de traza del formato SEG-Y. Los datos SU consisten sólo en las trazas de SEG-Y, los encabezados EBCDIC y el encabezado binario no se conservan en el formato SU. Para convertir datos SEG-Y a SU, se usa la opción `segypread` [Cohen and Stockwell, 2008].

Si bien datos sísmicos en SEG-Y tienen un formato estándar y su

importancia es mejorar la transferencia de datos entre distintos usuarios, cuando los datos son recién adquiridos se guardan en el formato SEG-D, el cual tiene información específicamente orientada a los sistemas de adquisición [Onajite, 2013, Martín, 2013]. Los archivos sísmicos originales entregados por el R/V Marcus Langseth estaban en el formato SEG-D los cuales fueron posteriormente convertidos a formato SU. El código usado para convertir los archivos de SEG-D a SU se encuentra en el Apéndice B bajo el nombre de código 1.

3.2. Líneas MC37 y MC39

Durante los experimentos de sísmica marina no es inusual que pasen animales cerca del barco, y este baje la intensidad de los disparos o los detenga para así proteger la vida de estos animales en tránsito. Esta acción trae consigo que las líneas de sísmica marina tengan sectores sin datos en donde no se pudo registrar información.

Debido a lo anterior, una línea sísmica marina puede tener muchos sectores sin información y, de ser posible, el barco volverá a pasar sobre el sector de estudio para realizar los disparos que faltaron, es por esto que las líneas MC37 y MC39 están compuestas por más de una secuencia o toma de datos. A continuación se presenta de donde fueron tomados los disparos para generar las líneas MC37 y MC39.

Disparos	Secuencia	Corrección
922-970	seq44_MC37R	No
971-1647	seq41_MC37	No
1648-1843	seq44_MC37R	No
1844-2273	seq41_MC37	No
2274	seq44_MC37R	Si
2275-2293	seq41_MC37	Si
2294-2348	seq44_MC37R	No
2349-3126	seq41_MC37	No

Tabla 3.1: Datos usados para construir la línea MC37.

En las Tablas 3.1 y 3.2 el título “secuencia” hace referencia al nombre original de las líneas sísmicas asignadas por el R/V Marcus Langseth cuando estas fueron tomadas y “Corrección” hace referencia a si el disparo usado fue realizado en presencia de animales marinos y no se uso la fuente sísmica a toda su capacidad,

por tanto para poder usar estos disparos fue necesario aumentar la amplitud de su señal con la opción `sugain scale=8` de Seismic Unix, aunque esto trajo consigo un aumento del ruido en esos disparos.

Disparos	Secuencia	Corrección
968-2119	seq42_MC39	No
2120-2143	seq45_MC39R	No
2144-2157	seq45_MC39R	Si
2158		Creado
2159-2165	seq45_MC39R	No
2166-2190	seq45_MC39R	Si
2191		Creado
2192-2259	seq45_MC39R	No
2260		Creado
2261-2279	seq45_MC39R	Si
2280-2825	seq43_MC39A	No
2826-3244	seq45_MC39R	No
3245-3370	seq43_MC39A	No

Tabla 3.2: Datos usados para construir la línea MC39.

Como puede verse en [Stockwell, 2017], la falta de datos es un gran problema cuando se quiere migrar un perfil sísmico, esto es debido a que la mayoría de las rutinas de migración esperan que los datos estén muestreados uniformemente y que estén “completos”. Esto toma relevancia en la línea MC39, ya que no se registraron 3 disparos, estos son el 2158, 2191 y 2260. Entonces, para poder aplicar una migración pre-apilamiento (*pre-stacking*) es necesario crear estos 3 disparos. Una forma sencilla de hacer esto puede verse en [Stockwell, 2017] y consiste en reemplazar los disparos faltantes con el promedio de los disparos vecinos. En la Tabla 3.2 estos tres disparos tienen el código “Creado” en la corrección. La Figura 3.1 muestra tres disparos de la línea MC39, el disparo 2157 el cual fue corregido aumentando su amplitud, el disparo 2158 creado usando el promedio de los disparos 2157 y 2159, y el disparo 2159 el cual no sufrió ningún tratamiento.

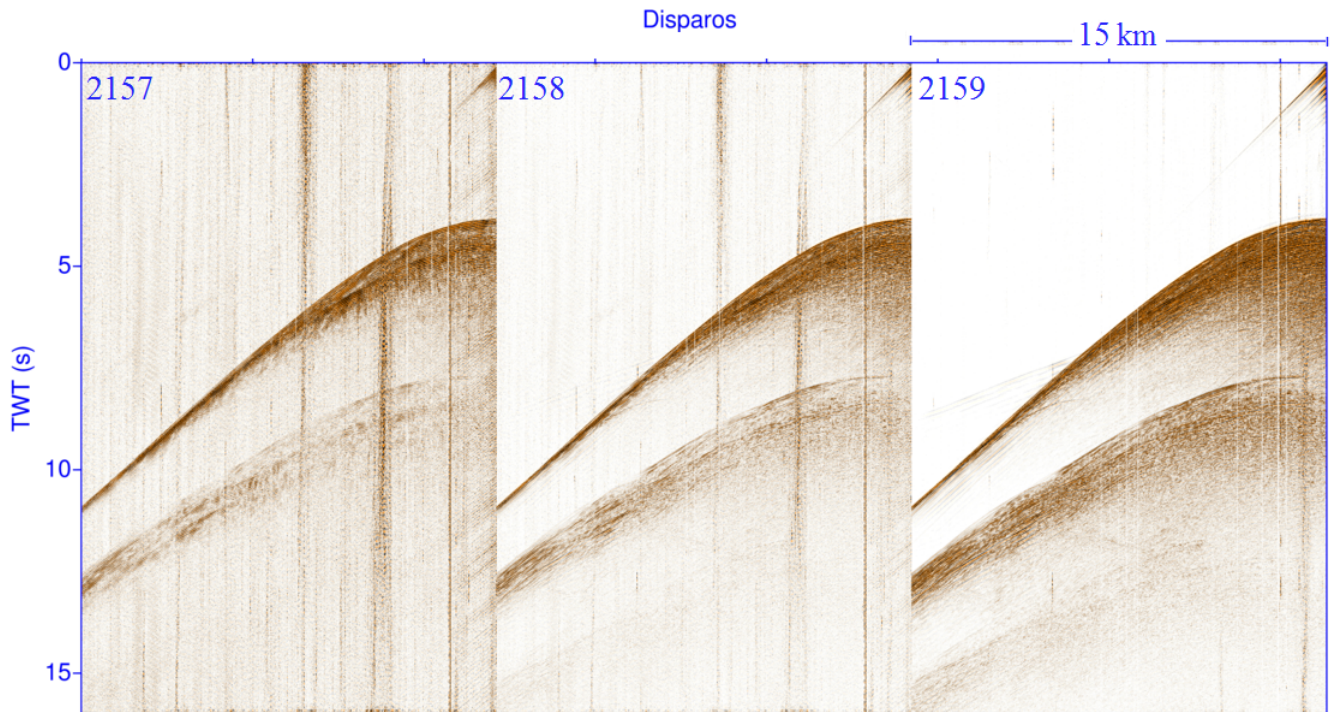


Figura 3.1: Disparos 2157, 2158 y 2159 de la línea MC39.

3.3. Datos usados

La adquisición de datos fue realizada por 1212 hidrófonos separados por 12.5 m entre ellos, el primero ubicado a una distancia de aproximadamente 220 metros de la fuente sísmica (*offset* 220). Sin embargo, debido a que los procesos de migración pre-apilamiento traen consigo altos costos computacionales y a que cuando la distancia entre fuente-receptor es muy grande se produce una elongación de las señales sísmicas al momento de realizar el NMO. Para las líneas MC37 y MC39 solo se trabajó con la información de los primeros 624 hidrófonos, desde el *offset* 220 hasta el *offset* 8007.

En cuanto a la línea MC37, el último disparo fue el 3514 en la posición 72.44° W con 35.14° S. Sin embargo, el último segmento de la línea sísmica está marcada por la ausencia de disparos o por disparos realizados con baja intensidad, a consecuencia de esto se usó hasta el disparo 3126 ubicado en la posición 72.64° W con 35.07° S para procesar la línea MC37.

3.4. Procesamiento de datos sísmicos

Los datos adquiridos fueron procesados mediante el software Seismic Unix, siguiendo la siguiente secuencia:

- 1.- Asignar la geometría de los disparos a lo largo de las líneas sísmicas.
- 2.- Asignar un punto medio común (CMP) a cada traza del perfil sísmico, para posteriormente reagrupar y ordenar las trazas por CMP.
- 3.- Realizar un análisis de velocidades del perfil, aproximadamente cada 200 CMP (1.25 km).

Luego de este punto se puede realizar una migración pre o post-apilamiento de Kirchhoff en tiempo. Para la migración post-apilamiento se debe seguir con la siguiente secuencia:

- 4.- Corregir los datos realizando mediante NMO (*Normal Moveout*).
- 5.- Sumar las trazas dentro de cada CMP para así obtener el ‘*stack*’ o perfil final.
- 6.- Realizar una migración post-apilamiento, para corregir el efecto de los reflectores inclinados y difractores.
- 7.- Convertir el tiempo de ida y vuelta de la onda sísmica a profundidad, ocupando modelos de velocidad conocidos.

Por otra parte, para la migración pre-apilamiento se debe seguir con la siguiente secuencia desde el paso 3:

- 4.- Realizar una migración pre-apilamiento, para corregir el efecto de los reflectores inclinados y difractores.
- 5.- Corregir los datos realizando mediante NMO (*Normal Moveout*).
- 6.- Sumar las trazas dentro de cada CMP para así obtener el ‘*stack*’ o perfil final.
- 7.- Convertir el tiempo de ida y vuelta de la onda sísmica a profundidad, ocupando modelos de velocidad conocidos.

Los códigos usados pueden verse en el Apéndice B, en el siguiente orden:

Código 1: Transforma los archivos de SEG-D a SU, posteriormente les asigna una geometría a los disparos a lo largo de las líneas sísmicas y finalmente le asigna un punto medio común (CMP) a cada traza del perfil sísmico.

Código 2: Realiza el NMO y el apilamiento (*'stack'*) al archivo sísmico.

Código 3: Realiza la migración post-apilamiento de Kurchhoff en tiempo a la línea sísmica.

Código 4: Realiza la migración pre-apilamiento de Kurchhoff en tiempo a la línea sísmica.

Código 5: Convierte las líneas sísmicas de tiempo a profundidad, usando modelos de velocidad conocidos.

3.5. Hidrófonos descartados

Se realizó una revisión sobre las mediciones de los 624 hidrófonos y se encontró que algunos de estos tenían errores en las mediciones, ya sea por ruido en las señales o simplemente que no registraban información. La Figura 3.2 muestra el *offset* 220 para ejemplificar una señal típica, mientras que la Figura 3.3 muestra el *offset* 1970 para ejemplificar una señal con ruido. En cambio la Figura 3.4 muestra el *offset* 3470 para ejemplificar un hidrófono que no registraba señales. En la Tabla 3.3 se muestran los hidrófonos descartados y su razón.

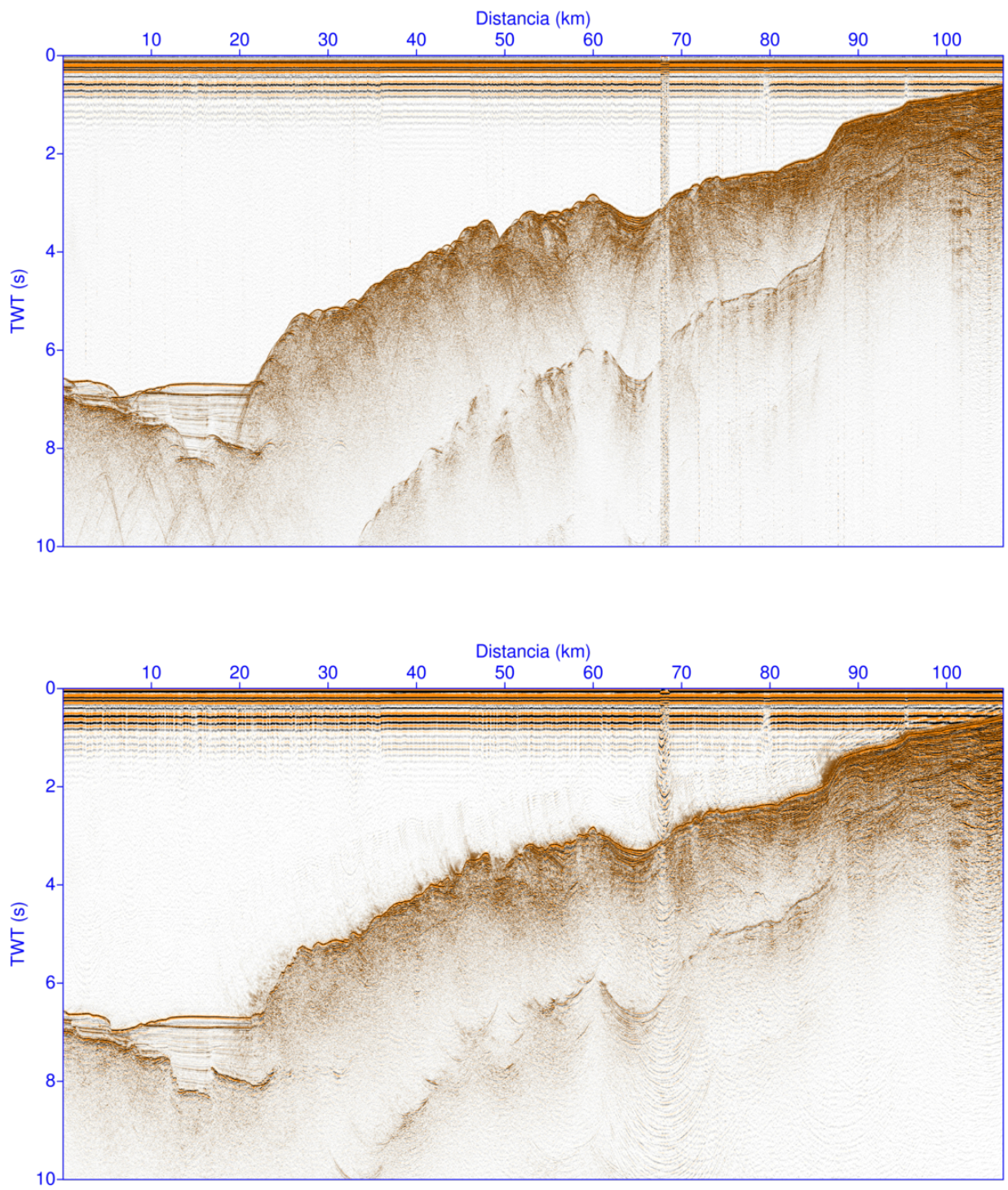


Figura 3.2: En la imagen superior se muestra el perfil del *offset* 220 de la línea MC37, mientras que en la parte inferior se muestra la migración de este.

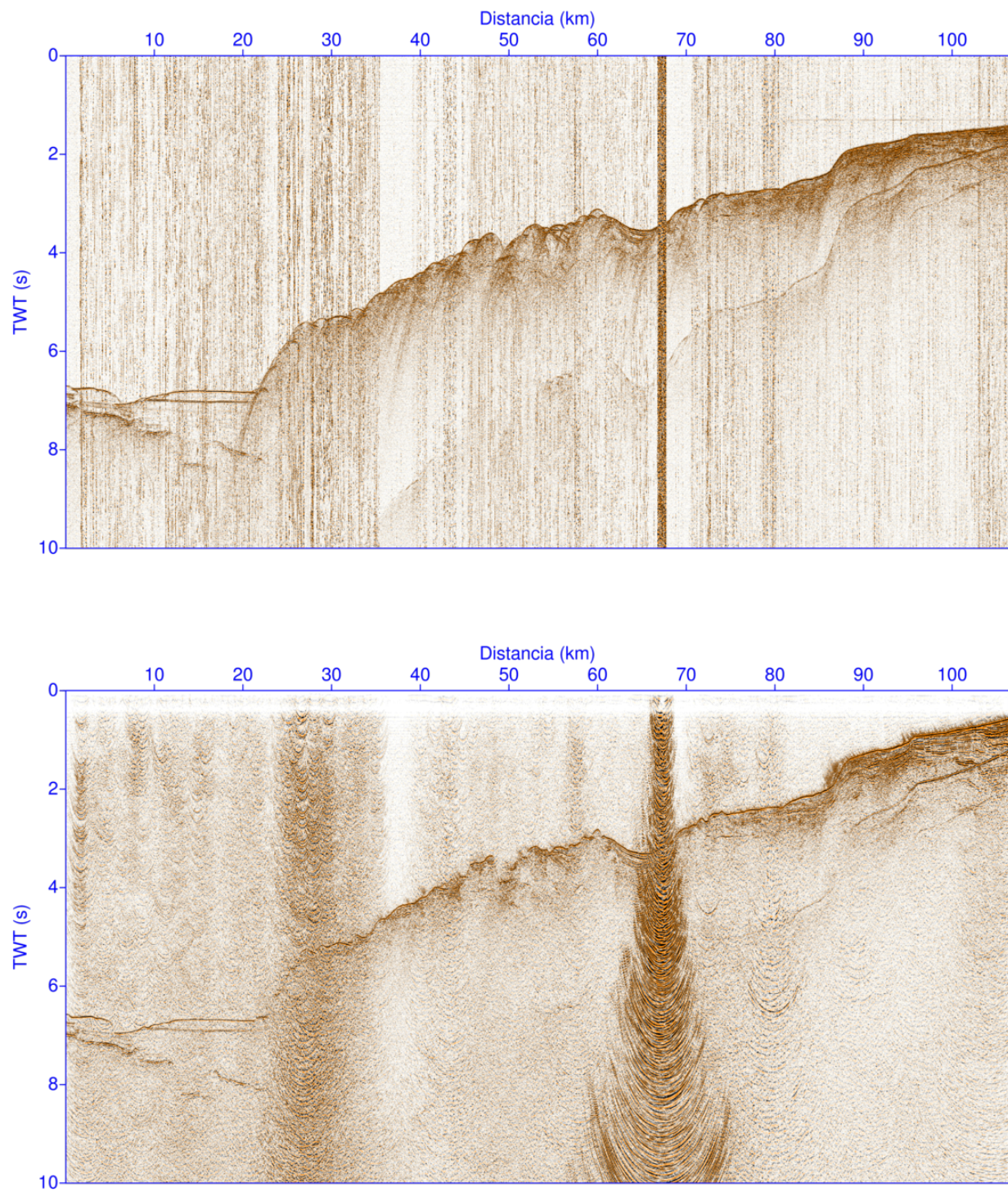


Figura 3.3: En la imagen superior se muestra el perfil del *offset* 1970 de la línea MC37, mientras que en la parte inferior se muestra la migración de este.

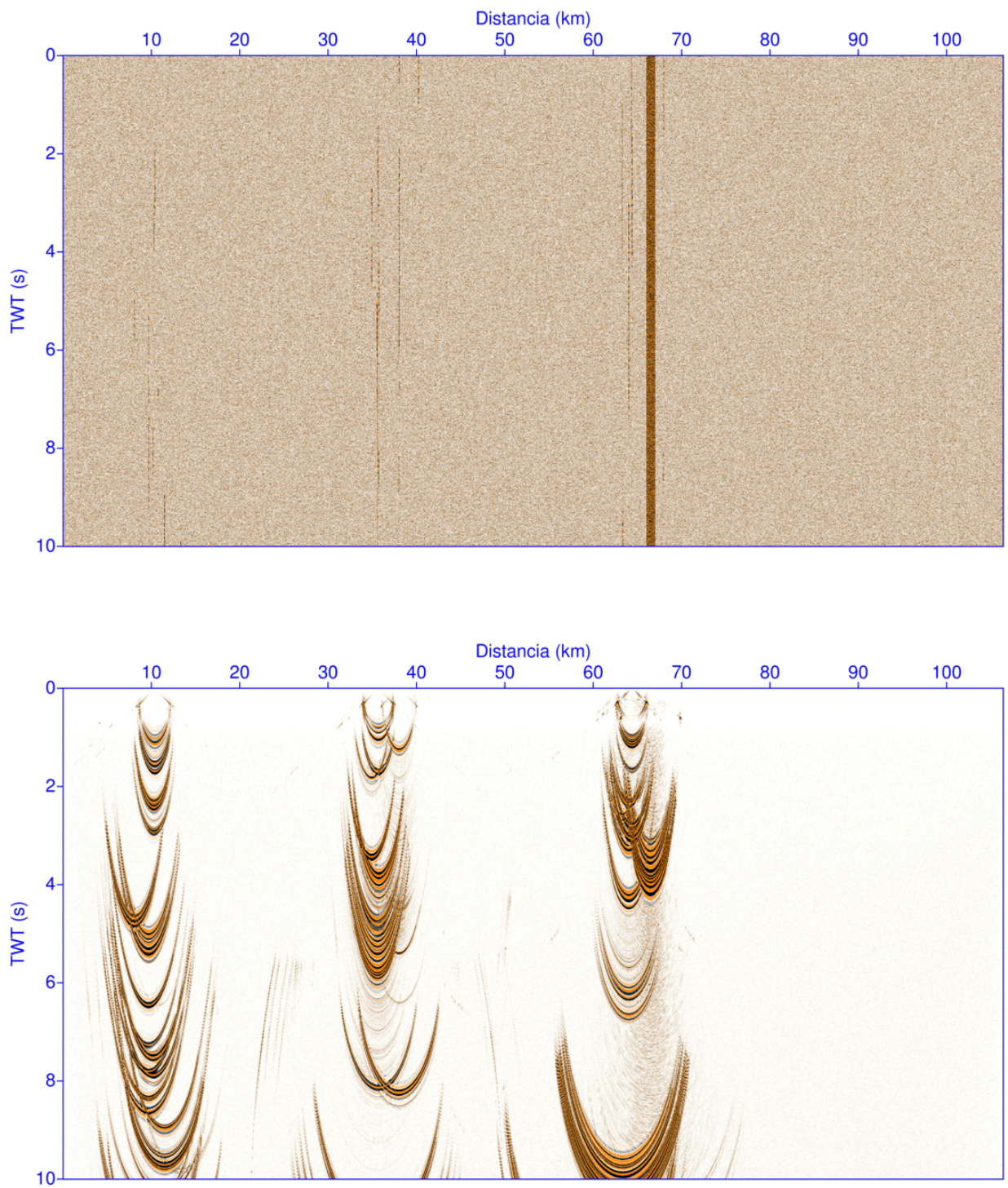


Figura 3.4: En la imagen superior se muestra el perfil del *offset* 3470 de la línea MC37, mientras que en la parte inferior se muestra la migración de este, en ambas imágenes se aprecia que el hidrófono no registro señal.

<i>Offset</i>	Razón	<i>Offset</i>	Razón
932	Ruido	3470	No visible
1220	Ruido	3482	Ruido
1682	No visible	4345	Ruido
1882	Ruido	7107	Ruido
1932	Ruido	7120	No visible
1945	Ruido	7132	No visible
1970	Ruido	7220	Ruido
1982	No visible	7520	Ruido
2570	No visible		

Tabla 3.3: Offset malos

En total se descartaron 17 de los 624 hidrófonos de las líneas MC37 y MC39, lo que es un 2.7% de la información de estas líneas.

Capítulo 4

Perfiles de Sísmica de Reflexión de la línea MC37

En el presente capítulo se muestran los resultados obtenidos al procesar la línea sísmica MC37. En la Figura 4.1 se puede apreciar la velocidad RMS , la cual es usada para realizar la corrección NMO, y las migraciones pre y post-apilamiento de Kirchhoff en tiempo. La parte superficial de esta velocidad RMS es obtenida mediante el análisis de semblanza, pero debido a que esta técnica no es adecuada para obtener la velocidad RMS en los sectores más profundos, se convirtió la velocidad de intervalo obtenida por sísmica de gran ángulo a velocidad RMS para así tener una mejor velocidad RMS en profundidad. La velocidad de intervalo antes mencionada corresponde al mismo sector de estudio y es reportada en [Contreras-Reyes et al., 2017] bajo el nombre de P02. Este proceso bastante más sofisticado para obtener la velocidad RMS fue realizado en el Instituto de Geofísica de la Universidad de Texas (*University of Texas Institute for Geophysics, UTIG*), Estados Unidos, bajo la supervisión del Dr Nathan Bangs, y con la colaboración de Kelly Olsen y Adrien Arnulf, al momento de realizar una pasantía de investigación financiada por el proyecto FONDECYT Regular 1170009.

La velocidad RMS representada en la Figura 4.1 puede transformarse a velocidad de intervalo (Figura 4.2) para así convertir los perfiles de tiempo a profundidad.

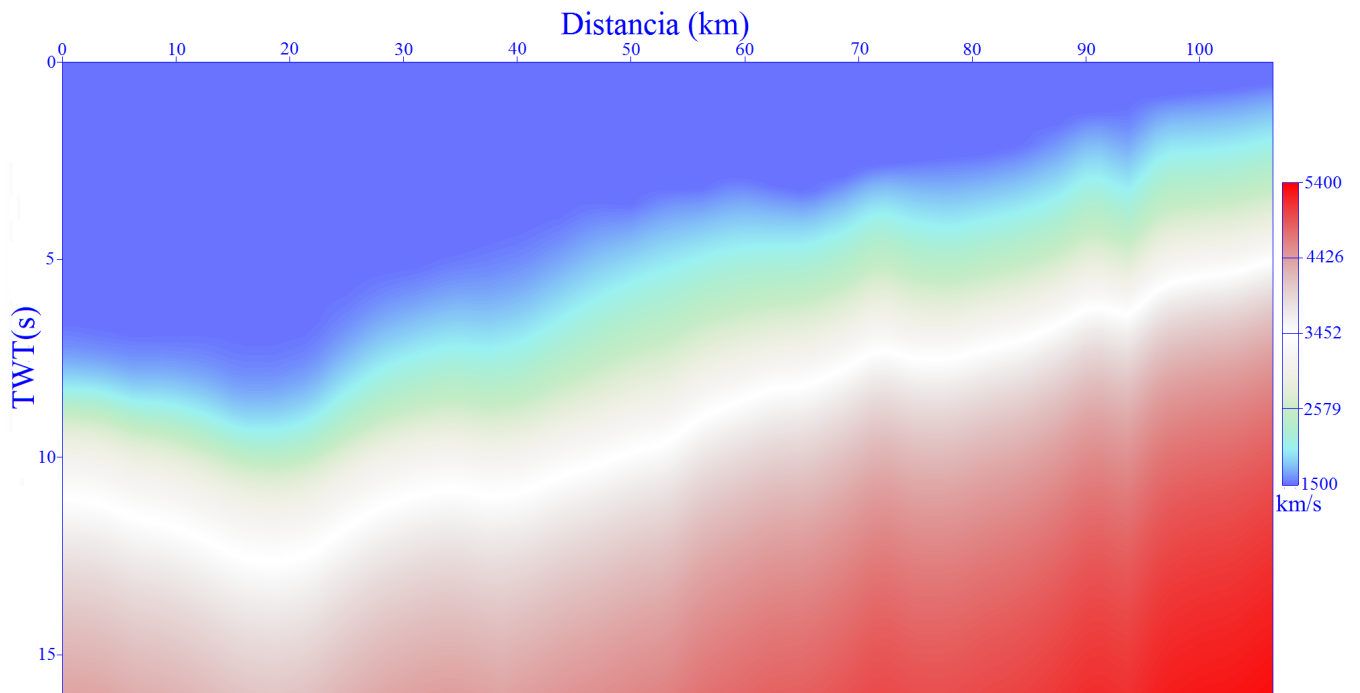


Figura 4.1: Velocidad *RMS* obtenida para la línea MC37.

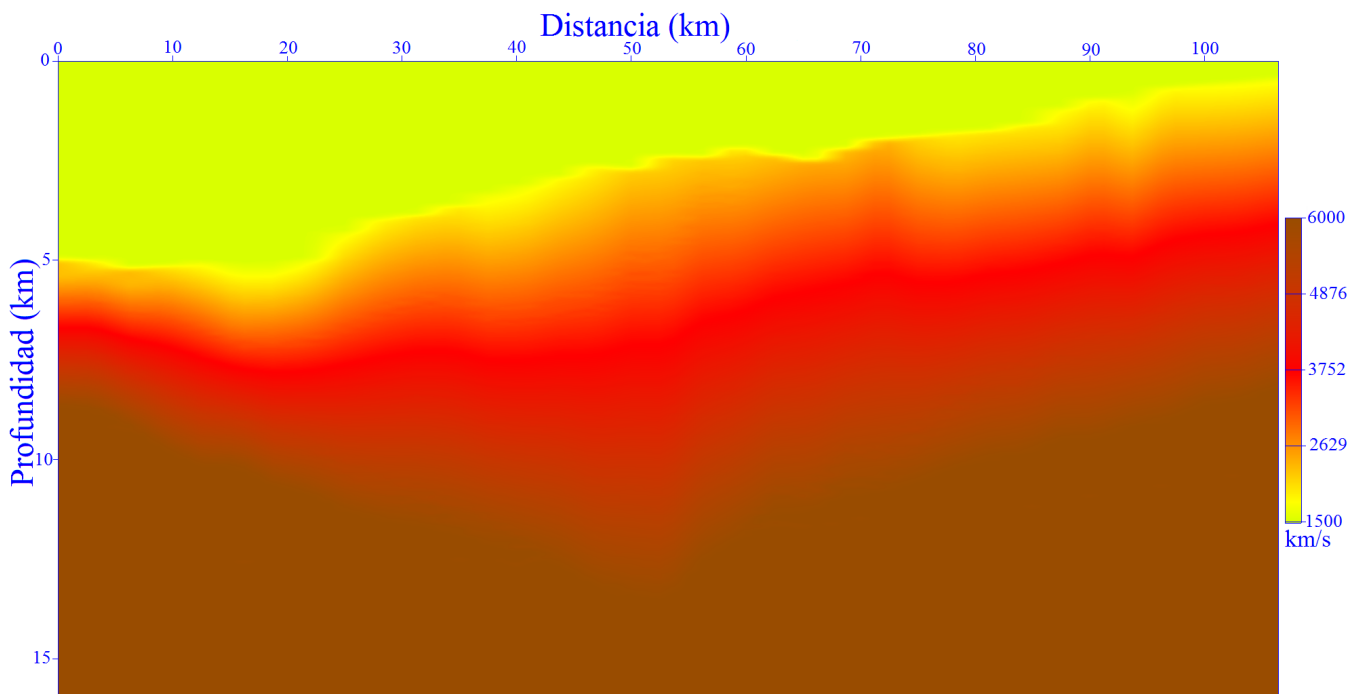


Figura 4.2: Velocidad de intervalo obtenida para la línea MC37.

La Figura 4.3 muestra el perfil sísmico de la línea MC37 obtenido usando migración post-apilamiento de Kirchhoff en tiempo, mientras que la Figura 4.4 es el mismo perfil usando migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo.

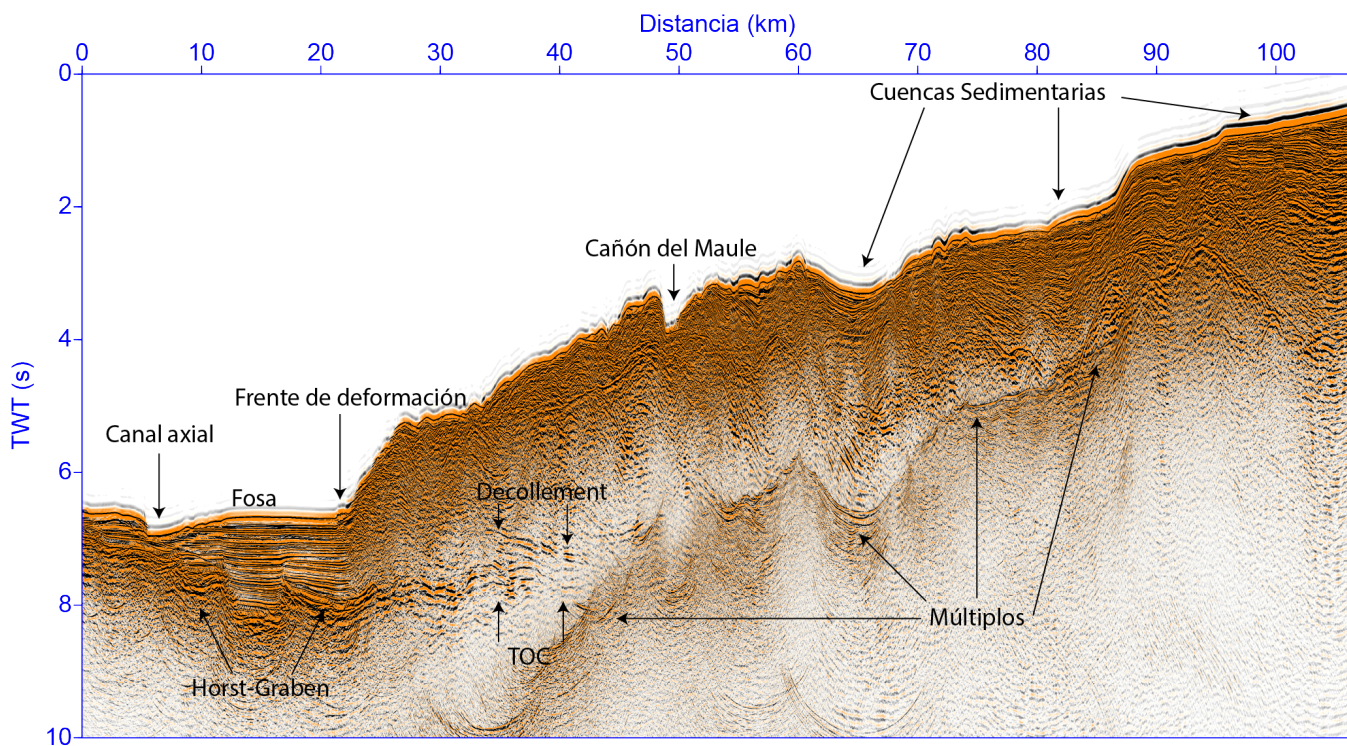


Figura 4.3: Perfil sísmico de la línea MC37 obtenido usando migración post-apilamiento de Kirchhoff en tiempo.

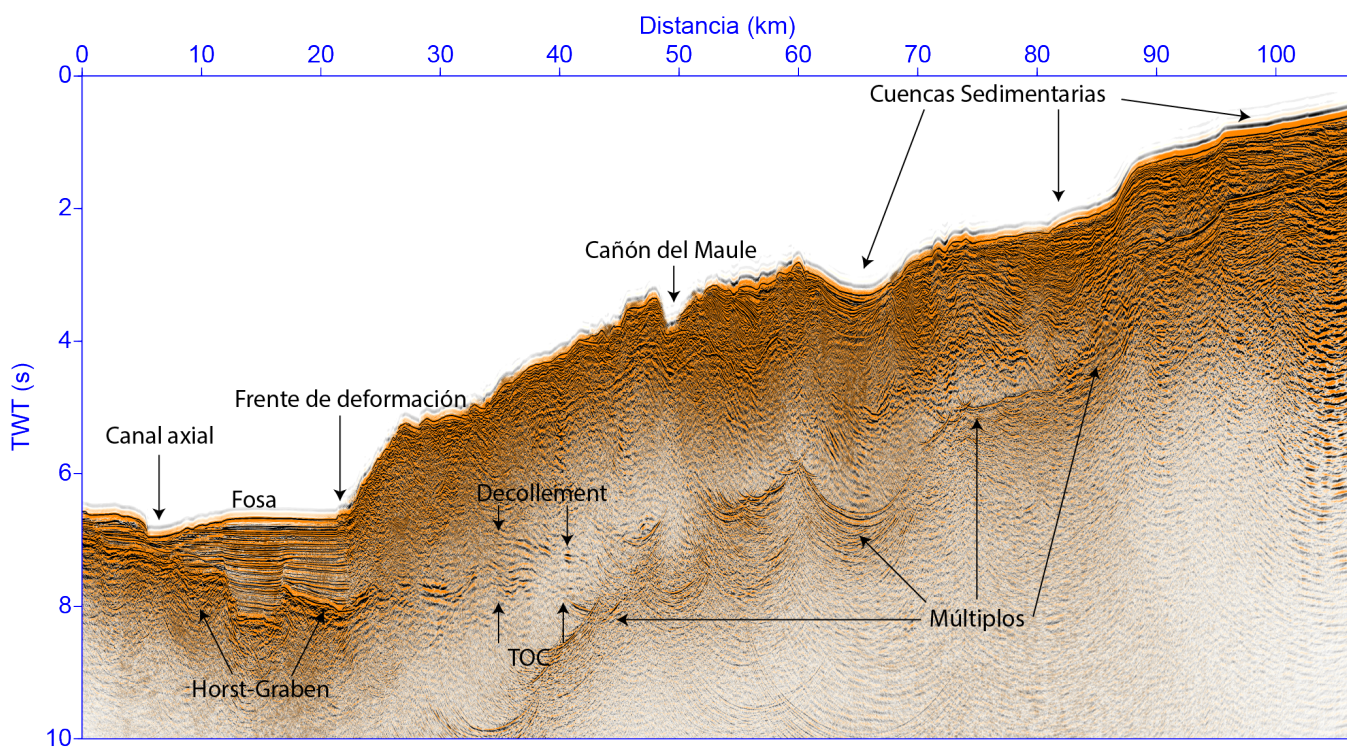


Figura 4.4: Perfil sísmico de la línea MC37 obtenido usando migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo.

En los perfiles sísmicos de las Figuras 4.3 y 4.4 se pueden apreciar las siguientes estructuras y características comunes:

1. Múltiplos.
2. Canal axial.
3. Cuencas sedimentarias de talud.
4. El techo del canal de subducción (*Decollement*).
5. Un Horst-Graben en la parte superior de la corteza oceánica.
6. La parte superior de la corteza oceánica (*top of the oceanic crust, TOC*).

Por lo demás, también se puede identificar que la línea sísmica MC37 está cortada por el Cañón del Maule (Figura 1.2) y que no existe un escarpe abrupto que marque el inicio de la plataforma continental.

Debido a que las dimensiones de las Figuras 4.3 y 4.4 no son óptimas para hacer una comparación detallada entre las dos migraciones, primero se seleccionará el sector más profundo, donde se encuentra el canal axial, el prisma de acreción frontal y el canal de subducción.

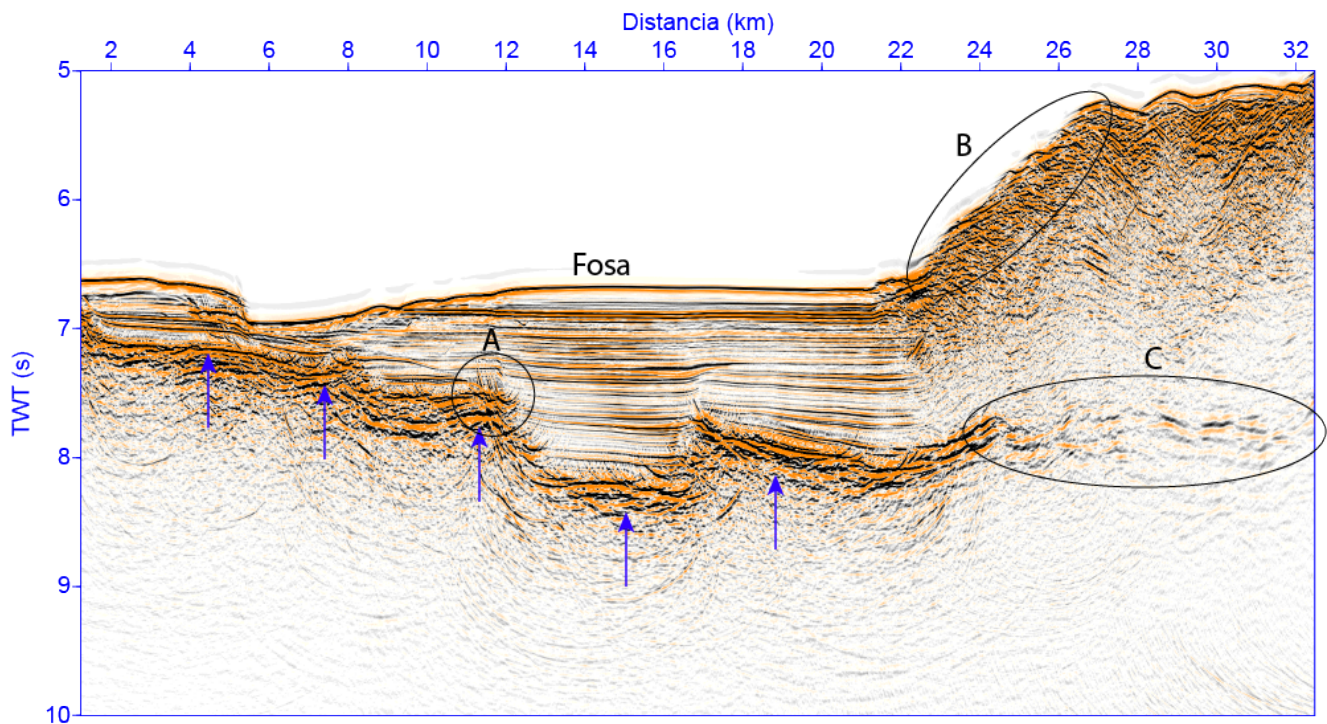


Figura 4.5: Migración post-apilamiento de Kirchhoff en tiempo de la línea MC37. Las flechas azules indican la interfaz sedimento/basamento oceánico, y los sectores A, B y C representan una estructura puntiaguda, el talud continental inferior y la base del canal de subducción o techo del basamento oceánico respectivamente.

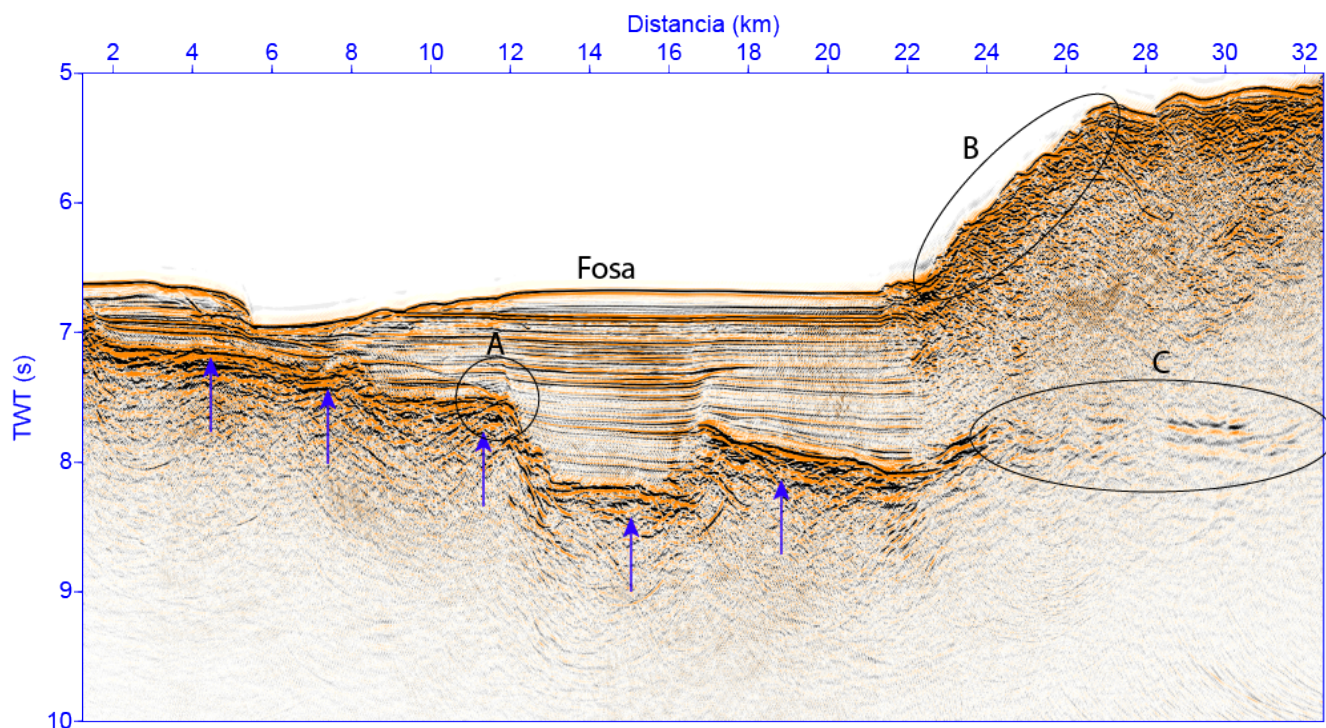


Figura 4.6: Migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo de la línea MC37. Las flechas azules indican la interfaz sedimento/basamento oceánico, y los sectores A, B y C representan una estructura puntiaguda, el talud continental inferior y la base del canal de subducción o techo del basamento oceánico respectivamente.

Al comparar las Figuras 4.5 y 4.6 se puede apreciar lo siguiente:

1. La interfaz basamento/sedimento oceánico de la migración post-apilamiento es incorrecta, ya que aparecen artefactos conocidos como “smiles”, mientras que la migración pre-apilamiento no presenta este problema. En el sector A se aprecia una estructura puntiaguda, la cual es mejor reconstruida en la migración pre-apilamiento.
2. En B se identifica el inicio del talud continental, este presenta un cambio lateral abrupto el cual es mejor resuelto por la migración pre-apilamiento.
3. En ambas migraciones se puede apreciar la base del canal de subducción (elipse C).
4. En ambas migraciones se puede apreciar una capa de sedimentos planos y estratificados de la fosa.

A continuación, se seleccionará el sector más superficial, para ver si hay diferencias entre ambas migraciones en este sector.

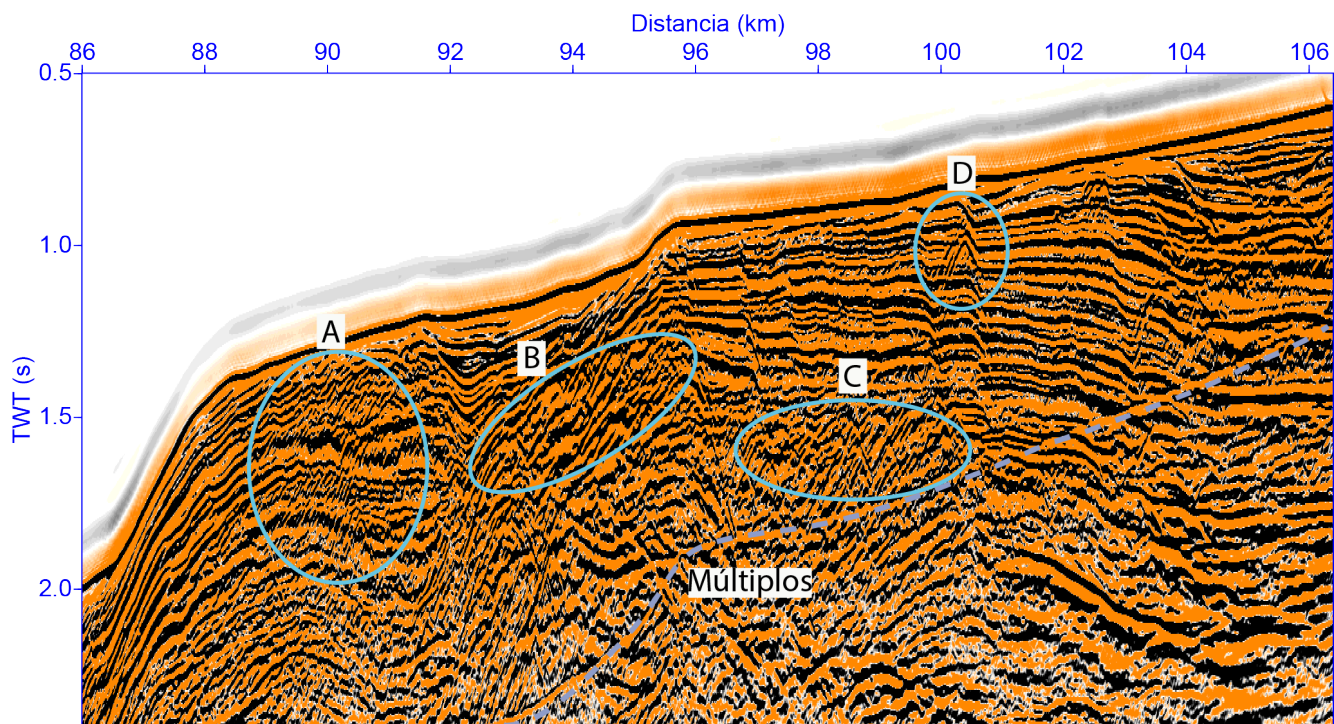


Figura 4.7: Migración post-apilamiento de Kirchhoff en tiempo del sector superficial de la línea MC37. Las elipses A, B, C y D representan los sectores a comparar.

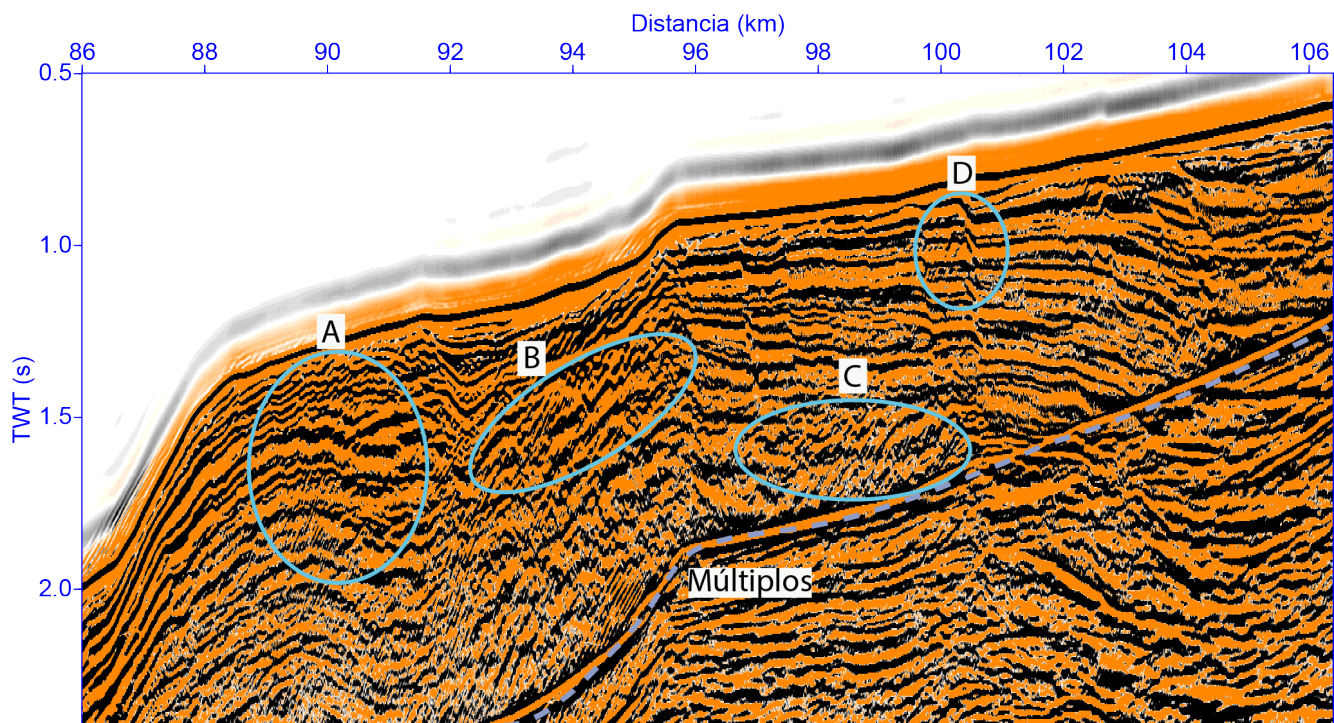


Figura 4.8: Migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo del sector superficial de la línea MC37. Las elipses A, B, C y D representan los sectores a comparar.

Al comparar las Figuras 4.7 y 4.8 se puede apreciar lo siguiente:

1. En la migración post-apilamiento los sectores marcados por las elipses A y B son más ruidosos que en la migración pre-apilamiento.
2. En la migración post-apilamiento los sectores marcados por las elipses C y D aparecen artefactos conocidos como “smiles” que tienden a distorsionar estos sectores, mientras que en la migración pre-apilamiento estos artefactos son menos notorios.
3. En el sector más superficial los múltiplos se encuentran cerca del suelo marino, en una zona compuesta por sedimentos. Por tal motivo, cuando a estos se les realiza el NMO y la migración se hace con una velocidad cercana a su velocidad de apilamiento, por lo que en vez de atenuarse estos aparecen más marcados en los perfiles sísmicos. En particular, en la zona superficial del perfil sísmico MC37, los múltiplos están más marcados en la migración pre-apilamiento que en la migración post-apilamiento.

En relación a los dos sectores antes estudiados, y debido a que si se usarán ambas migraciones habría información repetida al momento de hacer el análisis de las estructuras encontradas, es que a continuación solo se mostrarán los resultados de la migración pre-apilamiento para realizar las interpretaciones estructurales.

4.1. Estructuras geológicas en la línea sísmica MC37.

La Figura 4.9 muestra la fosa, el prisma de acreción frontal y el canal de subducción. El canal de subducción se logra apreciar con claridad desde el sector encerrado en una elipse, hasta que desaparece en los múltiplos.

La Figura 4.9 puede transformarse a profundidad usando la relación 2.9 y la velocidad de intervalo, con lo que se obtiene la Figura 4.10.

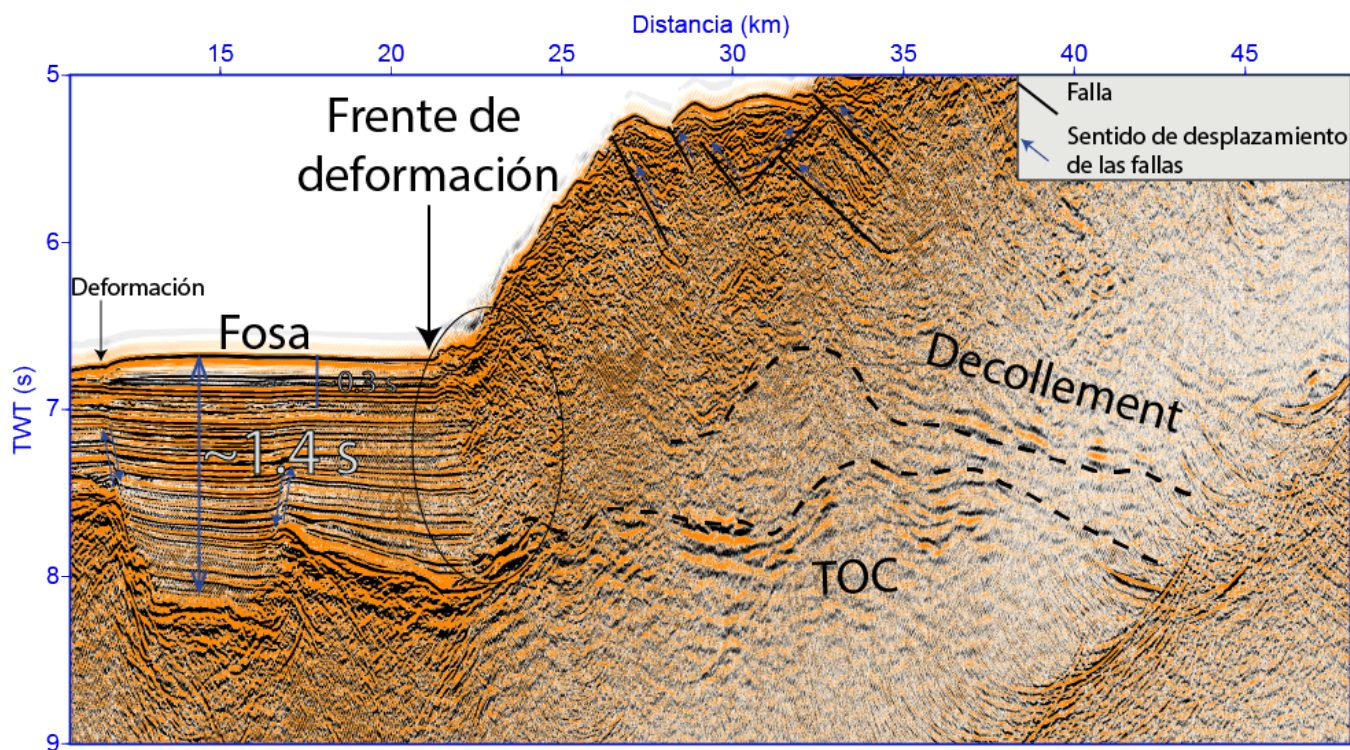


Figura 4.9: Sección de la línea MC37 migrada en tiempo.

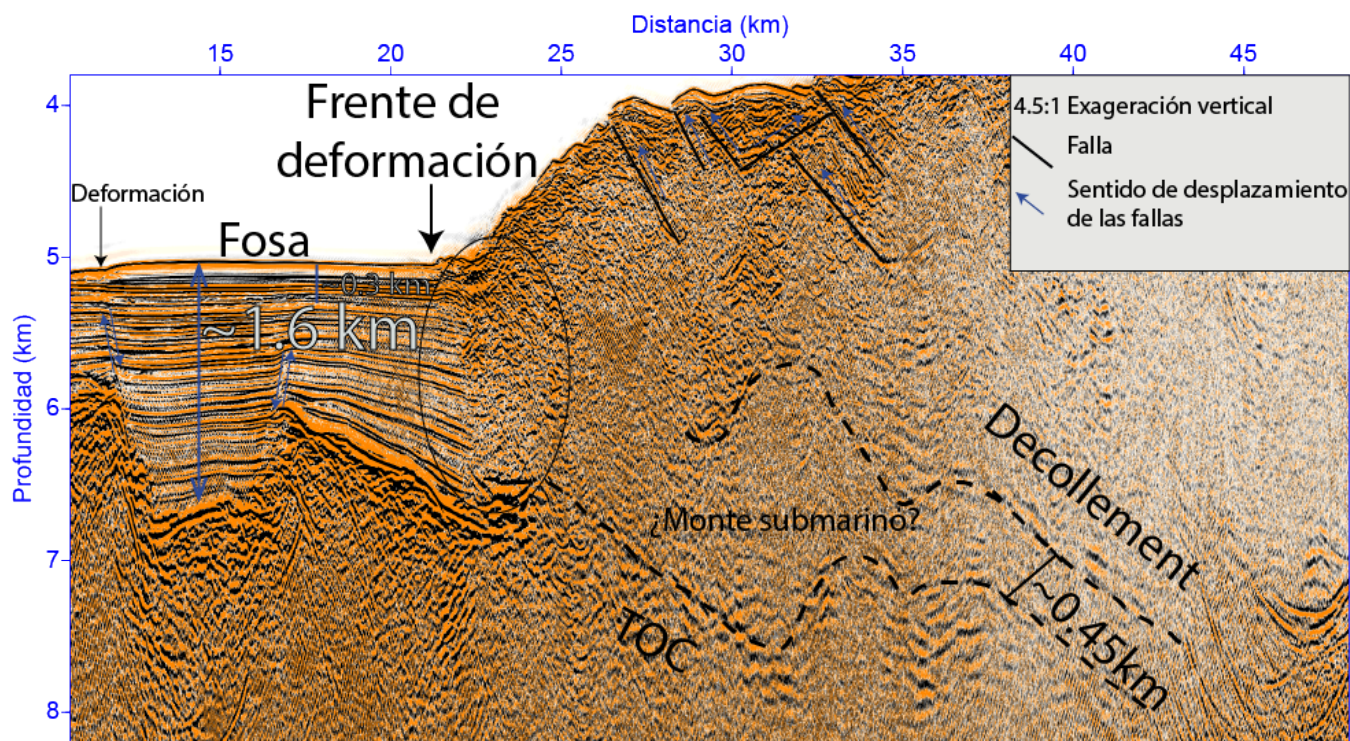


Figura 4.10: Figura 4.9 convertido a profundidad.

En las Figuras 4.9 y 4.10 se aprecian las siguientes características estructurales:

1. La parte superior de la corteza oceánica posee estructuras que conforman una geometría en Horst-Graben. Las geometrías Horst-Graben están relacionadas con la abrasión de la placa superior, y con el transporte de sedimentos al canal de subducción. Esto último, es debido a que los sedimentos se alojan en el Graben y luego subductan.
2. Las geometrías Horst-Graben deforman los sedimentos depositados en la fosa. Sin embargo, en la parte superior los sedimentos vuelven a estar horizontales (*post rift*) o deformados levemente en los últimos 0.3 km (0.3 s).
3. Encerrado en la elipse se observa el sector donde los sedimentos de la fosa comienzan a adherirse al prisma de acreción frontal. La profundidad de los sedimentos es de aproximadamente 5 km bajo el nivel del mar, mientras que el basamento se encuentra a una profundidad de 6.5 km. Es decir, el espesor de los sedimentos en este sector es de aproximadamente 1.5 km.
4. La longitud de la fosa, desde el canal axial hasta el frente de deformación es de aproximadamente 16 km. El espesor máximo de los sedimentos que la componen, se encuentra sobre una estructura Graben y es de aproximadamente 1.6 km.
5. Se aprecian fallas inversas de bajo ángulo, con inclinaciones desde los 14.7° hasta los 23.7° , y una falla triangular (*pop-up*) en el talud continental, lo cual es esperable en un sistema compresional.
6. Se aprecia el techo (*Decollement*) del canal de subducción y la parte superior de la corteza oceánica (*top of the oceanic crust*, TOC), los cuales son observados hasta que se pierden en lo múltiples (entre los 7 y 8 km de profundidad).
7. El ancho del canal de subducción es variable, siendo el ancho de este en la zona más profunda observada de aproximadamente 0.45 km. Por otra parte, pareciera que hay una estructura subductada por este, la cual se interpreta como un posible monte submarino.

Las estimaciones de la tasa de sedimentación para la región son escasas, por ejemplo, para el sector $75^\circ 54.08' W$ con $39^\circ 53.45' S$ la tasa de sedimentación es de aproximadamente 47 cm/kaño, durante los últimos 780000 años [Völker et al., 2006, Völker et al., 2009], por lo que considerando que el Horst-Graben no deforma los sedimentos depositados en los últimos 0.3 km se puede inferir que este ha estado inactivo por los últimos 638000 años. Por otra parte, en [Völker et al., 2009] se infiere que la tasa de sedimentación local para el sector de Reloca ($73^\circ 46' W$ con $35^\circ 35' S$) debe ser de 10-30 m/kaños (esto se obtiene estudiando la profundidad de los sedimentos estratificados (profundidad de TWT 0.4 s) en un perfil de sísmica de reflexión, localizado entre el bloque

deslizado y el escarpe, y asumiendo que el deslizamiento de Reloca debe ser reciente <12000 años). Con lo anterior, se infiere que el Horst-Graben no ha deformado los sedimentos entre los últimos 10000 a 30000 años. Sin embargo, estas estimaciones pueden cambiar a medida que se obtengan mejores tasas de sedimentación para el segmento del Maule.

La Figura 4.11 muestra el sector intermedio de la línea MC37, mientras que la Figura 4.12 es el mismo sector convertido a profundidad.

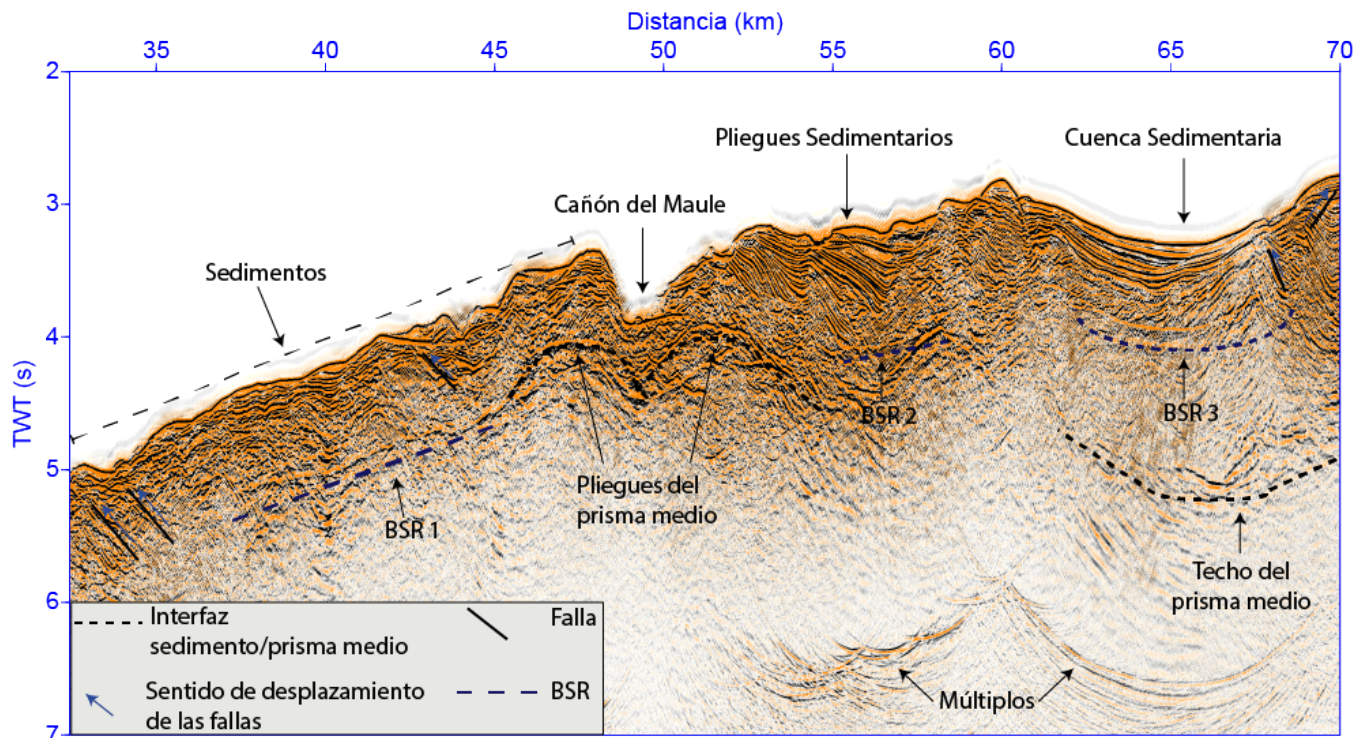


Figura 4.11: Sector intermedio de la línea sísmica MC37 en tiempo.

De las Figuras 4.11 y 4.12 se puede apreciar lo siguiente:

1. El sector se encuentra recubierto por sedimentos turbidíticos.
2. Se aprecian estructuras conocidas como BSR *Bottom simulating reflector* las cuales están relacionadas con los hidratos de metano. Estas marcan el límite de una capa superior de alta velocidad (sedimentos saturados con hidratos de gas) y una capa inferior de baja velocidad (gas libre), este contraste de velocidades provoca una polaridad negativa en las ondas sísmicas, lo que indica una fuerte disminución de la impedancia acústica [Mienert and Bünz, 2014, Rodrigo et al., 2009]. En el sector estudiado se aprecian 3 BSR, siendo el más profundo el BSR 2, el cual está a una profundidad de aproximadamente 1 km bajo la superficie marina.

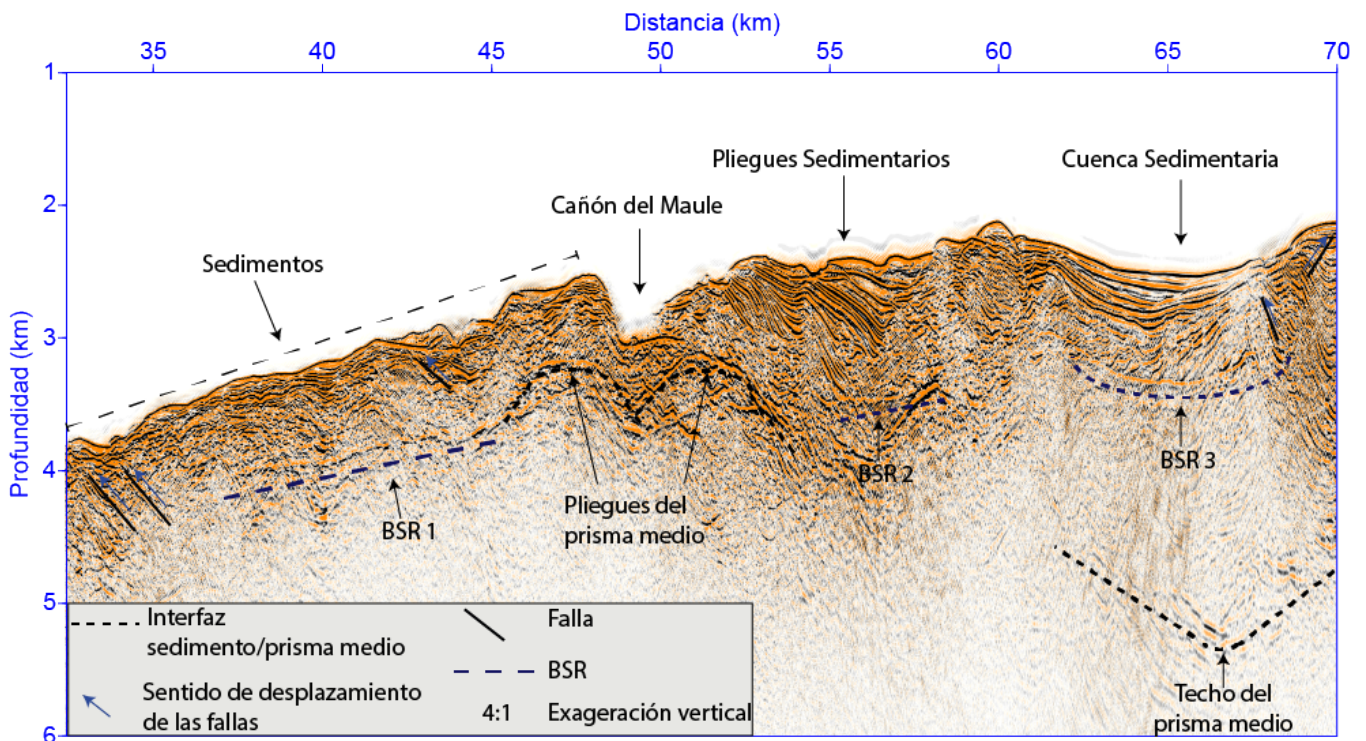


Figura 4.12: Sector intermedio de la línea sísmica MC37 en profundidad.

3. Se aprecia una cuenca sedimentaria cuyo espesor máximo es de aproximadamente 0.4 km y con una extensión de 7.2 km. Bajo esta se encuentra el BSR 3.
4. Los pliegues sedimentario anticlinales son producto de los esfuerzos compresionales del sector. Estos esfuerzos compresionales, también generan las fallas inversas encontradas.
5. Se aprecia la interfaz sedimento/prisma medio, la cual se denota como techo del prisma medio. El prisma medio está deformado por los esfuerzos compresionales del sector (pliegues del prisma medio), esto se aprecia entre las distancias 45-55 km y entre las profundidades 3.5 y 4 km.

Las Figuras 4.13 y 4.14 corresponden al sector más somero de la línea sísmica MC37, en tiempo y en profundidad respectivamente.

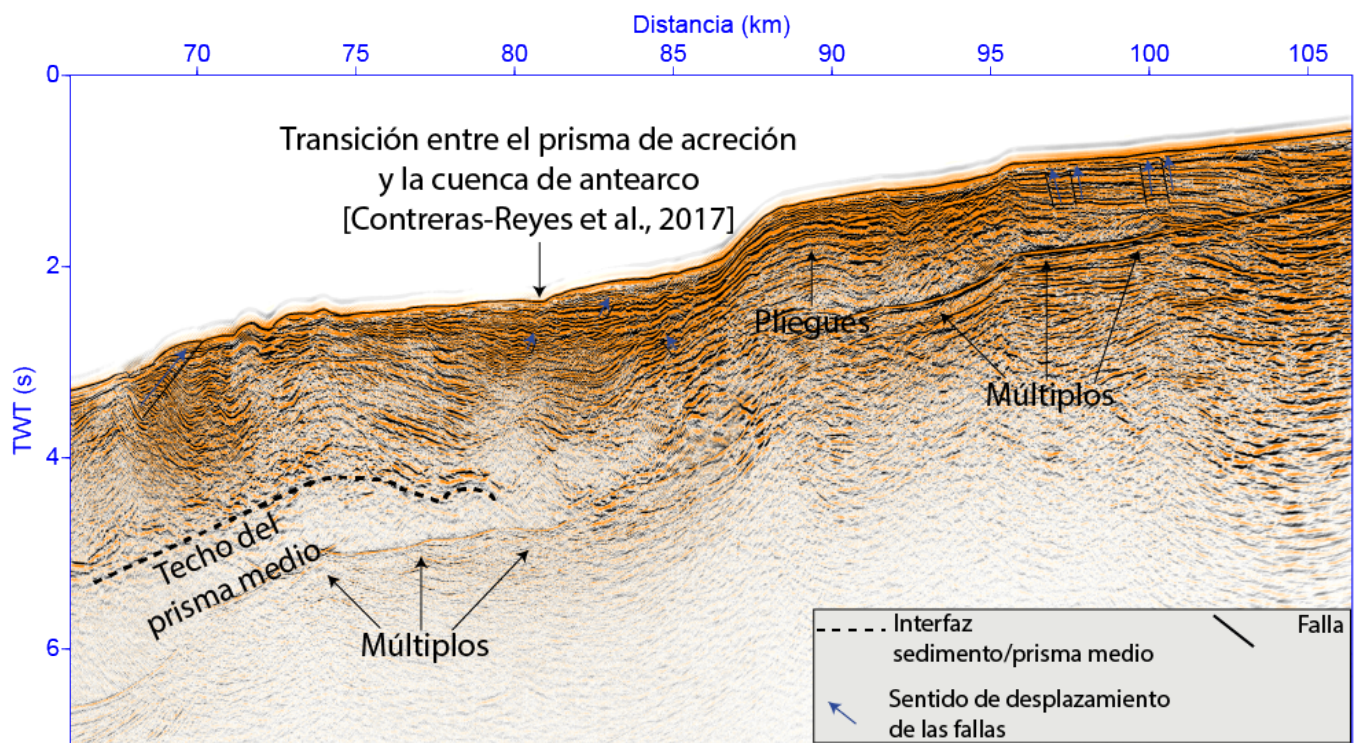


Figura 4.13: Sector más somero de la línea sísmica MC37 en tiempo.

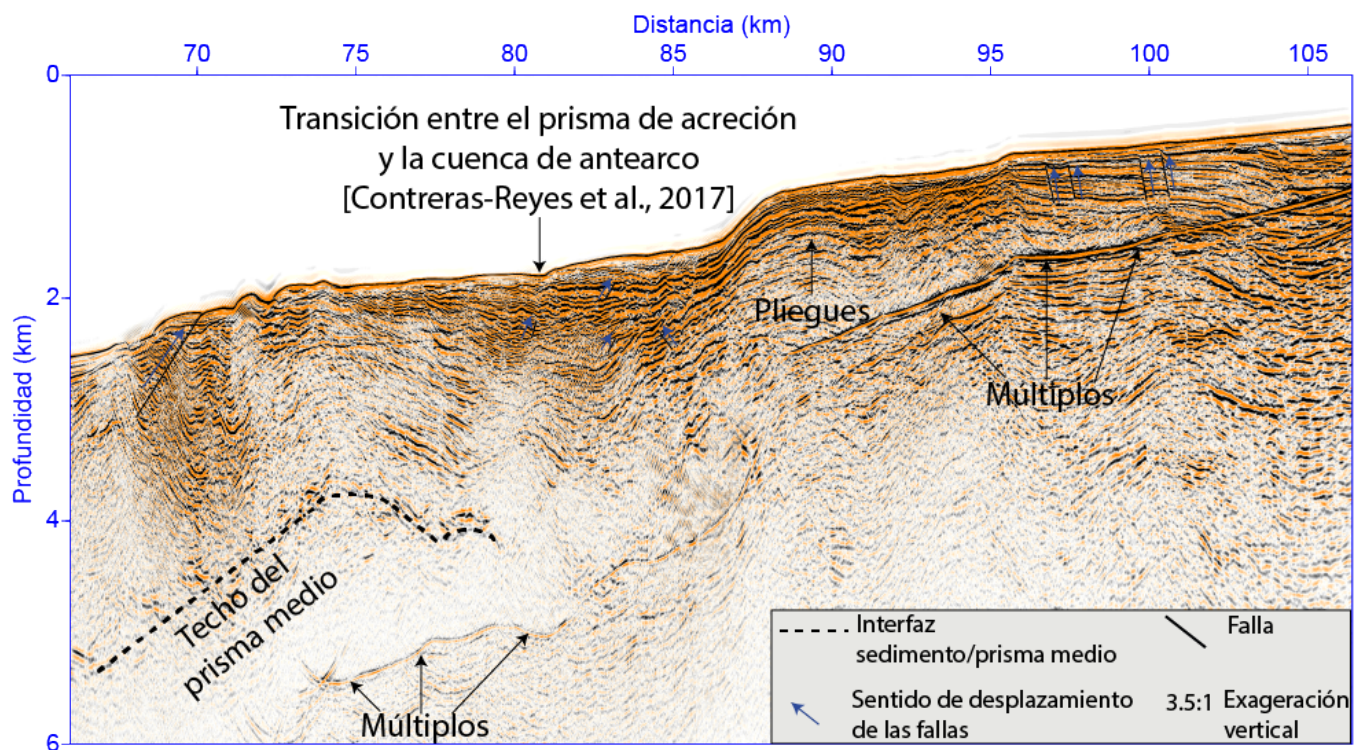


Figura 4.14: Sector más somero de la línea sísmica MC37 en profundidad.

De las Figuras 4.13 y 4.14 se aprecia lo siguiente:

1. El sector se encuentra recubierto por sedimentos turbidíticos.
2. Pliegues anticlinales en el antearco debido a los esfuerzos compresionales.
3. En [Contreras-Reyes et al., 2017] se estudia el mismo tramo con sísmica de alto ángulo, en este estudio se identifica el *back stop*. En las Figuras 4.13 y 4.14 se identifica el sector de la transición entre el prisma de acreción y la cuenca de antearco en superficie propuesta por los modelos de sísmica de alto ángulo. Por lo demás, una comparación detallada entre el perfil de alto ángulo y el perfil de sísmica de reflexión MC37 puede leerse en el Capítulo 6
4. Presencia de fallas normales en el prisma de acreción y fallas inversas en la cuenca de antearco.

Por último, se presenta la Figura 4.15, en donde se muestra el perfil MC37 completo, señalando todas las estructuras analizadas en el presente capítulo.

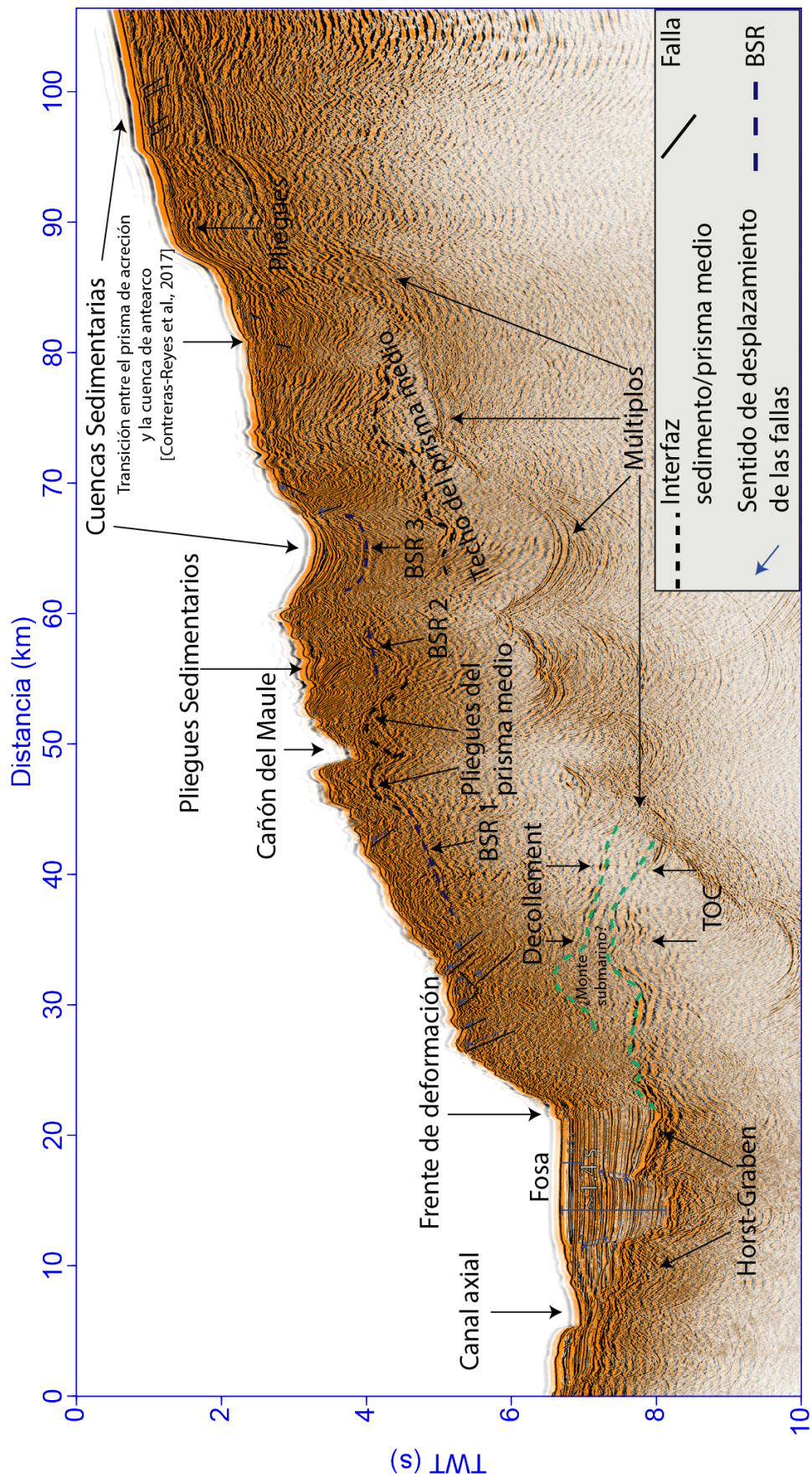


Figura 4.15: Línea sísmica MC37 en tiempo, con todas las estructuras analizadas en el presente capítulo

Capítulo 5

Perfiles de Sísmica de Reflexión de la línea MC39

En el presente capítulo se muestran los resultados obtenidos al procesar la línea sísmica MC39. En la Figura 5.1 se puede apreciar la velocidad RMS , la cual es usada para realizar la corrección NMO, y las migraciones pre y post-apilamiento de Kirchhoff en tiempo. La parte superficial de esta velocidad RMS es obtenida mediante el análisis de semblanza, mientras que para los sectores más profundos se emula la velocidad de la línea P02 reportada en [Contreras-Reyes et al., 2017]. Si bien no es el mismo tramo, ambas líneas sísmicas corresponden al sub-segmento de Mataquito. Este proceso fue realizado en el Instituto de Geofísica de la Universidad de Texas (*University of Texas Institute for Geophysics, UTIG*), Estados Unidos, bajo la supervisión del Dr Nathan Bangs, y con la colaboración de Kelly Olsen y Adrien Arnulf, al momento de realizar una pasantía de investigación financiada por el proyecto FONDECYT Regular 1170009.

La velocidad RMS representada en la Figura 5.1 puede transformarse a velocidad de intervalo (Figura 5.2), para así convertir los perfiles de tiempo a profundidad.

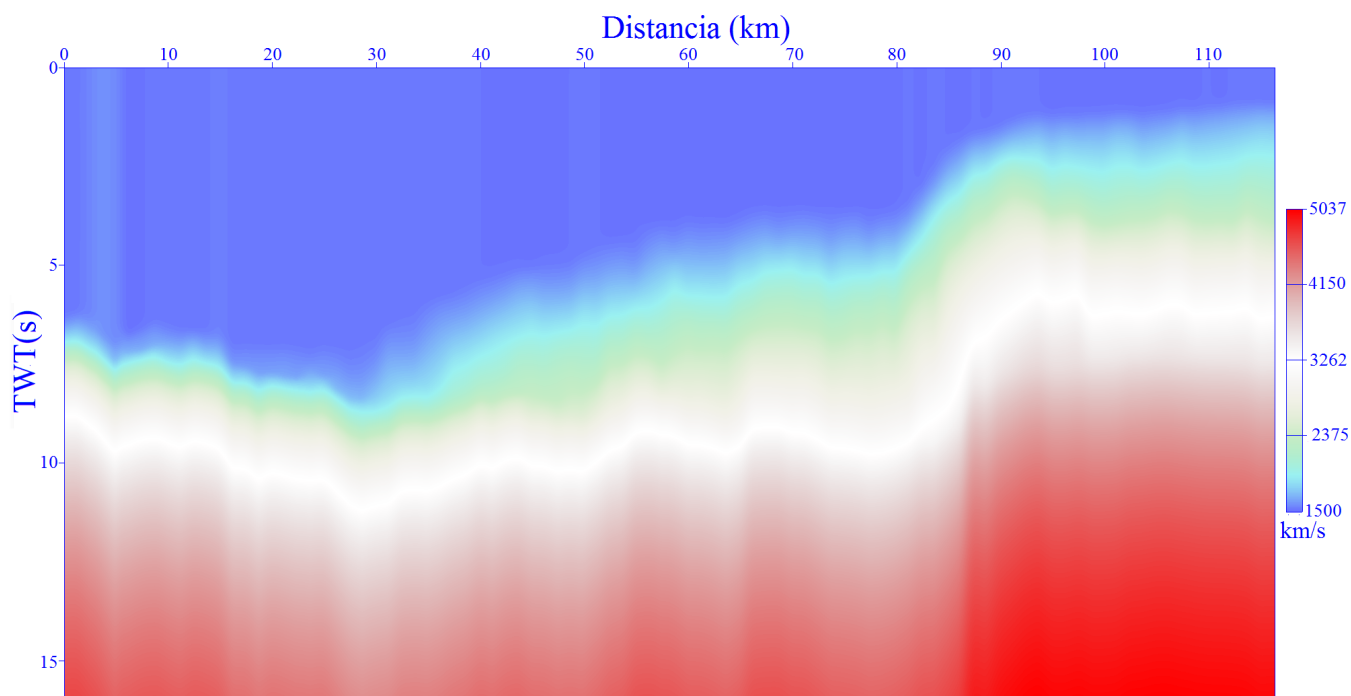


Figura 5.1: Velocidad *RMS* obtenida para la línea MC39.

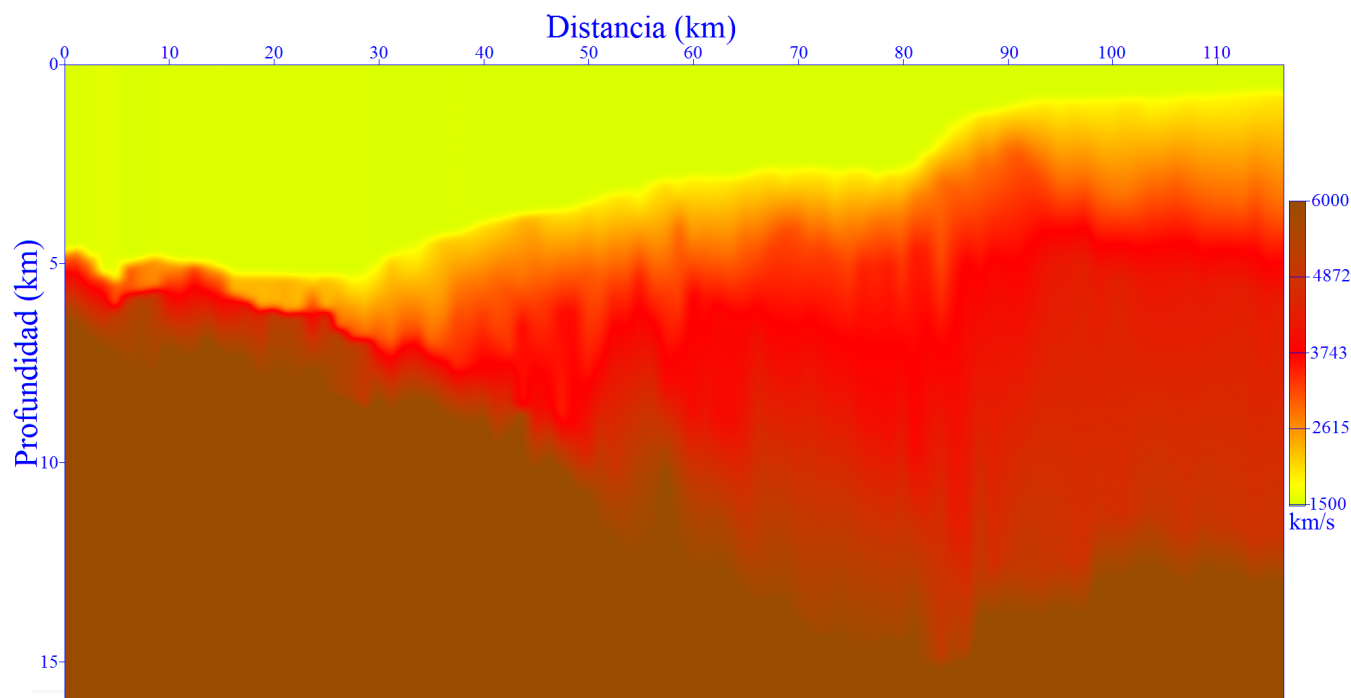


Figura 5.2: Velocidad de intervalo obtenida para la línea MC39.

La Figura 5.3 muestra el perfil sísmico de la línea MC39 obtenido usando migración post apilamiento de Kirchhoff en tiempo, mientras que la Figura 5.4 es el mismo perfil usando migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo.

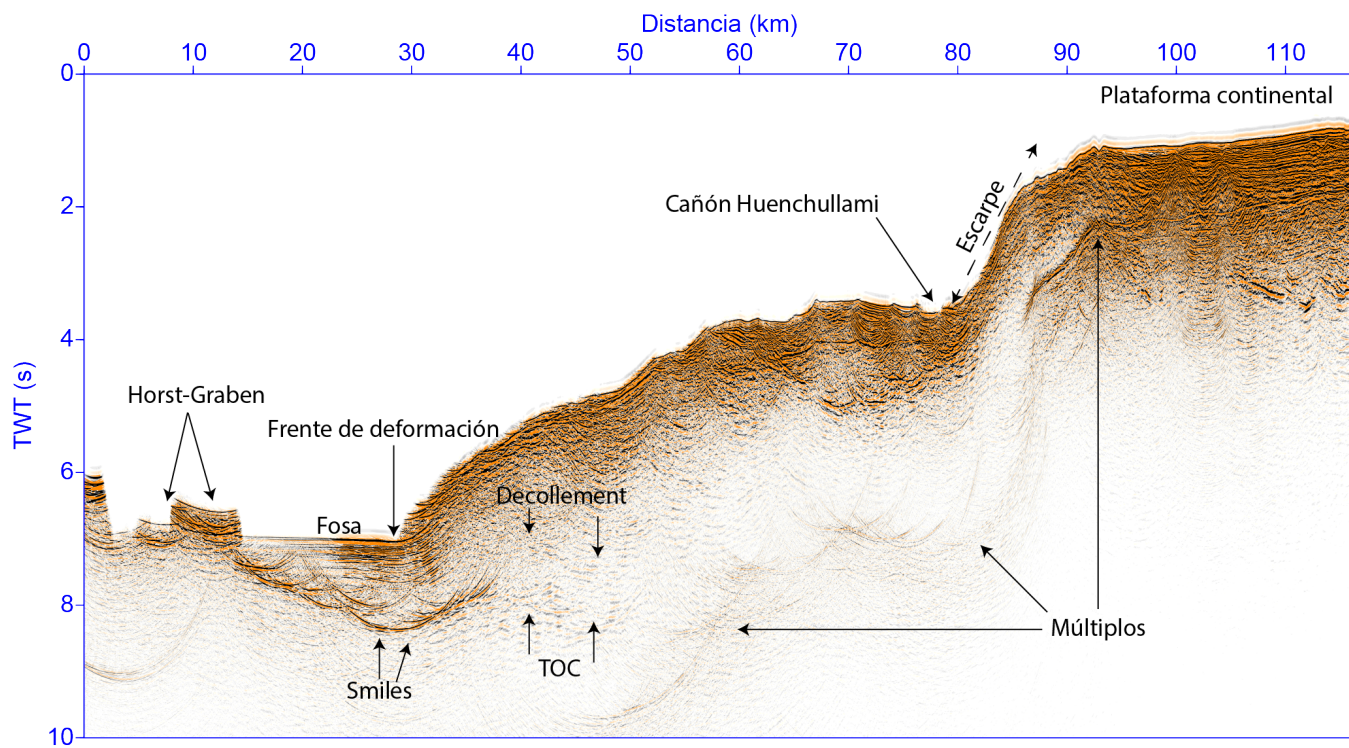


Figura 5.3: Perfil sísmico de la línea MC39 obtenido usando migración post-apilamiento de Kirchhoff en tiempo.

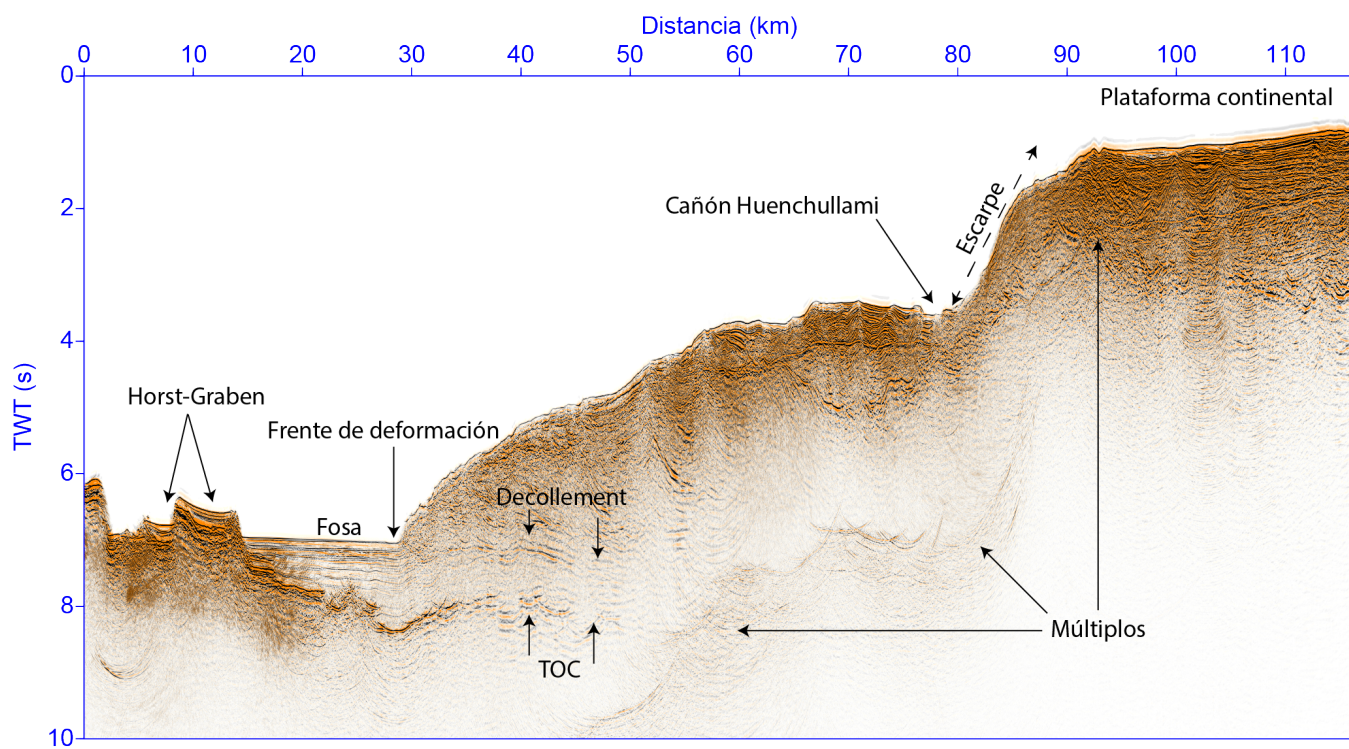


Figura 5.4: Perfil sísmico de la línea MC39 obtenido usando migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo.

En los perfiles sísmicos de las Figuras 5.3 y 5.4 se pueden apreciar las siguientes estructuras y características comunes:

1. Múltiplos.
2. Una estructura Horst-Graben en la parte superior de la corteza oceánica.
3. El techo del canal de subducción (*Decollement*).
4. Un escarpe que marca la transición entre el talud continental a la plataforma continental.
5. La parte superior de la corteza oceánica (*top of the oceanic crust, TOC*).

También se puede identificar que la línea sísmica MC39 está cortada por el Cañón Huenchullami (Figura 1.2), el cual está a los pies de un escarpe que separa el prisma de acreción de la plataforma continental [Contreras-Reyes et al., 2017].

Debido a que las dimensiones de las Figuras 5.3 y 5.4 no son las adecuadas para hacer una comparación detallada entre las dos migraciones, solamente se selecciona el sector donde se encuentran la fosa, el prisma de acreción frontal y el canal de subducción.

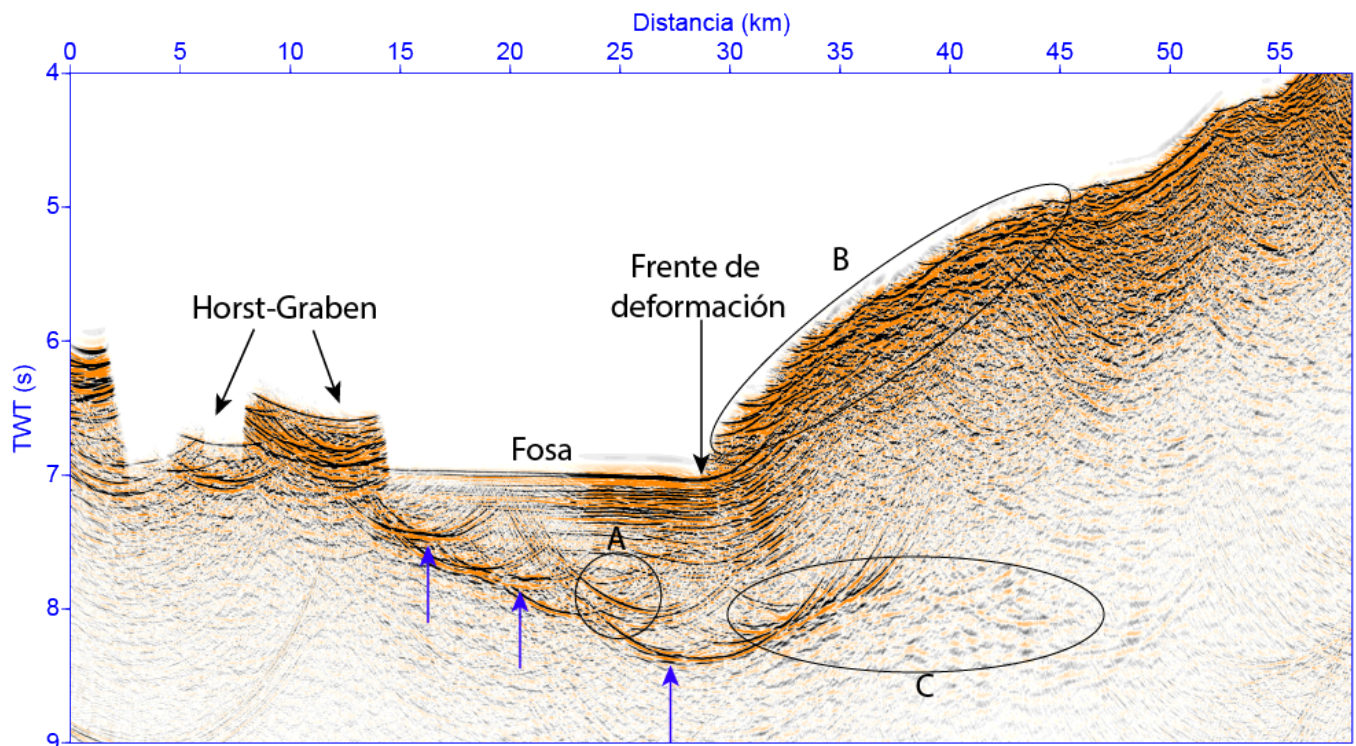


Figura 5.5: Perfil sísmico de la línea MC39 obtenido usando migración post-apilamiento de Kirchhoff en tiempo. Las flechas azules indican la interfaz sedimento/basamento, y los sectores A, B y C representan una estructura puntiaguda, el talud continental y la base del canal de subducción respectivamente.

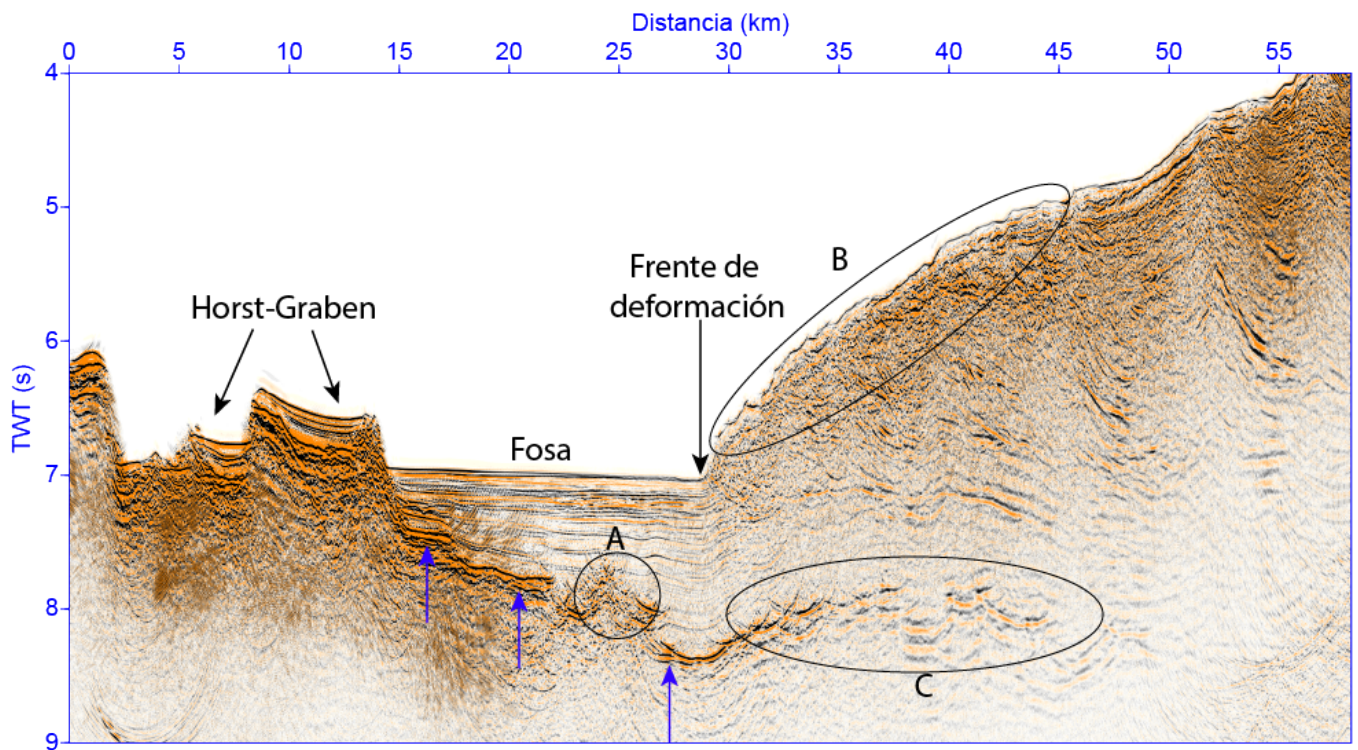


Figura 5.6: Perfil sísmico de la línea MC39 obtenido usando migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo. Las flechas azules indican la interfaz sedimento/basamento, y los sectores A, B y C representan una estructura puntiaguda, el talud continental y la base del canal de subducción respectivamente.

Al comparar las Figuras 5.5 y 5.6 se puede apreciar lo siguiente:

1. La interfaz basamento/sedimento de la migración post-apilamiento es incorrecta, ya que aparecen artefactos conocidos como “smiles”, mientras que la migración pre-apilamiento no presenta este problema. En el sector A se aprecia una estructura puntiaguda, la cual es reconstruida en la migración pre-apilamiento.
2. En B se identifica el inicio del talud continental, este presenta un cambio lateral abrupto el cual es mejor resuelto por la migración pre-apilamiento.
3. En C se aprecia que la base del canal de subducción es mejor reconstruida en la migración pre-apilamiento.

La migración post-apilamiento tiene una presencia marcada de *smiles*, estos artefactos también se encuentran en el sector intermedio del perfil MC39. Lo anterior es mostrado en las Figuras 5.7 y 5.8, en donde se aprecia que la migración pre-apilamiento de Kirchhoff reconstruye de una mejor manera los sectores A, B y C que la migración post-apilamiento.

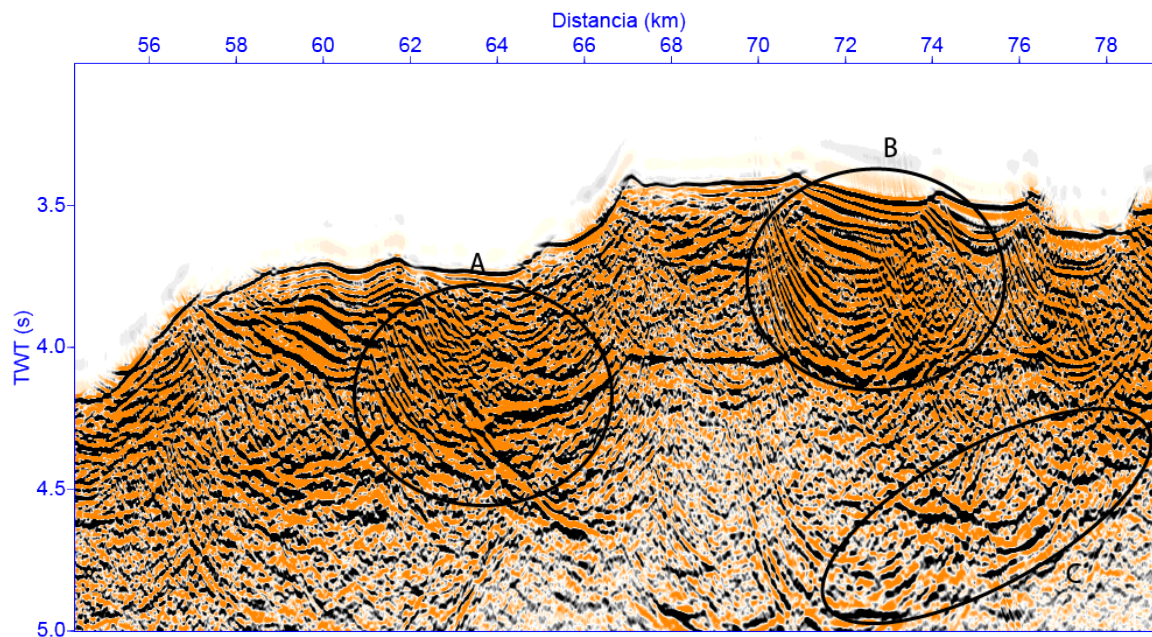


Figura 5.7: Sector intermedio del perfil MC39 obtenido mediante migración post-apilamiento de Kirchhoff en tiempo.

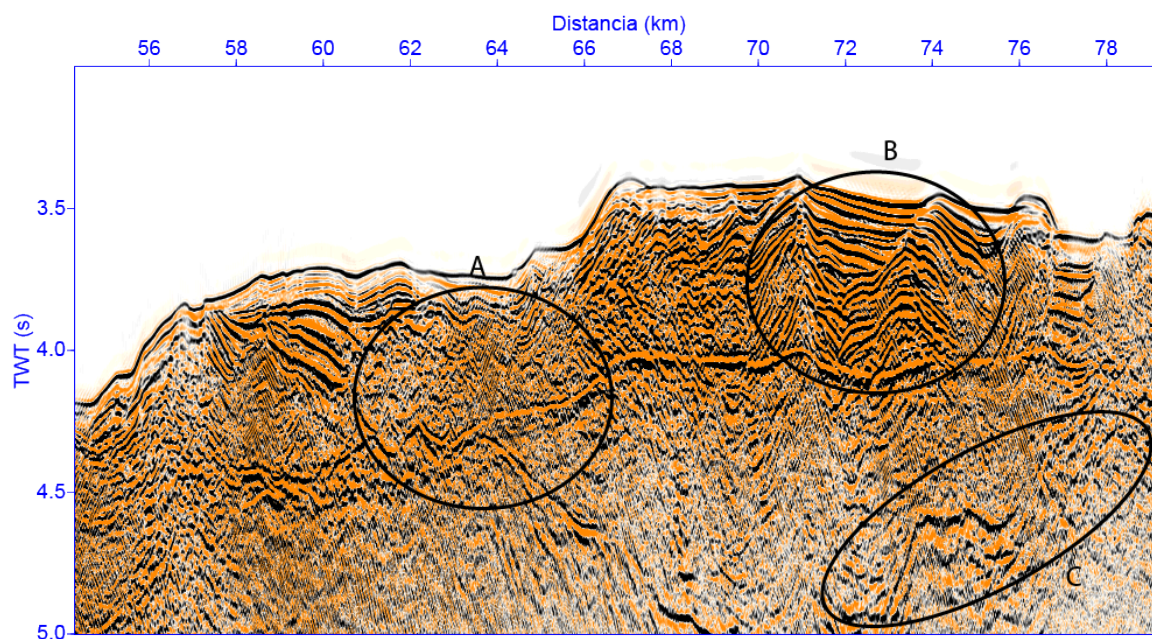


Figura 5.8: Sector intermedio del perfil MC39 obtenido mediante migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo.

En relación a lo antes mencionado, y debido a que si se usaran ambas migraciones habría información repetida al momento de hacer el análisis de las estructuras encontradas, es que a continuación solo se mostrarán los resultados de la migración pre-apilamiento para realizar las interpretaciones estructurales.

5.1. Estructuras geológicas en la línea sísmica MC39.

En la Figura 5.6 se aprecia que la parte superior de la corteza oceánica posee estructuras que conforman una geometría en Horst-Graben. Lo anterior se muestra en la Figura 5.9. La Figura 5.9 puede transformarse a profundidad usando la relación 2.9 y la velocidad de intervalo, con lo que se obtiene la Figura 5.10.

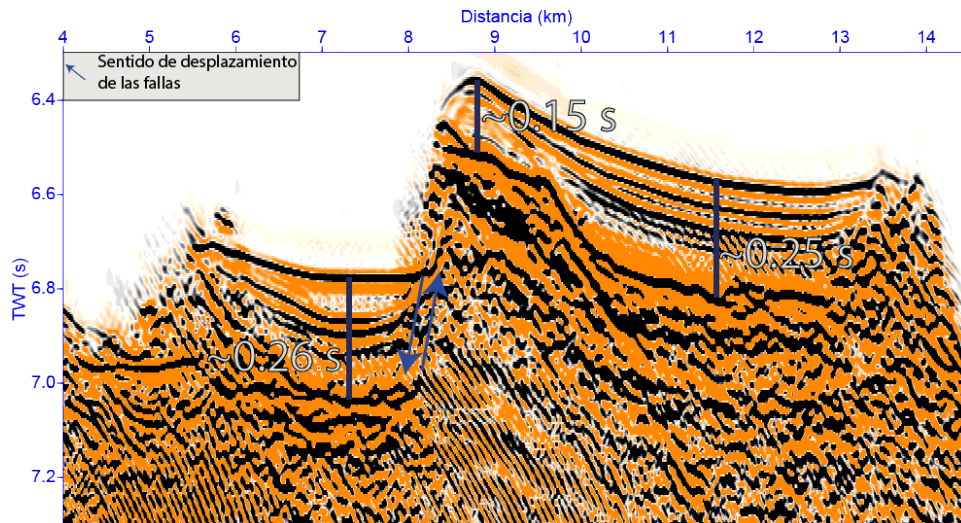


Figura 5.9: Perfil sísmico de la línea MC39 obtenido usando migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo. En este sector se aprecia que la parte superior de la corteza oceánica posee estructuras que conforman una geometría en Horst-Graben.

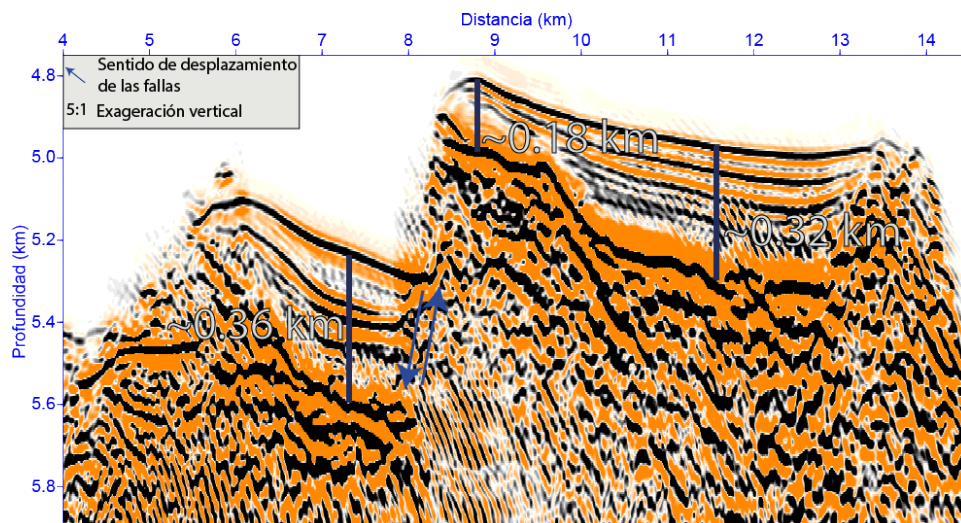


Figura 5.10: Perfil sísmico de la línea MC39 obtenido usando migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo y luego convertido a profundidad. En este sector se aprecia que la parte superior de la corteza oceánica posee estructuras que conforman una geometría en Horst-Graben.

El sector mostrado en las Figuras 5.9 y 5.10 está alejado del prisma frontal y de la fosa, por lo que los sedimentos presentes solo deben corresponder a sedimento pelágico. El espesor máximo de estos sedimentos es de 0.36 km.

La Figura 5.11 muestra la fosa, el prisma de acreción frontal y el canal de subducción. El canal de subducción se logra apreciar con claridad desde el sector encerrado en una elipse, hasta que desaparece en los múltiplos.

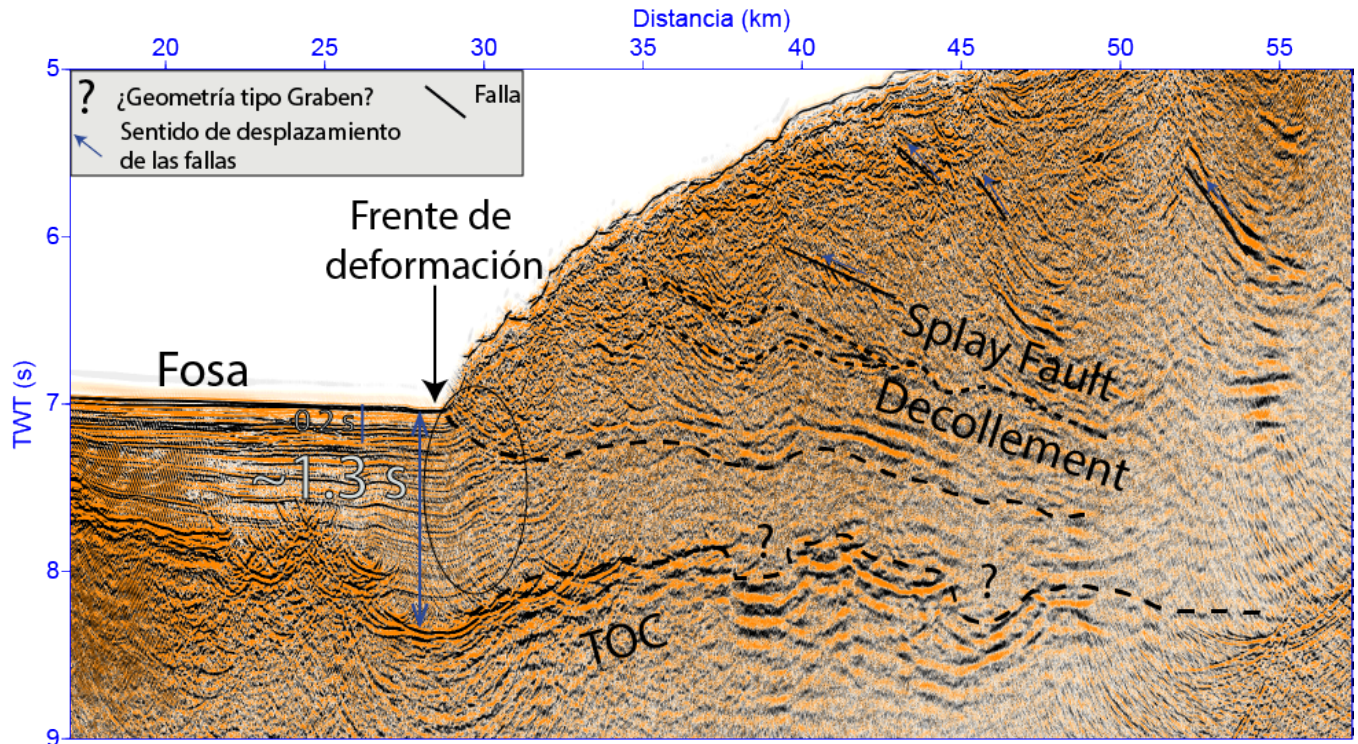


Figura 5.11: Perfil sísmico de la línea MC39 obtenido usando migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo. En este sector se aprecia la fosa, el prisma de acreción frontal y el canal de subducción.

La Figura 5.11 puede transformarse a profundidad usando la relación 2.9 y la velocidad de intervalo, con lo que se obtiene la Figura 5.12.

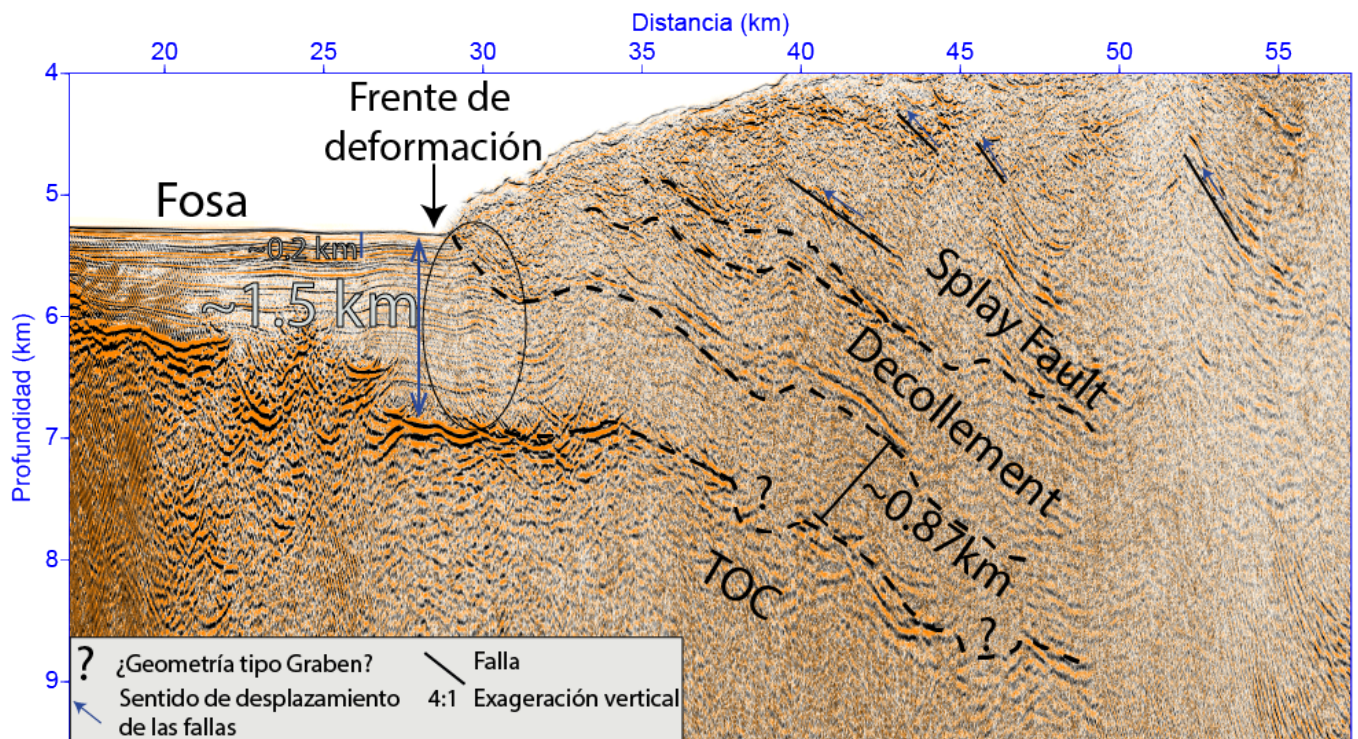


Figura 5.12: Perfil sísmico de la línea MC39 obtenido usando migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo y luego convertido a profundidad. En este sector se aprecia la fosa, el prisma de acreción frontal y el canal de subducción.

En las Figuras 5.11 y 5.12 se aprecian las siguientes características estructurales:

1. La corteza oceánica presenta una estructura alzada, la cual está recubierto por sedimentos.
2. Los sedimentos en la fosa se encuentran deformados. Sin embargo, en su parte superior (últimos 0.2 km) estos vuelven a estar horizontales (*post rift*) o levemente deformados con respecto a los sedimentos subyacentes.
3. El espesor máximo de los sedimentos se encuentra en el frente de deformación y es de aproximadamente 1.5 km. En este sector se observa que la profundidad de los sedimentos es de 5.3 km bajo el nivel del mar y el basamento esta a unos 6.9 km bajo el nivel del mar.
4. En el sector encerrado por una elipse se aprecia un alzamiento del talud continental.
5. Se aprecian fallas inversas de bajo ángulo, con inclinaciones desde los 10.6° hasta los 23° , lo cual es esperable en un sistema compresional.
6. Se aprecia el techo (*Decollement*) del canal de subducción y la parte superior de la corteza oceánica (*top of the oceanic crust*, TOC). El canal

de subducción puede observarse hasta que se pierde en los múltiples, aproximadamente a los 9 km de profundidad.

7. Sobre el *Decollement* y paralelo a este se aprecia una falla de despegue (*splay fault*).
8. El ancho del canal de subducción es variable, siendo el ancho de este en la zona más profunda observada de aproximadamente 0.87 km. Por otra parte, pareciera que hay una geometría Graben subductado por este.

La Figura 5.13 muestra el sector intermedio de la línea MC39, mientras que la Figura 5.14 es el mismo sector convertido a profundidad.

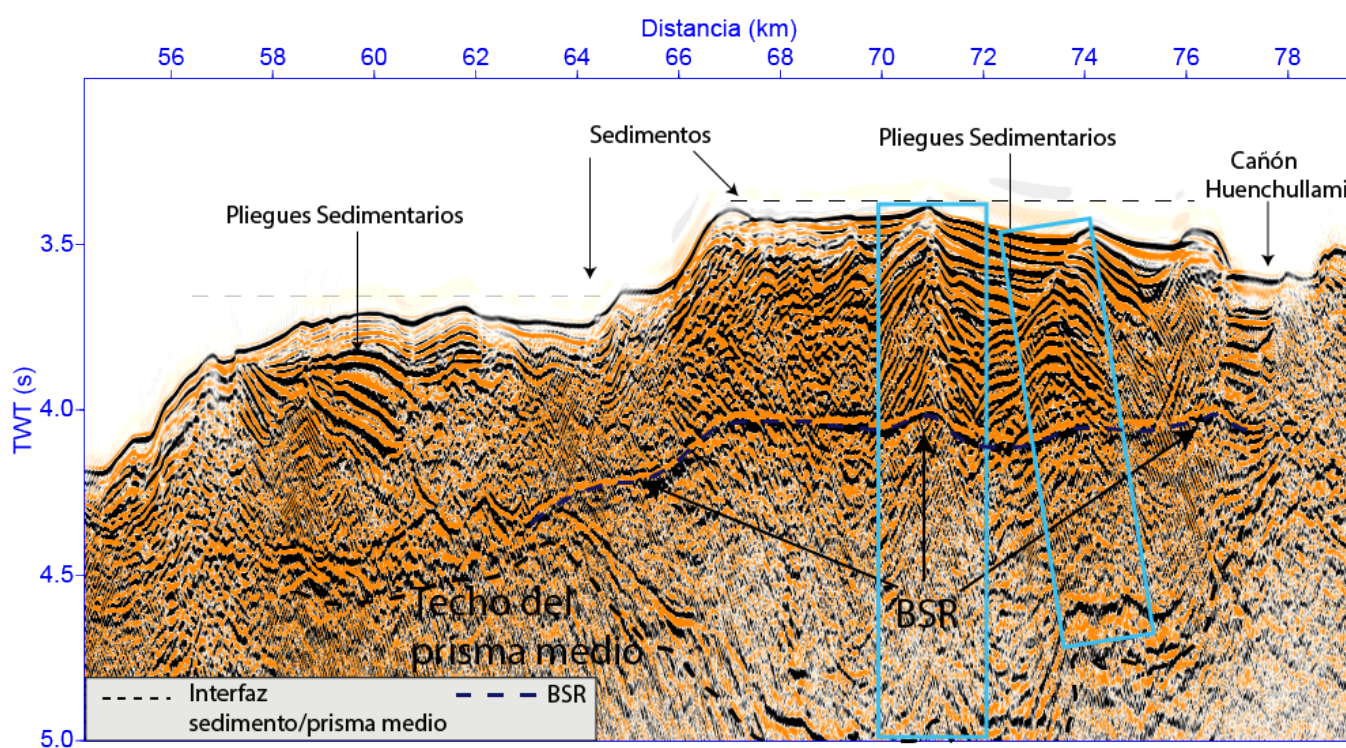


Figura 5.13: Sector intermedio de la línea sísmica MC39 en tiempo.

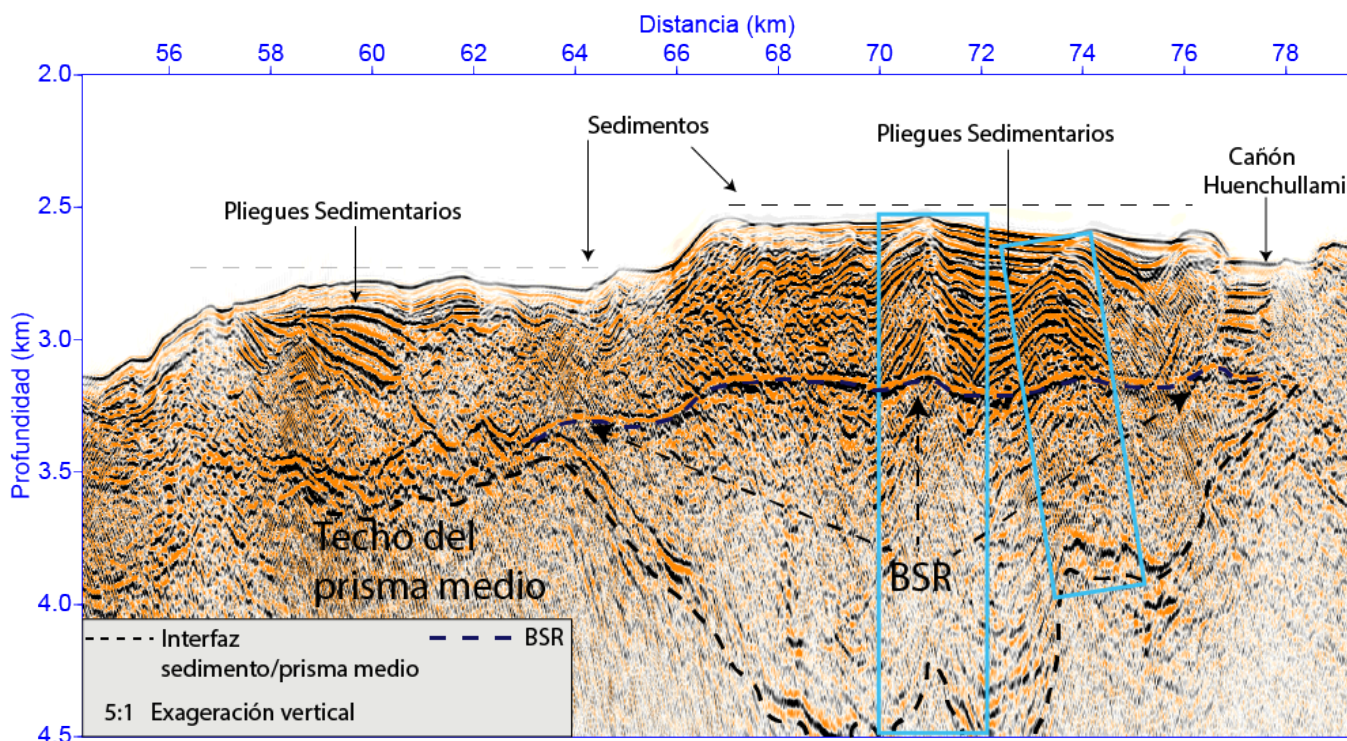


Figura 5.14: Sector intermedio de la línea sísmica MC39 en profundidad.

De las Figuras 5.13 y 5.14 se aprecia lo siguiente:

1. El sector se encuentra recubierto por sedimentos turbidíticos.
2. Entre las distancias 59-61 km y a una profundidad cercana a los 3 km se aprecian sedimentos deformados por los esfuerzos compresionales del sector. Sobre estos pliegues sedimentarios, se ha depositado una fina capa de sedimentos turbidíticos, los cuales aún no han sido deformados.
3. Se aprecian estructuras conocidas como BSR *Bottom simulating reflector*, a una profundidad de aproximadamente 0.5 km bajo la superficie marina.
4. Se aprecia un reflector en la base de los sedimentos, el cual es identificado como el techo del prisma medio. La profundidad de este con respecto al suelo marino es variable, y va desde aproximadamente los 0.7 hasta los 2 km.
5. Entre las distancias 70 y 76 km, y encerrado en rectángulos celestes se aprecia que el techo del prisma medio y los sedimentos que yacen sobre este han sido deformado por los esfuerzos compresionales del sector.

Las Figuras 5.15 y 5.16 corresponden al sector más somero de la línea sísmica MC39, en tiempo y en profundidad respectivamente.

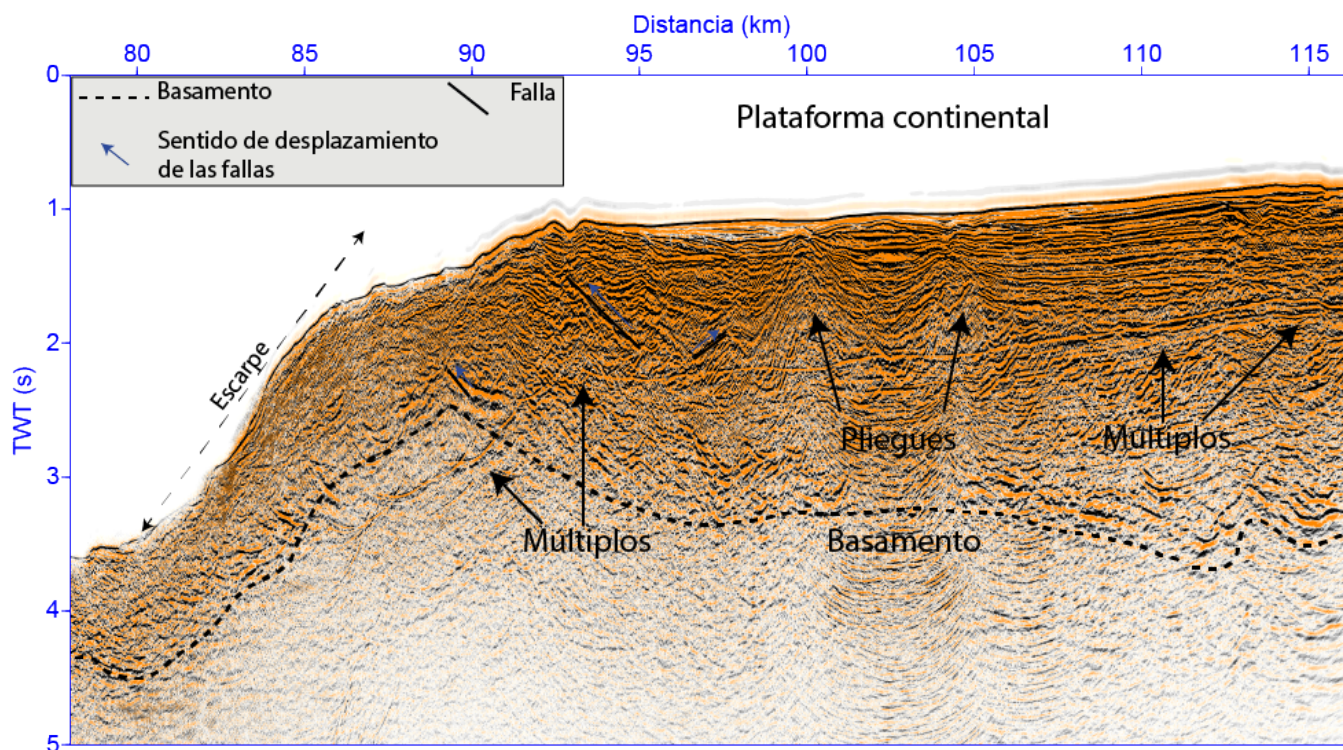


Figura 5.15: Sector más somero de la línea sísmica MC39 en tiempo.

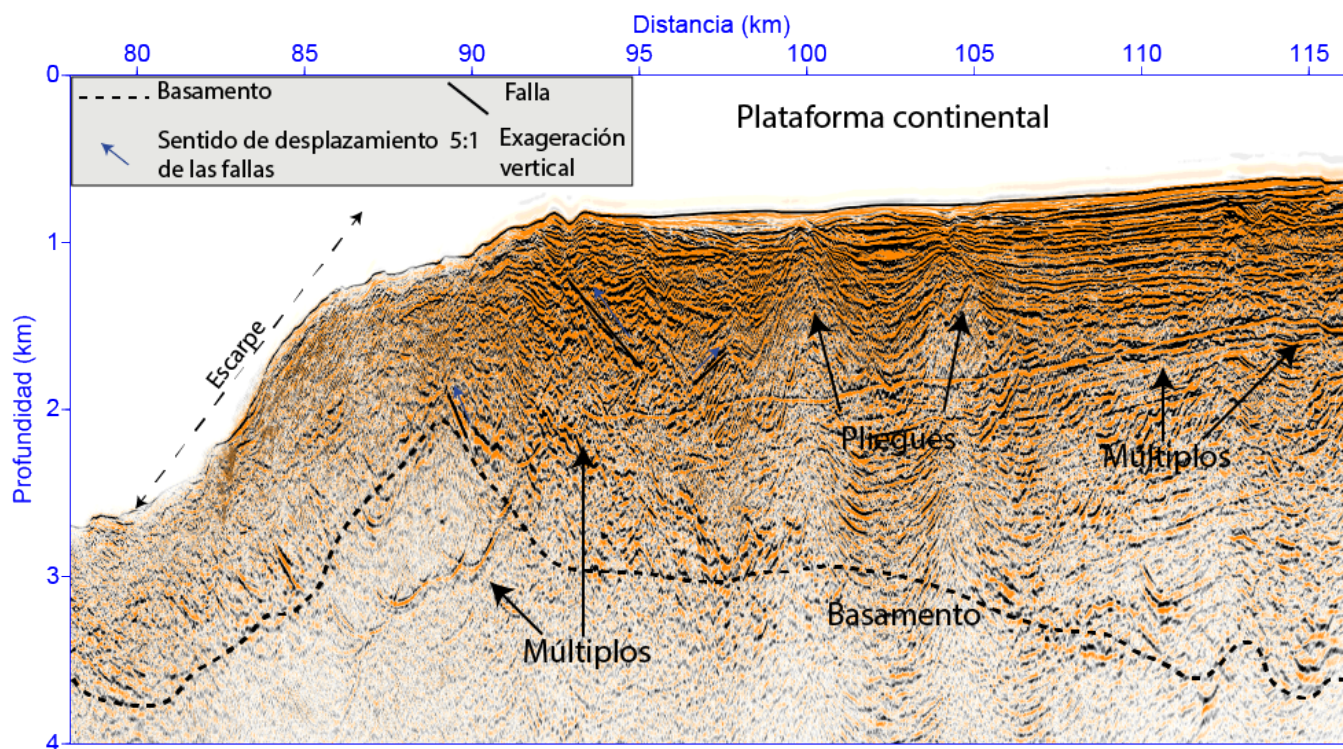


Figura 5.16: Sector más somero de la línea sísmica MC39 en profundidad.

De las Figuras 5.15 y 5.16 se aprecia lo siguiente

1. El sector se encuentra recubierto por sedimentos turbidíticos.
2. Un escarpe de aproximadamente 1.5 km de desnivel, este que separa el prisma de acreción del basamento continental.
3. Presencia de pliegues sedimentarios anticlinales en la plataforma continental producto de esfuerzos compresionales.
4. Se aprecia un reflector en la base de los sedimentos, el cual es identificado como el basamento de la plataforma continental.

Por último, se presenta la Figura 5.17, en donde se muestra el perfil MC37 completo, señalando todas las estructuras analizadas en el presente capítulo.

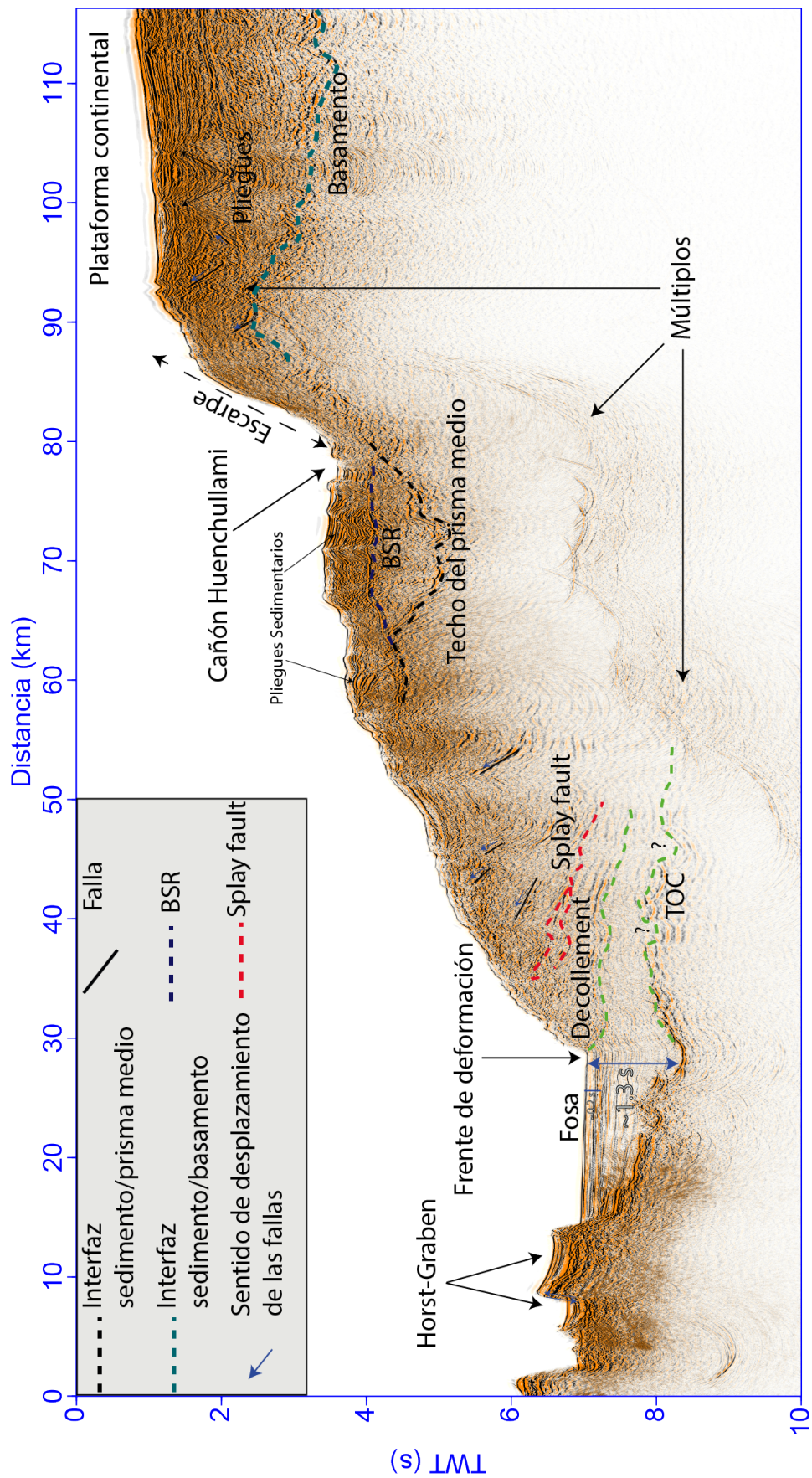


Figura 5.17: Línea sísmica MC39 en tiempo, con todas las estructuras analizadas en el presente capítulo

Capítulo 6

Discusión de resultados

6.1. Línea sísmica MC37

Como puede leerse en el Apéndice C, en el año 2008 el buque británico RRS James Cook adquirió el perfil de reflexión sísmica P02, el cual es coincidente con el perfil de reflexión sísmica MC37 adquirido el año 2017. Es decir, se cuenta con datos de reflexión sísmica antes y después del terremoto del Maule ocurrido el 2010.

El perfil de reflexión sísmica MC37 se compara con el perfil de reflexión sísmica P02 en la Figura 6.1. De esta Figura se aprecia lo siguiente:

- La resolución de la línea sísmica MC37 es mayor.
- No se aprecia una deformación en la superficie de los sedimentos que componen la fosa, o en el frente de deformación.
- En la Figura 6.1, se marcan los reflectores existentes en la fosa. Comparando los perfiles antes y después del terremoto del Maule, se aprecia que las capas de sedimentos en la fosa no parecen haber sido afectadas.

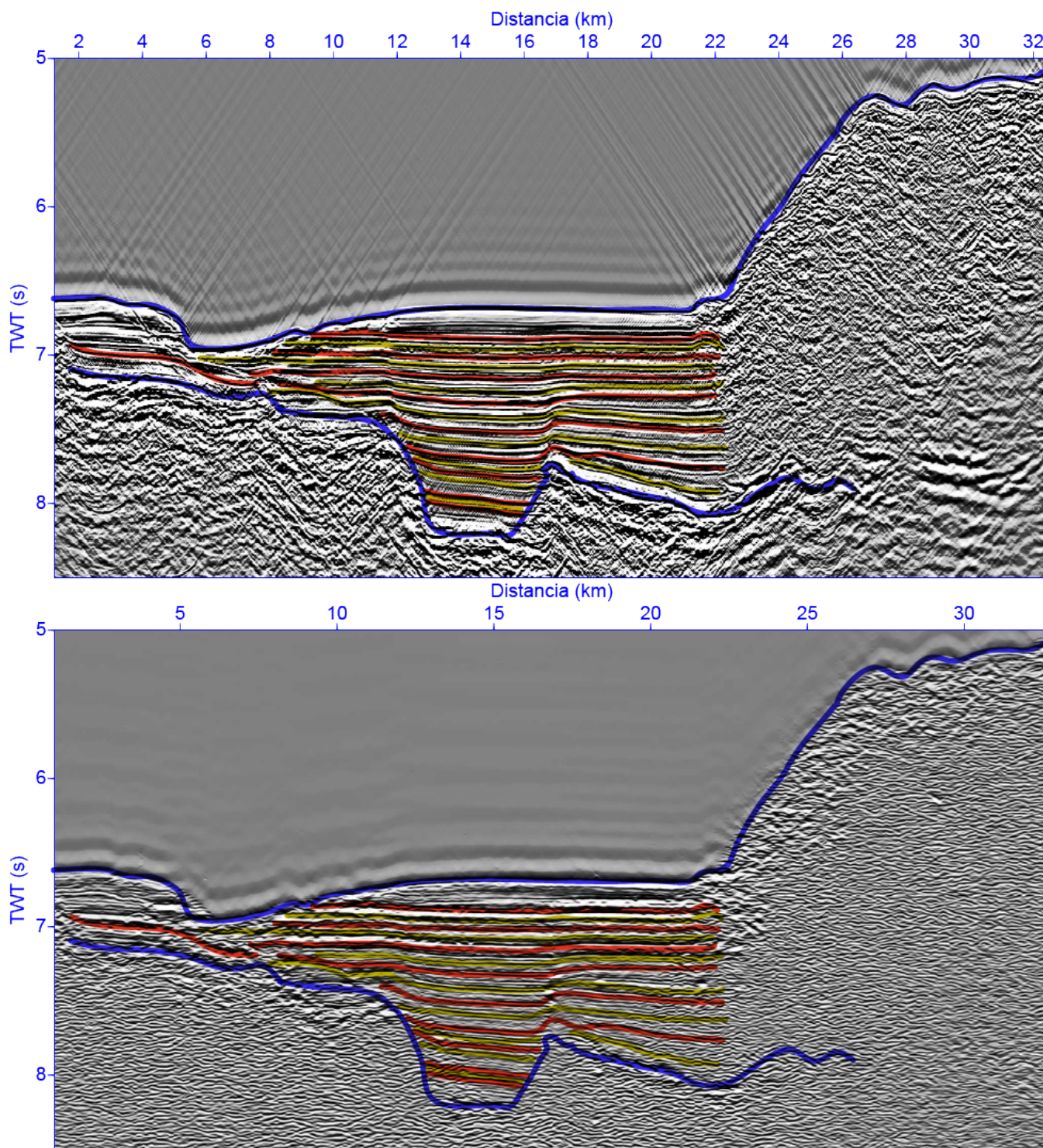


Figura 6.1: La imagen superior corresponde al perfil de sísmica de reflexión MC37, mientras que la imagen inferior se presenta el perfil de sísmica de reflexión P02 adquirido por el RRS James Cook en el 2008. Considerando que la tasa de muestreo de los datos sísmicos de ambos perfiles son de 4 ms, la máxima resolución en profundidad es de 4 m. Por otra parte, la máxima resolución lateral del perfil MC37 es de aproximadamente 6.25 m y el del perfil P02 es de aproximadamente 123 m.

Lo anterior concuerda con lo reportado en [Maksymowicz et al., 2017], en donde se compara para el segmento de Mataquito datos de reflexión sísmica antes y después del terremoto del Maule. Esta comparación no muestran evidencia de nueva deformación dentro de la fosa y/o alrededor del frente de deformación. Lo anterior, puede deberse a que el prisma de acreción frontal posee características plásticas, lo que produce un deslizamiento asísmico. También, puede deberse a que en el prisma de acreción frontal la presión del fluido en los poros es alto, lo que reduce el esfuerzo de corte a lo largo de la interfaz de subducción, es decir, el prisma de acreción frontal no puede almacenar esfuerzos de corte producidos por deslizamientos repentinos durante grandes terremotos.

El modelo de profundidad para la línea sísmica MC37 (Figura 6.2) fue obtenido mediante migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo y luego transformado a profundidad usando la velocidad de intervalo.

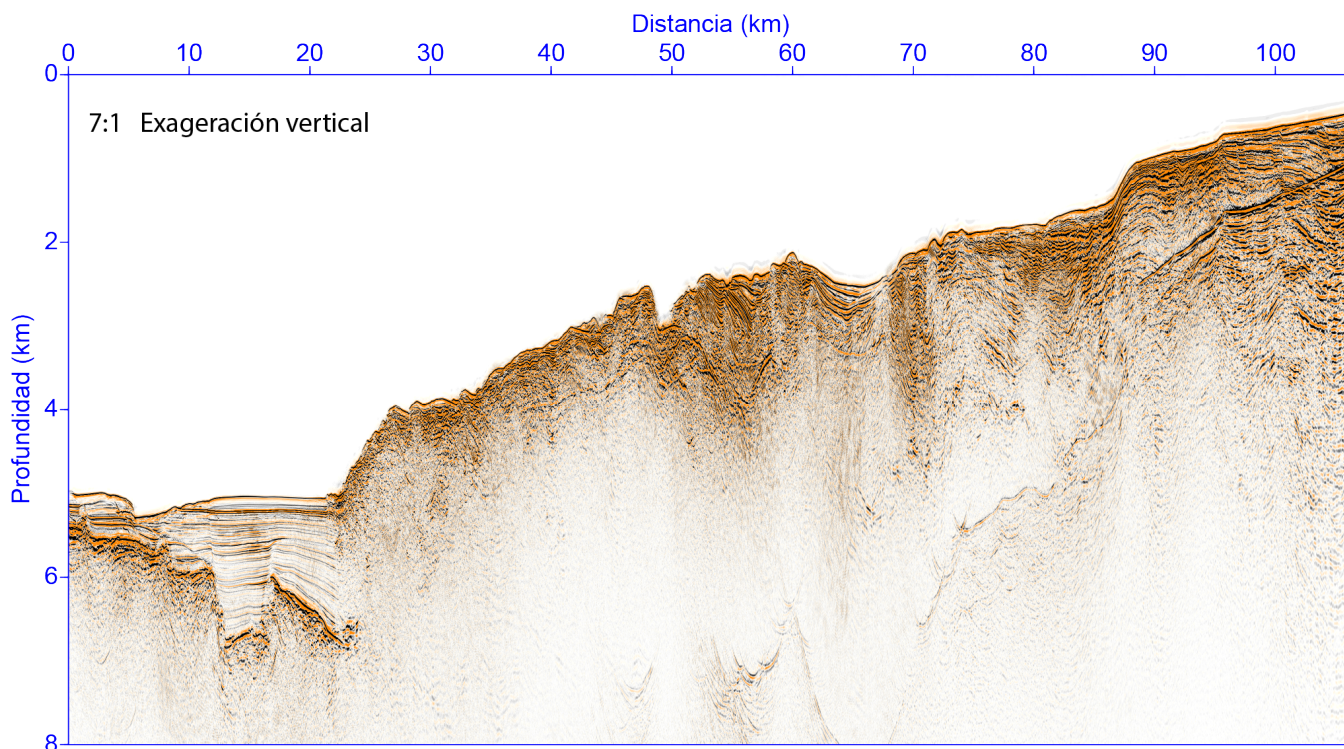


Figura 6.2: Perfil sísmico en profundidad de la línea MC37

El perfil sísmico de reflexión presentado en la Figura 6.2 es comparado con el perfil sísmico de refracción P02 (Figura 6.3) reportado en [Contreras-Reyes et al., 2017]. Ambos perfiles sísmicos corresponden al mismo sector de estudio.

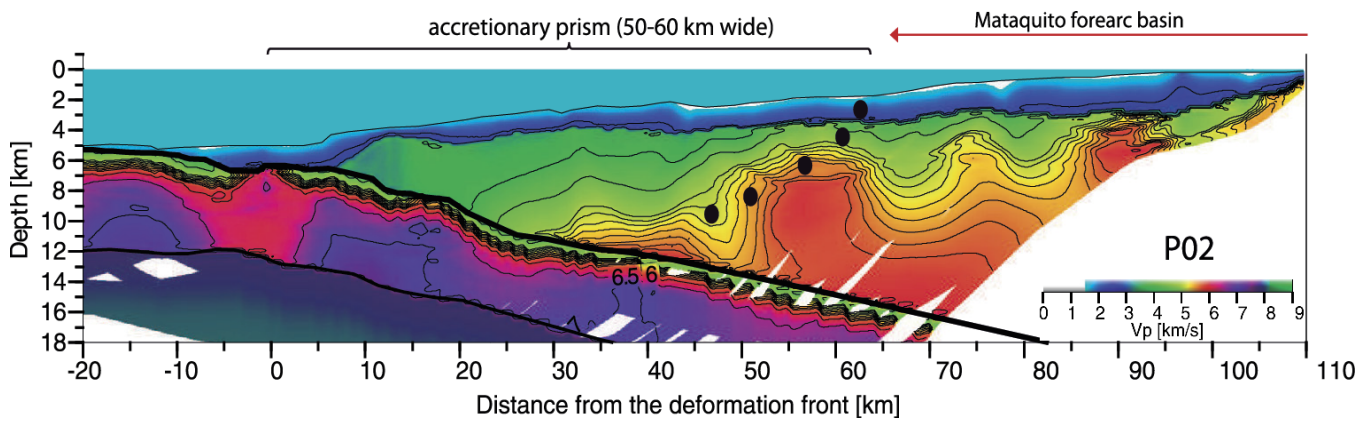


Figura 6.3: Perfil de profundidad P02 obtenido por sismica de alto ángulo [Contreras-Reyes et al., 2017]. Este modelo de profundidad corresponde al mismo tramo de la línea MC37. Los puntos negros indican el *back stop*.

Para realizar la comparación se procede a superponer las Figuras 6.2 y 6.3 lo que da origen a la Figura 6.4, en esta se aprecia lo siguiente:

- La superficie del suelo marino y la interfaz sedimento/basamento en la fosa coinciden al momento de comparar los dos modelos.

- La base del canal de subducción tiende a seguir la misma trayectoria en ambos modelos. Sin embargo, estas se separan al final.

- En el perfil sísmico de gran ángulo se muestran las velocidades del sector, en este se puede apreciar un cambio abrupto en las velocidades laterales, lo cual se interpreta como un cambio entre el sedimento acrecionado del prisma medio y la roca continental, a este contacto se le denomina *back stop*. El *back stop* es indicado por puntos negros en la Figura 6.3. Por otra parte, de la Figura 6.4 se puede encontrar el lugar de transición entre el prisma de acreción y la cuenca de antearco en la superficie marina para la línea de sismica MC37. Este es indicado en la Figura 4.13 del Capítulo 4.

- El frente de deformación identificado en el perfil de sismica de reflexión se encuentra a unos 5 km hacia tierra, en comparación con el identificado el de sismica de gran ángulo. Por tanto, el ancho del prisma de acreción para la línea sísmica MC37 es de aproximadamente 60 km.

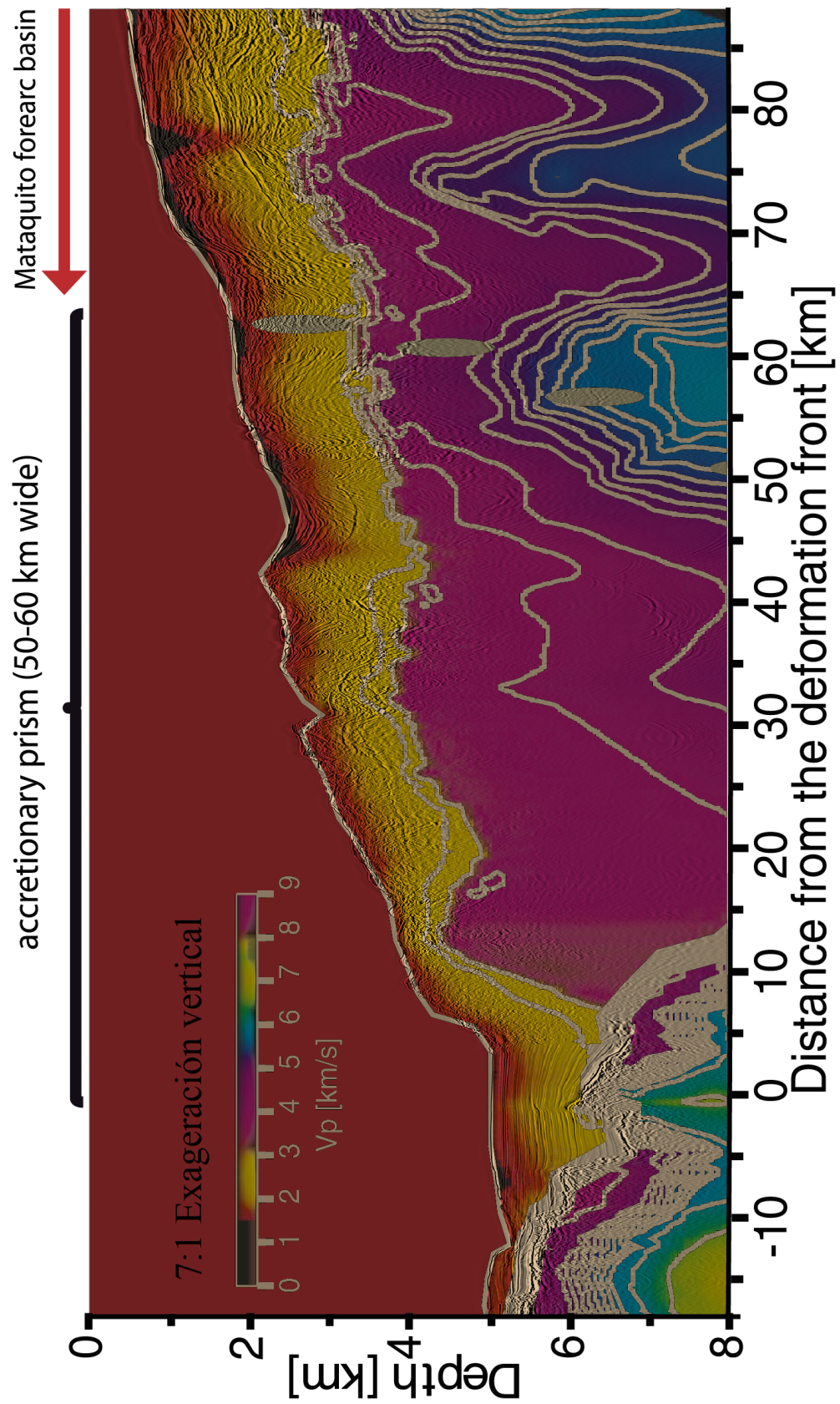


Figura 6.4: Comparación del perfil P02 reportado en [Contreras-Reyes et al., 2017] con la línea sísmica MC37 transformada a profundidad.

6.2. Línea sísmica MC39

Como puede leerse en el Apéndice C, en el año 2008 el buque británico RRS James Cook adquirió el perfil de reflexión sísmica P03 (reportado en el material suplementario de [Maksymowicz et al., 2017]), el cual es coincidente con el perfil de reflexión sísmica MC39 adquirido el año 2017.

El perfil de reflexión sísmica MC39 se compara con el perfil de reflexión sísmica P03 en la Figura 6.5. De esta Figura se aprecia lo siguiente:

-La resolución de la línea sísmica MC39 es mayor.

-No se aprecia una deformación en la superficie de los sedimentos que componen la fosa, o en el frente de deformación. Aunque, el perfil P03 presenta difracciones en los bordes, ya que por la calidad de los datos no se pudo migrar.

-En la Figura 6.5, se marcan los reflectores existentes en la fosa. Comparando los perfiles antes y después del terremoto del Maule, se aprecia que las capas de sedimentos en la fosa no parecen haber sido afectadas. Por lo demás, la superficie de la fosa en el perfil P03 tiene un tiempo de ida y vuelta un poco menor que en el perfil MC39, esto puede deberse a errores en la adquisición de los datos, como lo fue el perfil P02 (ver Apéndice C). Debido a lo anterior, es que los reflectores marcados en el perfil MC39 se suben en el perfil P03, tal que la superficie en la fosa sean coincidentes en ambos perfiles.

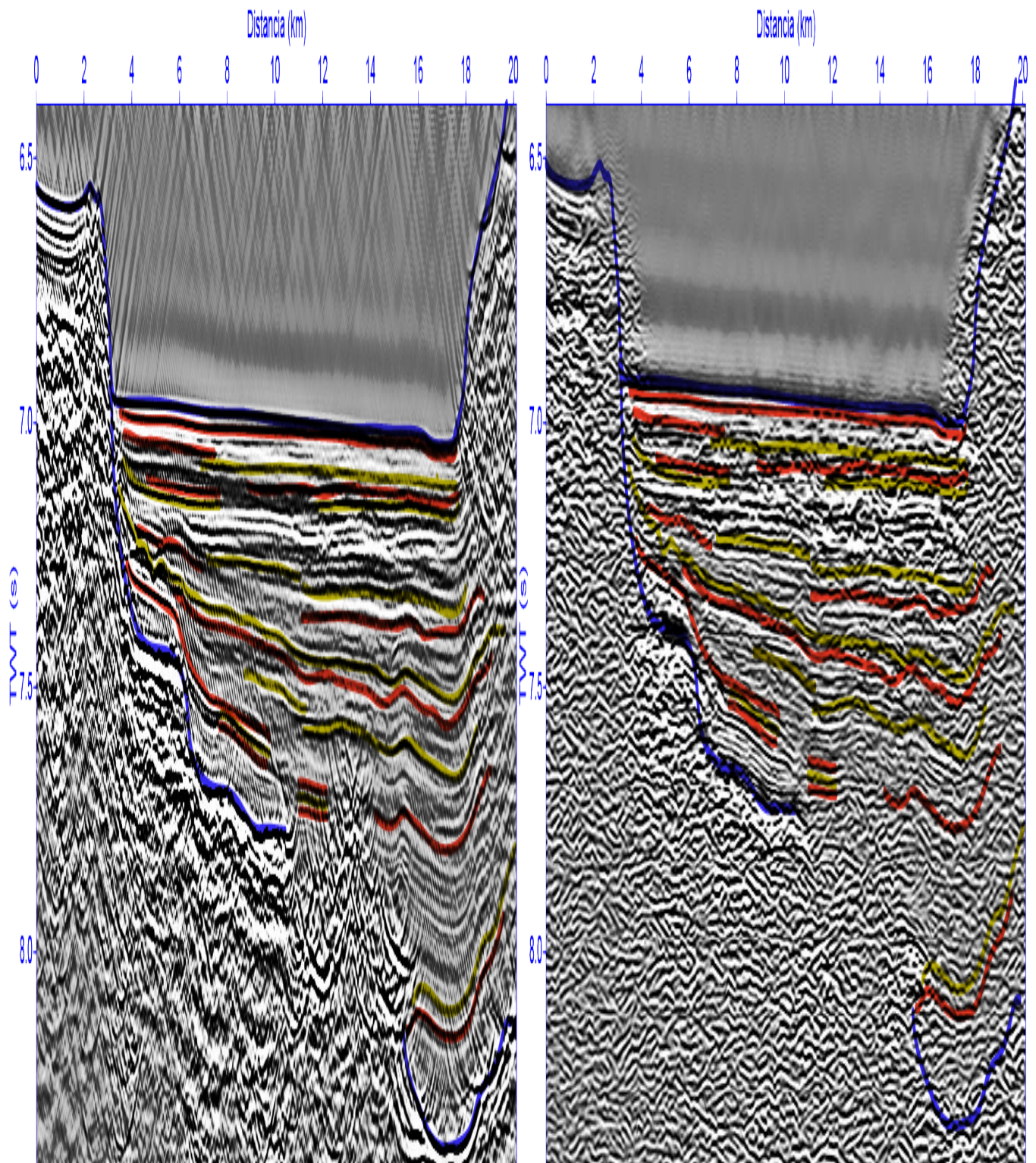


Figura 6.5: A la izquierda se muestra el perfil de sísmica de reflexión MC39, mientras que a la derecha se muestra el perfil de sísmica de reflexión P03 adquirido por el RRS James Cook en el año 2008. Ambos perfiles tienen una tasa de muestreo de 4 ms, por lo que la máxima resolución en profundidad es de 4 m. La máxima resolución lateral del perfil MC39 es de aproximadamente 6.25 m y el del perfil P03 es de aproximadamente 154 m.

Lo anterior concuerda con lo reportado en [Maksymowicz et al., 2017], en donde se compara para el segmento del Maule datos de reflexión sísmica antes y después del terremoto del Maule. Esta comparación no muestran evidencia de nueva deformación dentro de la fosa y/o alrededor del frente de deformación. La razón de esto, es la misma discutida cuando se compara la línea de reflexión sísmica MC37 con la línea de reflexión sísmica P02.

Como se ha mencionado, el perfil sísmico de alta resolución MC39 había sido estudiado en [Maksymowicz et al., 2017] (Figura 6.6). Para realizar una comparación se toma aproximadamente el mismo sector para los datos de esta tesis (Figura 6.7). Las diferencia entre la Figura 6.6 y la Figura 6.7 son:

-La Figura 6.7 presenta una mayor resolución, esto influye en determinar la presencia de estructuras, el basamento y la forma del canal de subducción.

-Como puede verse en Contreras-Reyes et al. (2017), la separación entre el prisma de acreción y el antearco está dado por cambio abrupto en la velocidad del sector. En superficie, el prisma de acreción termina en el cañon Huenchullami a los pies de un escarpe de 1.5 km. Por lo tanto, los sectores identificados en la Figura 6.6 como cuenca de antearco y base de la cuenca de antearco en la presente tesis se interpretan como sedimentos del prisma de acreción y como techo del prisma medio respectivamente.

-En [Maksymowicz et al., 2017] se encontró que el grosor del canal de subducción era de ~ 1 km, mientras que en esta tesis se obtuvo un grosor de ~ 0.87 km.

-En la Figura 6.7, la corteza oceánica bajo la fosa presenta una estructura puntiaguda, la cual provoca difracciones. Sin embargo, la Figura 6.6 no presenta este problema.

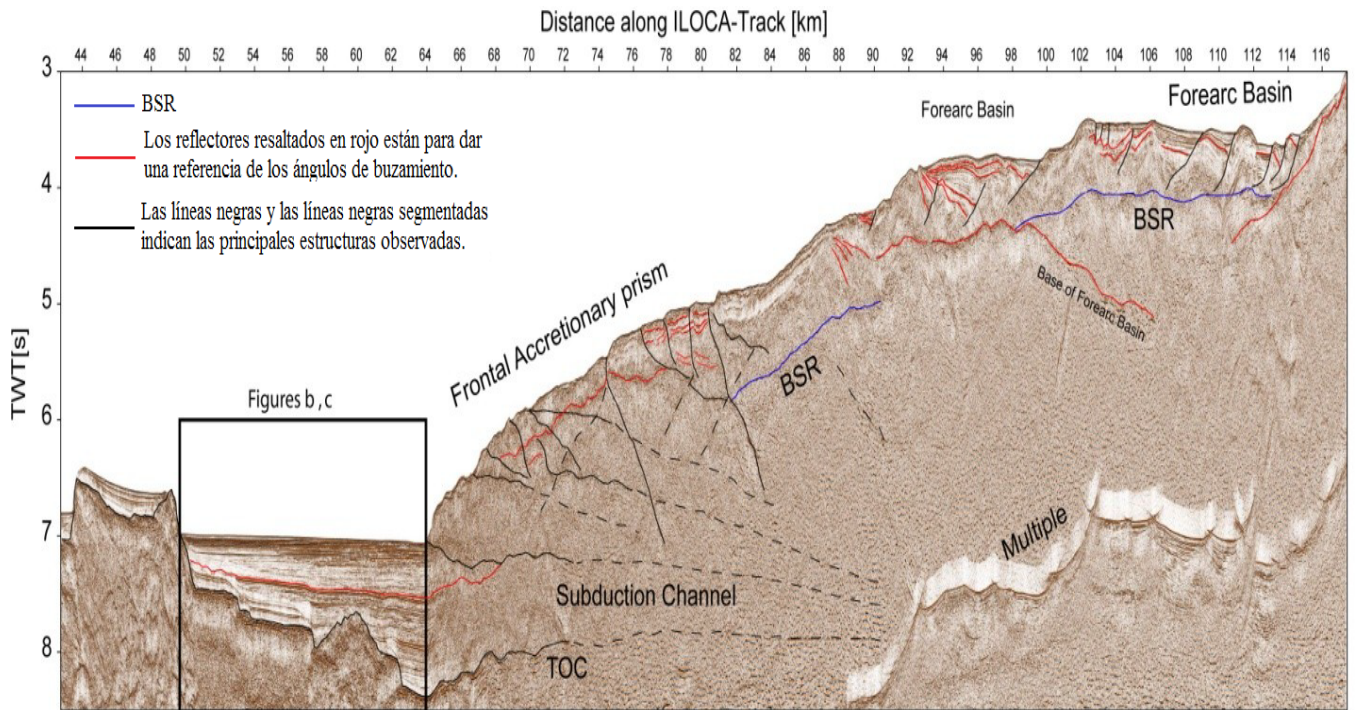


Figura 6.6: Perfil de sísmica de reflexión a lo largo de la pista ILOCA [Maksymowicz et al., 2017]. Este perfil coincide con la línea sísmica MC39.

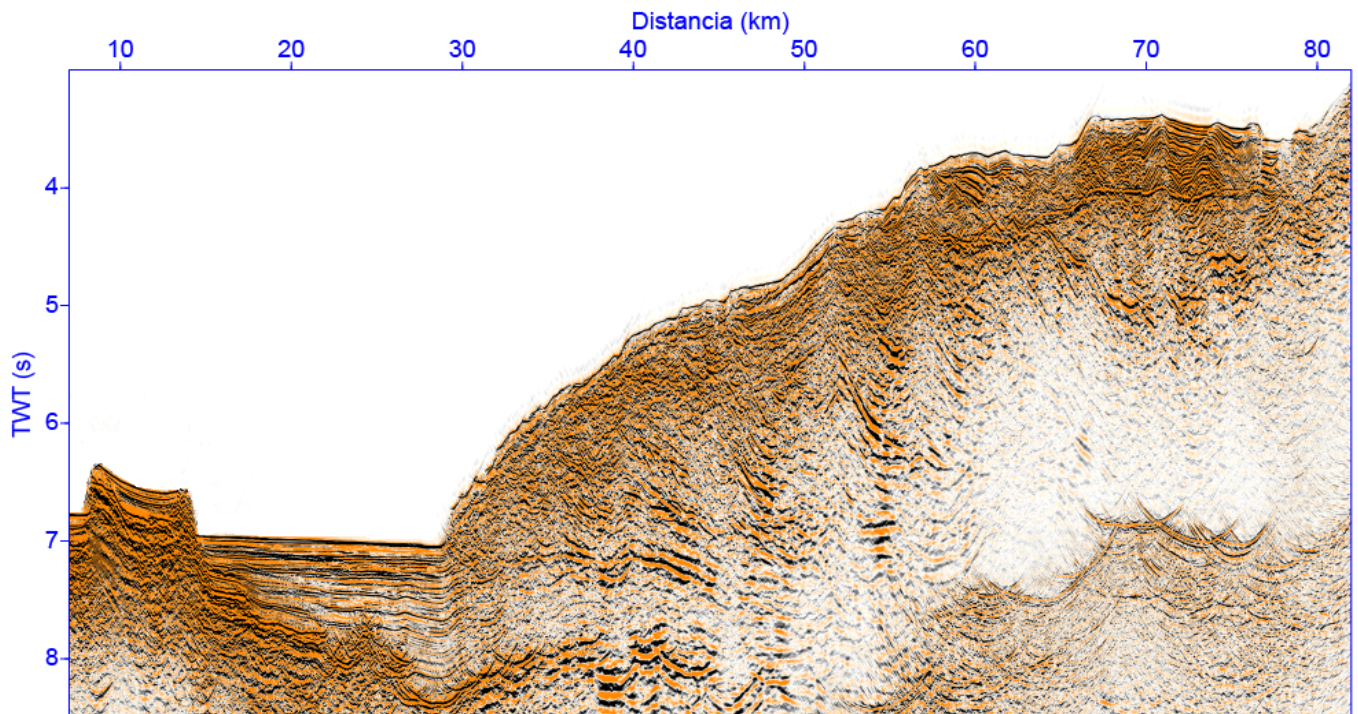


Figura 6.7: Perfil sísmico de la línea MC39, mostrando el mismo segmento que el reportado en [Maksymowicz et al., 2017]. No se interpretan las estructuras en la Figura para que el lector pueda comparar libremente con la Figura 6.6.

El modelo de profundidad para la línea sísmica MC39 fue obtenido mediante migración pre-apilamiento de Kirchhoff en tiempo y luego transformado a profundidad usando la velocidad de intervalo. Este es comparado con el modelo de profundidad P03 reportado en Contreras-Reyes et al. (2017), el cual fue obtenido por sísmica de gran ángulo (Figura 6.8) y corresponde al mismo tramo de la línea MC39.

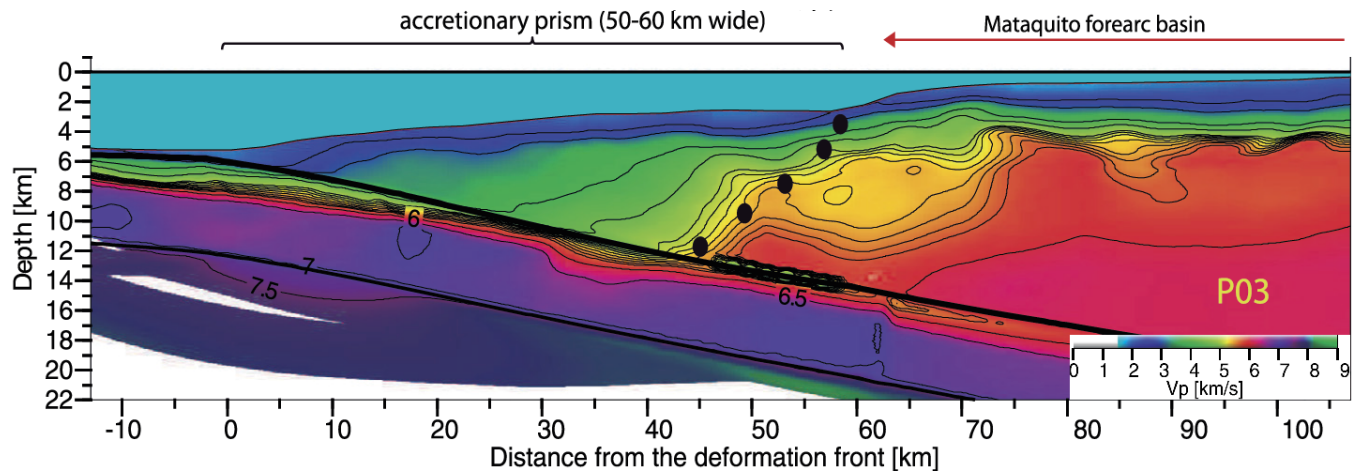


Figura 6.8: Perfil de profundidad P03 obtenido por sísmica de alto ángulo [Contreras-Reyes et al., 2017], este corresponde al mismo tramo de la línea MC39. Los puntos negros indican el *back stop*.

Para realizar la comparación se procede a superponer el perfil de sísmica de reflexión MC39 convertido a profundidad con el perfil P03 reportado en [Contreras-Reyes et al., 2017]. Esta comparación puede apreciarse en la Figura 6.9, en esta se aprecia lo siguiente:

- La superficie del suelo marino coinciden al momento de realizar la comparación. Sin embargo, el espesor de los sedimentos en la fosa es menor en el perfil P03.

- En ambos modelos la base del canal de subducción sigue la misma trayectoria.

- Se aprecia que el ancho del prisma de acreción para la línea sísmica MC39 es de aproximadamente 50 km.

De los análisis hechos para los perfiles sísmicos MC37 y MC39 se puede apreciar que la sísmica de refracción y de reflexión son complementarias. De la primera, se puede obtener las velocidades del sector a profundidades que no serían posibles con sísmica de reflexión, lo que permite obtener la ubicación aproximada del *back stop* que separa el prisma de acreción de la cuenca de antearco, las velocidades encontradas son un modelo fiable para realizar las migraciones de los perfiles sísmicos de reflexión. Debido a la mayor resolución superficial que tiene la sísmica de reflexión (en comparación a la sísmica de refracción), se puede determinar lo siguiente:

-Los tipos de fallas en los distintos sectores del perfil sísmico, como por ejemplo, fallas inversas de bajo ángulo y fallas de despegue en el prisma frontal.

-La ubicación de frente de deformación un poco más precisa que la determinada por sísmica de refracción.

-El espesor de los sedimentos horizontales y no deformados en la fosa es de 0.3 km en el perfil MC37 y de 0.2 km en el perfil MC39.

-El ancho del prisma de acreción y el ancho del canal de subducción para el perfil MC37 son de ~ 60 km y ~ 0.45 km respectivamente, mientras que el ancho del prisma de acreción y el ancho del canal de subducción para el perfil MC39 son de ~ 50 km y ~ 0.87 km respectivamente. Esto quiere decir que los sedimentos en MC37 tienden a acrecionarse en el prisma de acreción (en comparación a MC39) y los sedimentos en MC39 tienden subductar por el canal de subducción (en comparación con MC37).

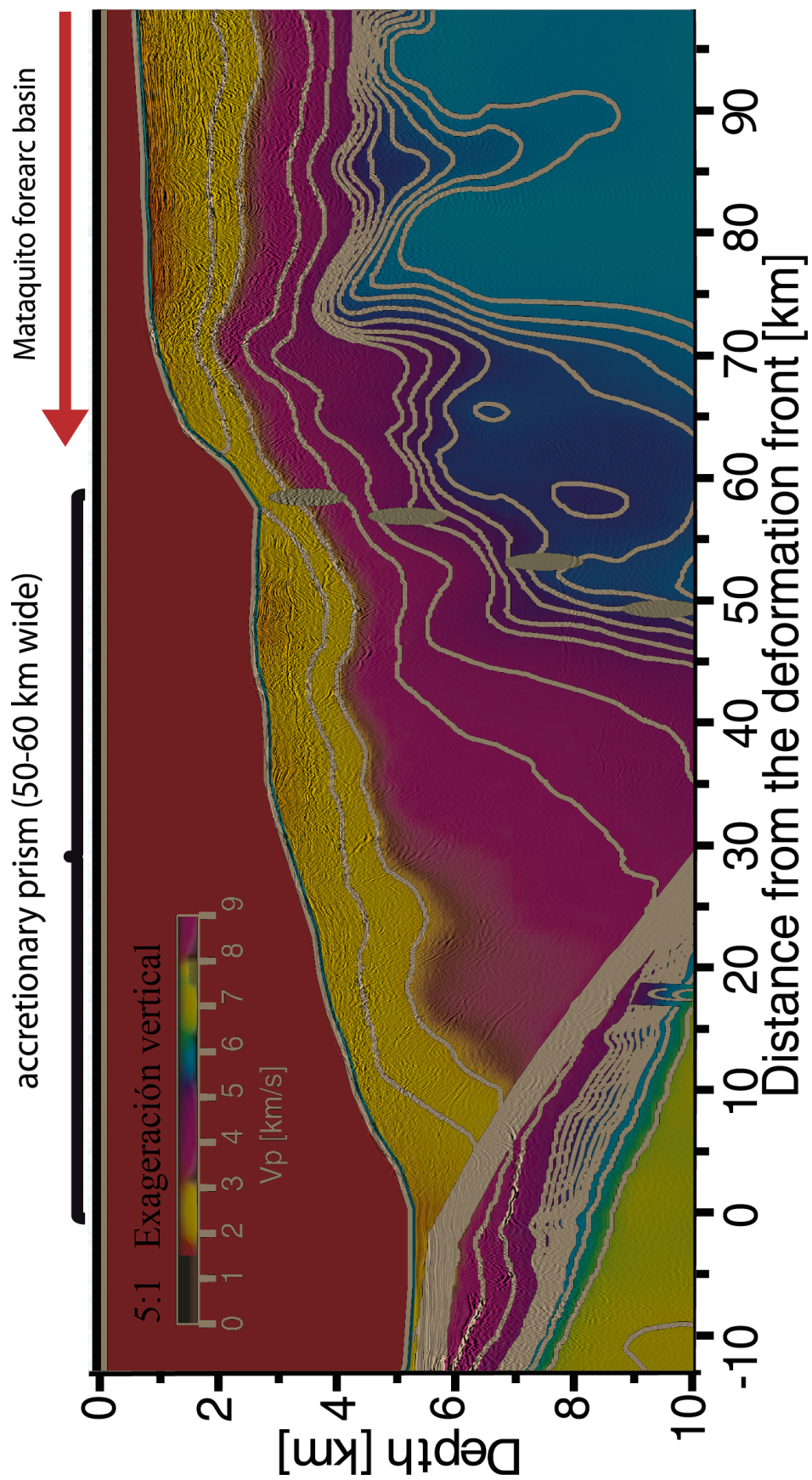


Figura 6.9: Comparación del perfil P03 reportado en [Contreras-Reyes et al., 2017] con la línea sísmica MC39 transformada a profundidad.

Conclusiones

En la presente Tesis se estudiaron dos perfiles de reflexión sísmica de alta resolución ubicados entre los 34° y 35.5° S, zona epicentral del terremoto del Maule del 27 de febrero de 2010. Los perfiles sísmicos estudiados muestran de una forma detallada las estructura geológicas y rasgos geomorfológicos que hay bajo la superficie del suelo oceánico. Estas estructuras son coincidentes con márgenes convergentes y acrecionarios. A continuación se presentan sus principales características:

-En los perfiles sísmicos MC37 y MC39 la migración pre-apilamiento de Kirchhoff reconstruye de una mejor manera las estructuras de la sub-superficie que la migración post-apilamiento de Kirchhoff en el sector del Maule.

-En ambos perfiles se tiene que el segmento del Maule presenta una fosa bien sedimentada. El espesor máximo de los sedimentos en la fosa para la línea sísmica MC37 y MC39 son de 1.6 y 1.5 km respectivamente, lo que corresponde a un margen acrecionario.

-Las fallas inversas de bajo ángulo, con pendiente desde los 10.6° hasta los 23.7° encontradas en el prisma de acreción frontal en los perfiles MC37 y MC39 son producto de esfuerzos compresionales, esto indica que estamos en un margen convergente.

-En el perfil sísmico MC39 presenta un escarpe de aproximadamente 1.5 km de alto, este separa el prisma de acreción de la plataforma continental, por otra parte, el perfil sísmico MC37 presenta una pendiente suave desde el frente de deformación a la plataforma continental.

-En ambos perfiles sísmicos se aprecian BSR en el prisma de acreción, en

general estos están a una profundidad de 0.5 km bajo la superficie marina. La aparición de los BSR está controlada por condiciones de presión y temperatura, por lo que los BSR marcan una isoterma y, por lo tanto, se podrían utilizar para estimar el flujo de calor a través del margen continental, en el sector del Maule.

-El prisma de acreción del perfil sísmico MC37 tiene un ancho de aproximadamente ~ 60 km, mientras que el prisma de acreción del perfil sísmico MC39 tiene un ancho de aproximadamente ~ 50 km.

-En ambos perfiles, el espesor de los sedimentos en el frente de deformación es de aproximadamente 1.5 km. Sin embargo, el ancho del canal de subducción de la línea MC37 es de ~ 0.45 km, mientras que el de la línea MC39 es de ~ 0.87 km.

-Los sedimentos pueden acrecionarse en el prisma de acreción o subducir por el canal de subducción. Por lo que al comparar dos lugares cercanos, en donde la entrada de sedimentos es parecida, es esperable que mientras más grande sea el prisma de acreción, más delgado debe ser el canal de subducción.

-Al comparar perfiles sísmicos antes y después del terremoto del Maule, se aprecia que no hay cambios notorios en los sedimentos que conforman la fosa. Esto puede indicar que el prisma de acreción frontal se comporta de forma asísmica, e impide la deformación de los sedimentos en la fosa.

Bibliografía

- [Angermann et al., 1999] Angermann, D., Klotz, J., and Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the nazca-south america euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3):329–334.
- [Bancroft et al., 1998] Bancroft, J. C., Geiger, H. D., and Margrave, G. F. (1998). The equivalent offset method of prestack time migration. *Geophysics*, 63(6):2042–2053.
- [Bangs and Cande, 1997] Bangs, N. L. and Cande, S. C. (1997). Episodic development of a convergent margin inferred from structures and processes along the southern chile margin. *Tectonics*, 16(3):489–503.
- [Cantos Figuerola, 1974] Cantos Figuerola, J. (1974). Tratado de geofísica aplicada. Technical report.
- [Clift and Vannucchi, 2004] Clift, P. and Vannucchi, P. (2004). Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 42(2).
- [Cohen and Stockwell, 2008] Cohen, J. K. and Stockwell, J. W. (2008). The su user’s manual. *Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines*, pages 1–153.
- [Comte et al., 2016] Comte, D., Carrizo, D., Roecker, S., Ortega-Culaciati, F., and Peyrat, S. (2016). Three-dimensional elastic wave speeds in the northern chile subduction zone: variations in hydration in the supraslab mantle. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 207(2):1080–1105.
- [Contardo et al., 2008] Contardo, X., Cembrano, J., Jensen, A., and 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):206–218.

- [Contreras-Reyes et al., 2010] Contreras-Reyes, E., Flueh, E. R., and 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).
- [Contreras-Reyes and Garay, 2018] Contreras-Reyes, E. and Garay, J. (2018). Flexural modeling of the elastic lithosphere at an ocean trench: A parameter sensitivity analysis using analytical solutions. *Journal of Geodynamics*, 113:1–12.
- [Contreras-Reyes et al., 2011] Contreras-Reyes, E., Grevemeyer, I., Watts, A. B., Flueh, E. R., Peirce, C., Moeller, S., and Papenberg, C. (2011). Deep seismic structure of the Tonga subduction zone: Implications for mantle hydration, tectonic erosion, and arc magmatism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B10).
- [Contreras-Reyes et al., 2017] Contreras-Reyes, E., Maksymowicz, A., Lange, D., Grevemeyer, I., Muñoz-Linford, P., and Moscoso, E. (2017). On the relationship between structure, morphology and large coseismic slip: A case study of the Mw 8.8 Maule, Chile 2010 earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 478:27–39.
- [Contreras-Reyes and Osses, 2010] Contreras-Reyes, E. and Osses, A. (2010). Lithospheric flexure modelling seaward of the Chile trench: implications for oceanic plate weakening in the trench outer rise region. *Geophysical Journal International*, 182(1):97–112.
- [Contreras-Reyes et al., 2016] Contreras-Reyes, E., Völker, D., Bialas, J., Moscoso, E., and Grevemeyer, I. (2016). Reloca slide: an 24km^3 submarine mass-wasting event in response to over-steepening and failure of the central Chilean continental slope. *Terra Nova*, 28(4):257–264.
- [Contreras Reyes, 2003] Contreras Reyes, E. E. (2003). Caracterización sísmica del monte submarino o’Higgins, tesis para optar al grado de magíster.
- [DeCelles et al.,] DeCelles, P. G., Ducea, M. N., Carrapa, B., and Kapp, P. A. Geodynamics of a cordilleran orogenic system.
- [DeMets et al., 2010] DeMets, C., Gordon, R. G., and Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1):1–80.
- [Dix, 1955] Dix, C. H. (1955). Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics*, 20(1):68–86.

- [Frisch et al., 2010] Frisch, W., Meschede, M., and Blakey, R. C. (2010). *Plate tectonics: continental drift and mountain building*. Springer Science & Business Media.
- [Han et al., 2010] Han, S.-C., Sauber, J., and Luthcke, S. (2010). Regional gravity decrease after the 2010 maule (chile) earthquake indicates large-scale mass redistribution. *Geophysical Research Letters*, 37(23).
- [Huene et al., 1997] Huene, R. v., Corvalán, J., Flueh, E., Hinz, K., Korstgard, J., Ranero, C., and Weinrebe, W. (1997). Tectonic control of the subducting juan fernández ridge on the andean margin near valparaiso, chile. *Tectonics*, 16(3):474–488.
- [Lange et al., 2016] Lange, D., Geersen, J., Barrientos, S., Moreno, M., Grevemeyer, I., Contreras-Reyes, E., and Kopp, H. (2016). Aftershock seismicity and tectonic setting of the 2015 September 16 Mw 8.3 Illapel earthquake, Central Chile. **Geophysical Journal International**, 206(2):1424–1430.
- [Laursen et al., 2002] Laursen, J., Scholl, D. W., and 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).
- [Lieser et al., 2014] Lieser, K., Grevemeyer, I., Lange, D., Flueh, E., Tilmann, F., and Contreras-Reyes, E. (2014). Splay fault activity revealed by aftershocks of the 2010 mw 8.8 maule earthquake, central chile. *Geology*, 42(9):823–826.
- [Lomnitz, 1971] Lomnitz, C. (1971). Grandes terremotos y tsunamis en chile durante el periodo 1535–1955. *Geofis. Panamericana*, 1:151–178.
- [Maksymowicz, 2015] Maksymowicz, A. (2015). The geometry of the chilean continental wedge: Tectonic segmentation of subduction processes off chile. *Tectonophysics*, 659:183–196.
- [Maksymowicz et al., 2017] Maksymowicz, A., Chadwell, C., Ruiz, J., Tréhu, A., Contreras-Reyes, E., Weinrebe, W., Díaz-Naveas, J., Gibson, J., Lonsdale, P., and Tryon, M. (2017). Coseismic seafloor deformation in the trench region during the mw8. 8 maule megathrust earthquake. *Scientific Reports*, 7.
- [Maksymowicz et al., 2015] Maksymowicz, A., Tréhu, A. M., Contreras-Reyes, E., and Ruiz, S. (2015). Density-depth model of the continental wedge at the maximum slip segment of the Maule Mw 8. 8 megathrust earthquake. **Earth**

and *Planetary Science Letters*, 409:265–277.

- [Martín, 2013] Martín, D. A. O. S. (2013). *Perl Para Geocientíficos*. Trafford.
- [Melnick et al., 2012] Melnick, D., Moreno, M., Cisternas, M., and Tassara, A. (2012). Darwin seismic gap closed by the 2010 maule earthquake. *Andean Geology*, 39(3):558–563.
- [Mienert and Bünz, 2014] Mienert, J. and Bünz, S. (2014). Bottom-simulating seismic reflectors (bsrs). *Encyclopedia of Marine Geosciences*, pages 1–9.
- [Mordojevich, 1974] Mordojevich, C. (1974). Geology of a part of the pacific margin of chile. In *The Geology of Continental Margins*, pages 591–598. Springer.
- [Moreno et al., 2010] Moreno, M., Rosenau, M., and Oncken, O. (2010). 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone. **Nature**, 467(7312):198.
- [Moreno et al., 2009] Moreno, M. S., Bolte, J., Klotz, J., and Melnick, D. (2009). Impact of megathrust geometry on inversion of coseismic slip from geodetic data: Application to the 1960 Chile earthquake. **Geophysical Research Letters**, 36(16).
- [Moscoso and Grevemeyer, 2015] Moscoso, E. and Grevemeyer, I. (2015). Bending-related faulting of the incoming oceanic plate and its effect on lithospheric hydration and seismicity: A passive and active seismological study offshore Maule, Chile. **Journal of Geodynamics**, 90:58–70.
- [Moscoso et al., 2011] Moscoso, E., Grevemeyer, I., Contreras-Reyes, E., Flueh, E. R., Dzierma, Y., Rabbel, W., and Thorwart, M. (2011). Revealing the deep structure and rupture plane of the 2010 maule, chile earthquake (mw= 8.8) using wide angle seismic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(1):147–155.
- [Muñoz Linford, 2015] Muñoz Linford, P. K. (2015). Caracterización sísmica del antearco marino en la zona epicentral del mega-terremoto del maule 2010, tesis para optar al grado de magíster.
- [Mussett and Aftab Khan, 2000] Mussett, A. E. and Aftab Khan, M. (2000). Looking into the earth. *Looking into the Earth, by Alan E. Mussett and M. Aftab Khan and Illustrated by Sue Button, pp. 496. ISBN 0521780853. Cambridge, UK: Cambridge University Press, October 2000.*, page 496.

- [Onajite, 2013] Onajite, E. (2013). *Seismic data analysis techniques in hydrocarbon exploration*. Elsevier.
- [Pollitz et al., 2011] Pollitz, F. F., Brooks, B., Tong, X., Bevis, M. G., Foster, J. H., Bürgmann, R., Smalley, R., Vigny, C., Socquet, A., Ruegg, J.-C., et al. (2011). Coseismic slip distribution of the february 27, 2010 mw 8.8 maule, chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38(9).
- [Rodrigo et al., 2009] Rodrigo, C., González-Fernández, A., and Vera, E. (2009). Variability of the bottom-simulating reflector (bsr) and its association with tectonic structures in the chilean margin between arauco gulf (37 s) and valdivia (40 s). *Marine Geophysical Researches*, 30(1):1–19.
- [Rodríguez et al., 2008] Rodríguez, M. P. et al. (2008). *Geología. Dinámica y evolución de la Tierra*. Editorial Paraninfo.
- [Ruegg et al., 2009] Ruegg, J., Rudloff, A., Vigny, C., Madariaga, R., De Chabaliér, J., Campos, J., Kausel, E., Barrientos, S., and Dimitrov, D. (2009). Interseismic strain accumulation measured by gps in the seismic gap between constitución and concepción in chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1):78–85.
- [Ruiz et al., 2013] Ruiz, S., Grandin, R., Dionicio, V., Satriano, C., Fuenzalida, A., Vigny, C., Kiraly, E., Meyer, C., Baez, J. C., Riquelme, S., et al. (2013). The Constitución earthquake of 25 March 2012: a large aftershock of the Maule earthquake near the bottom of the seismogenic zone. **Earth and Planetary Science Letters**, 377:347–357.
- [Ruiz and Madariaga, 2018] Ruiz, S. and Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. **Tectonophysics**.
- [Ruiz et al., 2012] Ruiz, S., Madariaga, R., Astroza, M., Saragoni, G. R., Lancieri, M., Vigny, C., and Campos, J. (2012). Short-period rupture process of the 2010 mw 8.8 maule earthquake in chile. *Earthquake Spectra*, 28(S1):S1–S18.
- [Scholl et al., 1970] Scholl, D. W., Christensen, M. N., Von Huene, R., and Marlow, M. S. (1970). Peru-chile trench sediments and sea-floor spreading. *Geological Society of America Bulletin*, 81(5):1339–1360.
- [Science for a changing world, 2001] Science for a changing world, U. (2001). Descripción de cmp.
- [Stockwell, 2017] Stockwell, J. W. (2017). A course in geophysical image

- processing with seismic unixl. *Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines*, pages 1–241.
- [Taner and Koehler, 1969] Taner, M. T. and Koehler, F. (1969). Velocity spectra—digital computer derivation applications of velocity functions. *Geophysics*, 34(6):859–881.
- [Tong et al., 2010] Tong, X., Sandwell, D., Luttrell, K., Brooks, B., Bevis, M., Shimada, M., Foster, J., Smalley, R., Parra, H., Báez Soto, J. C., et al. (2010). The 2010 maule, chile earthquake: Downdip rupture limit revealed by space geodesy. *Geophysical Research Letters*, 37(24).
- [Turcotte and Schubert, 2002] Turcotte, D. and Schubert, G. (2002). *Geodynamics*.
- [Van der Pluijm and Marshak, 2004] Van der Pluijm, B. and Marshak, S. (2004). *Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics*. W.W. Norton.
- [Veeken, 2006] Veeken, P. C. (2006). *Seismic stratigraphy, basin analysis and reservoir characterisation*, volume 37. Elsevier.
- [Vigny et al., 2011] Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J.-C., Métois, M., Madariaga, R., Morvan, S., Lancieri, M., Lacassin, R., Campos, J., et al. (2011). The 2010 mw 8.8 maule megathrust earthquake of central chile, monitored by gps. *Science*, 332(6036):1417–1421.
- [Völker et al., 2013] Völker, D., Geersen, J., Contreras-Reyes, E., and Reichert, C. (2013). Sedimentary fill of the chile trench (32–46° s): volumetric distribution and causal factors. *Journal of the Geological Society*, 170(5):723–736.
- [Völker et al., 2014] Völker, D., Geersen, J., Contreras-Reyes, E., Sellanes, J., Pantoja, S., Rabbal, W., Thorwart, M., Reichert, C., Block, M., and Weinrebe, W. R. (2014). Morphology and geology of the continental shelf and upper slope of southern central chile (33 s–43 s). *International Journal of Earth Sciences*, 103(7):1765–1787.
- [Völker et al., 2009] Völker, D., Weinrebe, R. W., Behrmann, J. H., Bialas, J., and Klaeschen, D. (2009). Mass wasting at the base of the south central chilean continental margin: the reloca slide. *Advances in Geosciences*, 7:1–13.
- [Völker et al., 2006] Völker, D., Wiedicke, M., Ladage, S., Gaedicke, C., Reichert, C., Rauch, K., Kramer, W., and Heubeck, C. (2006). Latitudinal

variation in sedimentary processes in the peru-chile trench off central chile. In *The Andes*, pages 193–216. Springer.

- [von Huene and Ranero, 2003] von Huene, R. and Ranero, C. R. (2003). Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off antofagasta, chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2).
- [Yáñez et al., 2001] Yáñez, G. A., Ranero, C. R., Huene, R., and 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: Solid Earth*, 106(B4):6325–6345.
- [Yilmaz, 2001] Yilmaz, Ö. (2001). *Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data*. Society of exploration geophysicists.
- [Yue et al., 2014] Yue, H., Lay, T., Rivera, L., An, C., Vigny, C., Tong, X., and Báez Soto, J. C. (2014). Localized fault slip to the trench in the 2010 maule, chile mw= 8.8 earthquake from joint inversion of high-rate gps, teleseismic body waves, insar, campaign gps, and tsunami observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(10):7786–7804.

Apéndice A

Migración de Kirchhoff

La presente sección esta basada en el libro [Yilmaz, 2001], página 1343.

La solución integral de Kirchhoff a la ecuación de onda escalar

$$\left[\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} - \frac{1}{v^2(x, y, z)} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \right] P(x, y, z; t) = 0 \quad (\text{A.1})$$

es una representación matemática del principio de Huygens. Donde $P(x, y, z; t)$ es la presión del campo de ondas propagándose en el medio con velocidad $v(x, y, z)$. El principio de Huygens afirma que la perturbación de la presión en el tiempo $t + \Delta t$ es la superposición de las ondas esféricas generadas por las fuentes puntuales en el instante t .

Considerando la geometría de la Figura A.1 de un punto el cual produce una difracción en la posición $S(x, y, z)$ y una superficie A donde se observa el campo de onda generado. La superficie A es solo una porción de una superficie cerrada y es la apertura de observación sobre dicha superficie. Por conveniencia, se toma la localización del receptor $R(0, 0, 0)$ en la superficie de observación A para estar en el origen del sistema de coordenadas.

También por conveniencia se aplica la transformada de Fourier al campo de onda en la dirección del tiempo

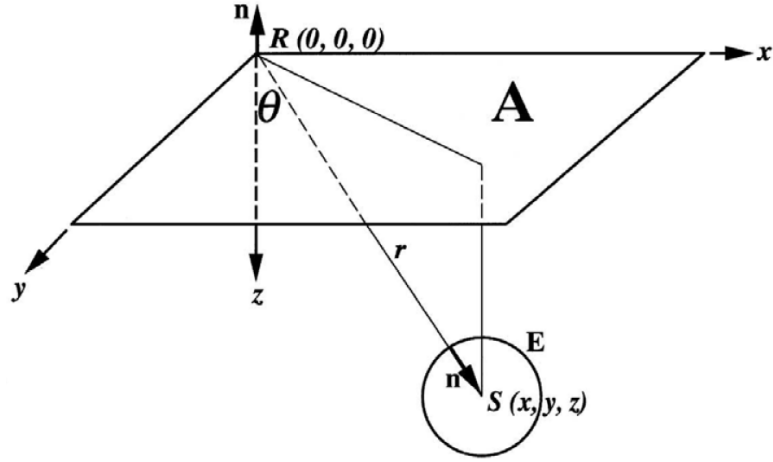


Figura A.1: Geometría usada para calcular la solución integral de Kirchoff en la ecuación de onda escalar [Yilmaz, 2001]

$$P(x, y, z; \omega) = \int P(x, y, z; t) \exp(-i\omega t) dt \quad (\text{A.2a})$$

$$P(x, y, z; t) = \int P(x, y, z; \omega) \exp(i\omega t) d\omega \quad (\text{A.2b})$$

Donde ω es la frecuencia angular y la Ecuación A.2b es la transformada inversa de Fourier en el tiempo.

Aplicando la transformada de Fourier a la Ecuación A.1 en la dirección del tiempo se obtiene

$$\left(\nabla^2 + \frac{\omega^2}{v^2} \right) P(x, y, z; \omega) = 0 \quad (\text{A.3})$$

Donde ∇^2 es el operador laplaciano $\nabla^2 P = \left[\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right] P$

Intuitivamente se puede afirmar que lo observado en la superficie A es lo que se generó en la fuente S. Esta afirmación es expresada matemáticamente por el teorema de la divergencia de Gauss como

$$\int_V \nabla^2 P dV = \int_A \frac{\partial P}{\partial n} dA \quad (\text{A.4})$$

donde V es el volumen de la región encerrada por la superficie A y la derivada $\frac{\partial P}{\partial n}$ es tomada normal a la superficie A y saliendo de esta.

Se necesita resolver la Ecuación A.3 para cada componente de la frecuencia ω y sumar las soluciones resultantes sobre todas las componentes de la frecuencia para así obtener el campo de onda en la fuente $P(x, y, z; t = 0)$.

La solución obtenida por Kirchhoff en 1882 requiere una función de Green que describa la propagación hacia afuera desde una fuente puntual con simetría esférica como

$$G(r, \omega) = \frac{1}{r} \exp\left(-i\frac{\omega r}{v}\right) \quad (\text{A.5})$$

Donde $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ es la distancia entre el punto de observación y la ubicación de la fuente. La Ecuación de Green dada por A.5, es una solución válida a la Ecuación A.3.

$$\left(\nabla^2 + \frac{\omega^2}{v^2}\right) G(x, y, z; \omega) = 0 \quad (\text{A.6})$$

Reescribiendo la Ecuación A.4 multiplicando por ambos lados la Ecuación de Green A.5 se obtiene la Ecuación A.7a:

$$\int_V G \nabla^2 P dV = \int_A G \frac{\partial P}{\partial n} dA \quad (\text{A.7a})$$

$$\int_V P \nabla^2 G dV = \int_A P \frac{\partial G}{\partial n} dA \quad (\text{A.7b})$$

Se puede reescribir la Ecuación A.7a intercambiando la función de onda P con la función de Green G , con lo que se obtiene A.7b.

Restando la Ecuación A.7b a A.7a se obtiene

$$\int_V (G \nabla^2 P - P \nabla^2 G) dV = \int_A \left(G \frac{\partial P}{\partial n} - P \frac{\partial G}{\partial n} \right) dA \quad (\text{A.8})$$

La Ecuación A.8 es conocida como el teorema de Green. Usando las Ecuaciones A.3 y A.6 en el lado izquierdo de la Ecuación A.8

$$\int_V (G\nabla^2 P - P\nabla^2 G) dV = \int_V \left(-G\frac{\omega^2}{v^2}P + P\frac{\omega^2}{v^2}G \right) dV$$

De donde se obtiene

$$\int_V (G\nabla^2 P - P\nabla^2 G) dV = 0 \quad (\text{A.9})$$

Ahora hay que poner atención en el lado derecho de la Ecuación A.8. La función de Green definida en la Ecuación A.5 se vuelve infinita si el origen esta localizado en la fuente S , por tanto se necesita colocar este punto dentro de una superficie cerrada infinitesimalmente pequeña E . Entonces para poder calcular el lado derecho de la Ecuación A.8 hay que dividirla en dos partes, una para la superficie E y una para la superficie A .

Sustituyendo la Ecuación A.5 en el lado derecho de la Ecuación A.8 y notando de la Figura A.1 que para la superficie E se cumple $\frac{\partial}{\partial n} = -\frac{\partial}{\partial r}$:

$$\int_E \left(G\frac{\partial P}{\partial n} - P\frac{\partial G}{\partial n} \right) dE = \int_E \left[-\frac{1}{r} \exp\left(-i\frac{\omega}{v}r\right) \frac{\partial P}{\partial r} + P\frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{1}{r} \exp\left(-i\frac{\omega}{v}r\right) \right) \right] r^2 d\Omega \quad (\text{A.10a})$$

Donde $dE = r^2 d\Omega$ y Ω es el ángulo solido alrededor de la fuente puntual S en la Figura A.1. Aplicando la derivada con respecto a r y simplificando el lado derecho de la Ecuación A.10a se obtiene:

$$\int_E \left(G\frac{\partial P}{\partial n} - P\frac{\partial G}{\partial n} \right) dE = - \int_E \exp\left(-i\frac{\omega}{v}r\right) \left(r\frac{\partial P}{\partial r} + P + i\frac{\omega}{v}rP \right) d\Omega \quad (\text{A.10b})$$

Finalmente tomando el limite $r \rightarrow 0$ se obtiene que la contribución de la superficie E es:

$$\int_E \left(G\frac{\partial P}{\partial n} - P\frac{\partial G}{\partial n} \right) dE = -4\pi P \quad (\text{A.11})$$

Sustituyendo la Ecuacion A.5 en el lado derecho de la Ecuación A.8 para la superficie A , y apreciando de la Figura A.1 que $\frac{\partial}{\partial n} = -\frac{\partial}{\partial z}$:

$$\int_A \left(G \frac{\partial P}{\partial n} - P \frac{\partial G}{\partial n} \right) dA = \int_A \left[-\frac{1}{r} \exp\left(-i\frac{\omega}{v}r\right) \frac{\partial P}{\partial z} + P \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{r} \exp\left(-i\frac{\omega}{v}r\right) \right) \right] dA \quad (\text{A.12})$$

Para realizar la derivada con respecto a z , se puede apreciar de la Figura A.1 que $\frac{\partial r}{\partial z} = \cos(\theta)$, simplificando el lado derecho de la Ecuación A.12 se obtiene:

$$\int_A \left(G \frac{\partial P}{\partial n} - P \frac{\partial G}{\partial n} \right) dA = - \int_A \exp\left(-i\frac{\omega}{v}r\right) \left(\frac{1}{r} \frac{\partial P}{\partial z} + \frac{\cos\theta}{r^2} P + i\frac{\omega}{v} \frac{\cos\theta}{r} P \right) dA \quad (\text{A.13})$$

La contribución total al lado derecho de la Ecuación A.8 es la suma de las Ecuaciones A.11 y A.13 y como el lado izquierdo de la Ecuación A.8 es cero (Ecuación A.9), se tiene que:

$$4\pi P = \int_A \exp\left(-i\frac{\omega}{v}r\right) \left(\frac{1}{r} \frac{\partial P}{\partial z} + \frac{\cos\theta}{r^2} P + i\frac{\omega}{v} \frac{\cos\theta}{r} P \right) dA \quad (\text{A.14})$$

Recordando que $P = P(x, y, z; \omega)$ en la Ecuación A.14 y multiplicamos ambos lados por $\exp(i\omega t)$ e integrando sobre la frecuencia ω . El lado izquierdo de la Ecuación se convierte entonces en $P(x, y, z; t)$ a través de la transformada de Fourier inversa como en la Ecuación A.2a. Así, la expresión resultante es

$$P(x, y, z; t) = \frac{1}{4\pi} \int_{\omega} \int_A \left(\frac{1}{r} \frac{\partial P}{\partial z} + \frac{\cos\theta}{r^2} P + i\frac{\omega}{v} \frac{\cos\theta}{r} P \right) \exp\left[-i\omega \left(t - \frac{r}{v} \right)\right] dA d\omega \quad (\text{A.15})$$

Definiendo la variable $\tau = t - \frac{r}{v}$ como tiempo retardado. $P(\omega)$ es la transformada de Fourier de $P(t)$, entonces $\exp(-i\omega \frac{r}{v}) P(\omega)$ es la transformada de Fourier de $P(\tau = t - \frac{r}{v})$. Además, si $P(\omega)$ es la transformada de Fourier de $P(t)$, entonces $i\omega P(\omega)$ es la transformada de Fourier de $\frac{\partial P}{\partial t}$. Usando estas relaciones en la Ecuación A.15 y aplicando la transformada de Fourier inversa a la derecha se obtiene:

$$P(x, y, z; \tau) = \frac{1}{4\pi} \int_A \left(\frac{1}{r} \left[\frac{\partial P}{\partial z} \right] + \frac{\cos\theta}{r^2} [P] + \frac{\cos\theta}{vr} \left[\frac{\partial P}{\partial t} \right] \right) dA \quad (\text{A.16})$$

Donde $[P]$ significa que la integración sobre el área A se realiza usando el campo de ondas P en el tiempo retardado $\tau = t - \frac{r}{v}$.

El primer término depende del gradiente vertical del campo de onda $\frac{\partial P}{\partial z}$. El segundo término se llama de campo cercano, ya que se decae como $\frac{1}{r^2}$. Ambos términos son despreciables en la migración sísmica. El tercer término se llama término de campo lejano y es la base de la migración de Kirchhoff. Escribiendo lo anterior en su forma discreta, se obtiene:

$$P_{out} = \frac{\Delta x \Delta y}{4\pi} \sum_A \frac{\cos\theta}{vr} \frac{\partial P_{in}}{\partial t} \quad (\text{A.17})$$

donde Δx es el espacio de las trazas en la línea sísmica paralela a la dirección de adquisición y Δy es el espacio de las trazas en la línea sísmica perpendicular a la dirección de adquisición, $P_{out} = P(x_{out}, y_{out}, z; \tau = \frac{2z}{v})$ es la salida de la migración usando como entrada el campo de ondas $P_{in} = P(x_{in}, y_{in}, z = 0; \tau = t - r/v)$ dentro de una apertura A .

Apéndice B

Códigos de Seismic Unix

En el presente apéndice se presentan los códigos usados para desarrollar esta Tesis. Por lo demás, los códigos fueron escritos en bash.

Código 1: Transforma los archivos de SEG-D a SU, posteriormente les asigna una geometría a los disparos a lo largo de las líneas sísmicas y finalmente le asigna un punto medio común (CMP) a cada traza del perfil sísmico.

```
#!/bin/sh
#
# Pone offset, sx, gx, cdp en archivos de SP
#
# *****
#
bin=6.25
#d = 2 * bin
d='bc -l << END
$bin*2
END'
#

dxsp=50    # Distancia entre disparos
dxgf=12.5  # Distancia entre hidrófonos
offg1=220  # Distancia al primer hidrófono
asx=-47446 # Punto de referencia arbitrario

for file in R??????.RAW
do
```

```

spnum='strings -a $file | head -n10 | grep UTC | cut -c37-42'

wdepth='strings -a $file | head -n10 | grep UTC | cut -c81-86'

num='ls $file | cut -c1-7'

segdread tape=$file use_stdio=1 |
sushw key=ep,swdep a=$spnum,$wdepth |
sushw key=offset a=$offg1 b=$dxgf |
suchw key1=sx key2=ep a=$asx b=$dxsp |
suchw key1=gx key2=sx key3=offset b=1 c=-1 |
suchw key1=cdp key2=sx key3=gx b=1 c=1 d=$d |
sufilter f=90,120 amps=1.,0. | suresamp nt=4001 dt=0.004 > $num.su

echo $file $spnum $wdepth

done

```

Código 2: Realiza el NMO y el apilamiento al archivo sísmico.

```

#!/bin/sh

entrada=archivo_sismico.su

#El archivo de entrada debe estar ordenado por cdp offset

sunmo < $entrada smute=1.4 cdp=cdp1,cdp2 \
tnmo=t1_{cdp1},t2_{cdp1} \
vnmo=v1_{cdp1},v2_{cdp1} \
tnmo=t1_{cdp2},t2_{cdp2} \
vnmo=v1_{cdp2},v2_{cdp2} \
voutfile=vel_rms.bin |
sustack > stack_entrada

```

Código 3: Realiza la migración post-apilamiento de Kurchhoff en tiempo a la línea sísmica.

```
#!/bin/sh

entrada=archivo_sismico.su

#El archivo de entrada debe estar corregido con
sufrac phasefac=.25 y apilado

vfile=vel_rms.bin # velocidad rms en función de cdp y tiempo

firstcdp=fcdpdata # primer cdp en el archivo de velocidades

lastcdp=lcdpdata # último cdp en el archivo de velocidades

dx=6.25          # espacio entre trazas

hoffset=0        # mitad de la distancia fuente-receptor

suktmig2d vfile=$vfile dx=$dx hoffset=0 firstcdp=$fcdpdata
lastcdp=$lcdpdata < $indata > kt_$indata

exit 0
```

Código 4: Realiza la migración pre-apilamiento de Kurchhoff en tiempo a la línea sísmica [Stockwell, 2017].

```
#!/bin/sh

entrada=archivo_sismico.su

#archivo ordenado por cdp ooffset, sin corrección NMO
y corregido con sufrac phasefac=.25

vfile=vel_rms.bin # velocidad rms en función de cdp y tiempo

firstcdp=fcdpdata # primer cdp en el archivo de velocidades

lastcdp=lcdpdata # último cdp en el archivo de velocidades
```



```

dx=50                # espacio entre trazas

# se divide el archivo de entrada en archivos common-offset

susplit < $entrada key=offset

# se migra cada archivo common-offset

for i in `ls split_* `
do

suktmig2d vfile=$vfile dx=$dx firstcdp=$fcdpdata
lastcdp=$lcdpdata < $i >> kt_$indata

done

rm split*

exit 0

```

Código 5: Convierte las líneas sísmicas de tiempo a profundidad, usando modelos de velocidad conocidos.

Código 5a: El archivo de velocidades *RMS* se separa, talque cada cdp tenga su velocidad *RMS* separada del resto:

```

clear all;
close all
clc;

A=fread(fopen('vel_rms.bin'), [4001,18844], 'float');

%4001 corresponde a la cantidad de muestras temporales
%18844 corresponde a la cantidad de trazas del archivo sísmico

for n=1:4001

    b(n)= (n-1)*0.004;

```

```

end

syms vs t0

for i=1:18844

    a= A(:,i)'/1000 ;

%La velocidad de m/s pasa a km/s

    a=[ a; b];

    nombre=sprintf('%s',num2str(i+99));

    dlmwrite(nombre,a);

end

```

Código 5b: Divide el archivo sísmico en archivos de cdp individuales, luego cada uno de estos se transforma a profundidad usando la velocidad de intervalo.

```

#!/bin/sh

# variables de entrada y salida
INFILE=Perfil_sismico.su
OUTFILE=suttoz_Perfil_sismico.su

rm -rf $OUTFILE

# se separan en archivos cdp, esto es útil, porque el
proceso de suwind es muy lento para archivos grandes

    susplit < $INFILE key=cdp

for i in `ls split_* `
do

#se toma el número del cdp correspondiente al archivo

```

```
echo $i | sed 's/split_cdp000*\(.*\)\.su/\1/' > z1.txt

read z < z1.txt

paste -d = agregar.txt $z > 1.txt

suintvel par=1.txt outpar=2.txt mode=1

#remueve t= y v=

sed 's/.../' 2.txt > 3.txt

t=$(head -n 1 3.txt)
v=$(tail -n 1 3.txt)

suttoz dz=0.004 nz=2500 v=$v t=$t < $i >> $OUTFILE

done

rm -rf split* z1.txt

exit
```

Apéndice C

Sísmica de reflexión del RRS JAMES COOK en el año 2008.

En el año 2008, el buque británico RRS James Cook realizó estudios de sísmica de refracción de gran ángulo. En donde se realizaron tres perfiles perpendiculares al margen y uno paralelo a la fosa. Siendo el propósito principal de estos estudios investigar los posibles procesos de serpentización de la placa oceánica debido a la penetración del agua marina dentro de fracturas, las cuales pueden ser generadas por la flexión de la placa oceánica. Por otra parte, también se realizaron estudios acústicos de alta resolución, entre ellos batimetría, sísmica de reflexión de alta resolución y sísmica con fuente profunda (*deep towed sidescan sonar*); con el fin de investigar las estructuras de fallamiento en el talud y buscar sitios activos de escurrimiento. Actualmente, estos datos pueden usarse para comparar cambios debido al terremoto del Maule ocurrido el 2010.

Los datos de sísmica de reflexión de alta resolución fueron adquiridos mediante un *mini-streamer* de cuatro canales. Estos estaban espaciados por 12 m, y la distancia entre la fuente y el primer canal era de aproximadamente 75 m. Se utilizó un arreglo de varias fuentes sísmicas, las cuales dan un volumen total de 11200 m^3 .

El perfil de reflexión sísmica P02 adquirido por el RRS James Cook es coincidente con el perfil de reflexión sísmica MC37. Este tiene un largo de 197 km (Figura C.1), fue adquirido usando un intervalo de disparos de 60 s, mientras el barco iba a una velocidad de 4 nudos (~ 7.40 km/H), es decir, el espacio entre disparos es de aproximadamente 123.48 m.

Como puede apreciarse en la Figura C.1, el tiempo de adquisición del perfil de reflexión P02 es incorrecto. Debido a esto, se debe corregir el tiempo de llegada de la onda (Figura 6.1).

El perfil de reflexión sísmica P03 adquirido por el RRS James Cook es coincidente con el perfil de reflexión sísmica MC39. Este tiene un largo de 230 km (Figura C.2), fue adquirido usando un intervalo de disparos de 60 s, mientras el barco iba a una velocidad de 5 nudos (~ 9.26 km/H), es decir, el espacio entre disparos es de aproximadamente 154.32 m.

De los cuatro canales de adquisición se eliminó el más lejano debido a al ruido que poseía. Por otra parte, debido a que solo se tienen tres canales y el espacio entre disparos es más grande que el *streamer* no se puede realizar el NMO o definir ventanas CMP. Debido a lo anterior, se decidió apilar los 3 canales por disparo, para así reducir lo más posible el ruido, esto bajo la base que los tres canales están cerca y el NMO no debe ser significativo. Por lo demás, debido a la calidad del perfil sísmico no se logró migrar.

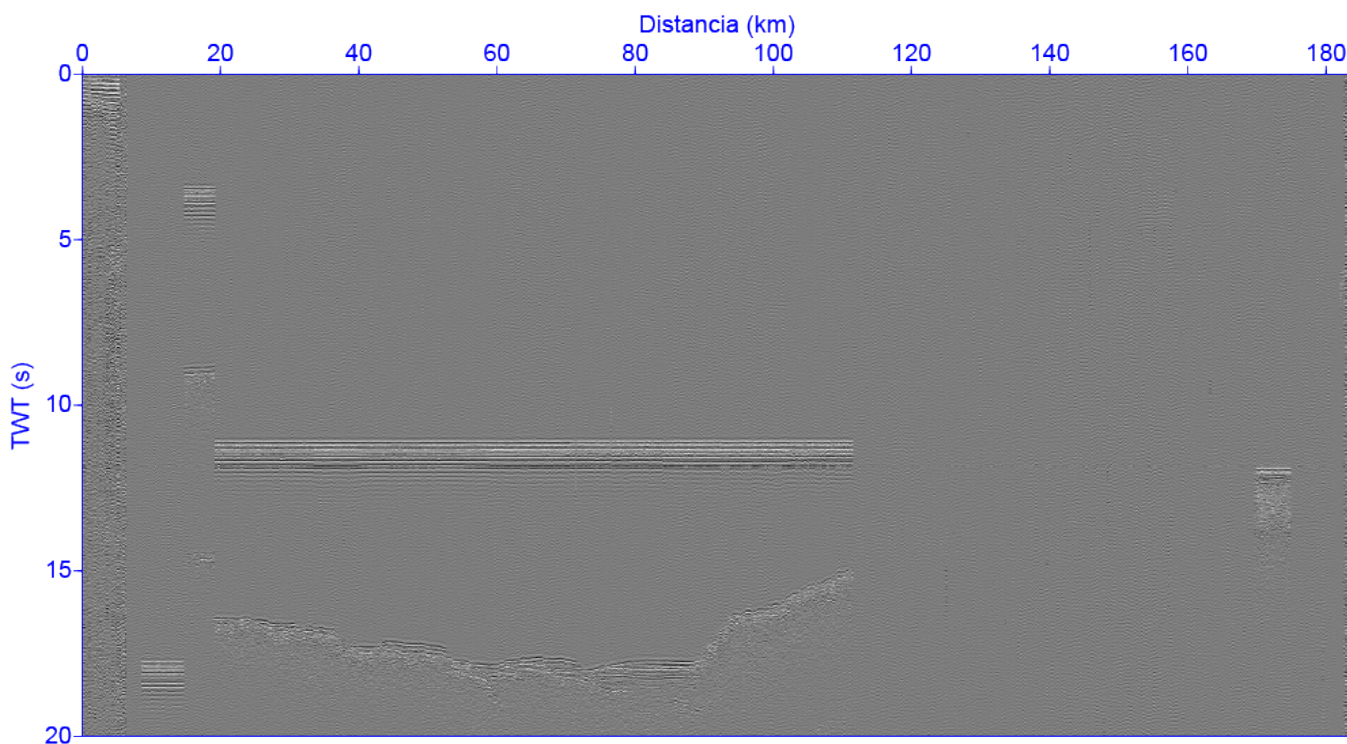


Figura C.1: Perfil de reflexión sísmica P02 adquirido por el RRS James Cook en el 2008, este es coincidente con el perfil de reflexión sísmica MC37.

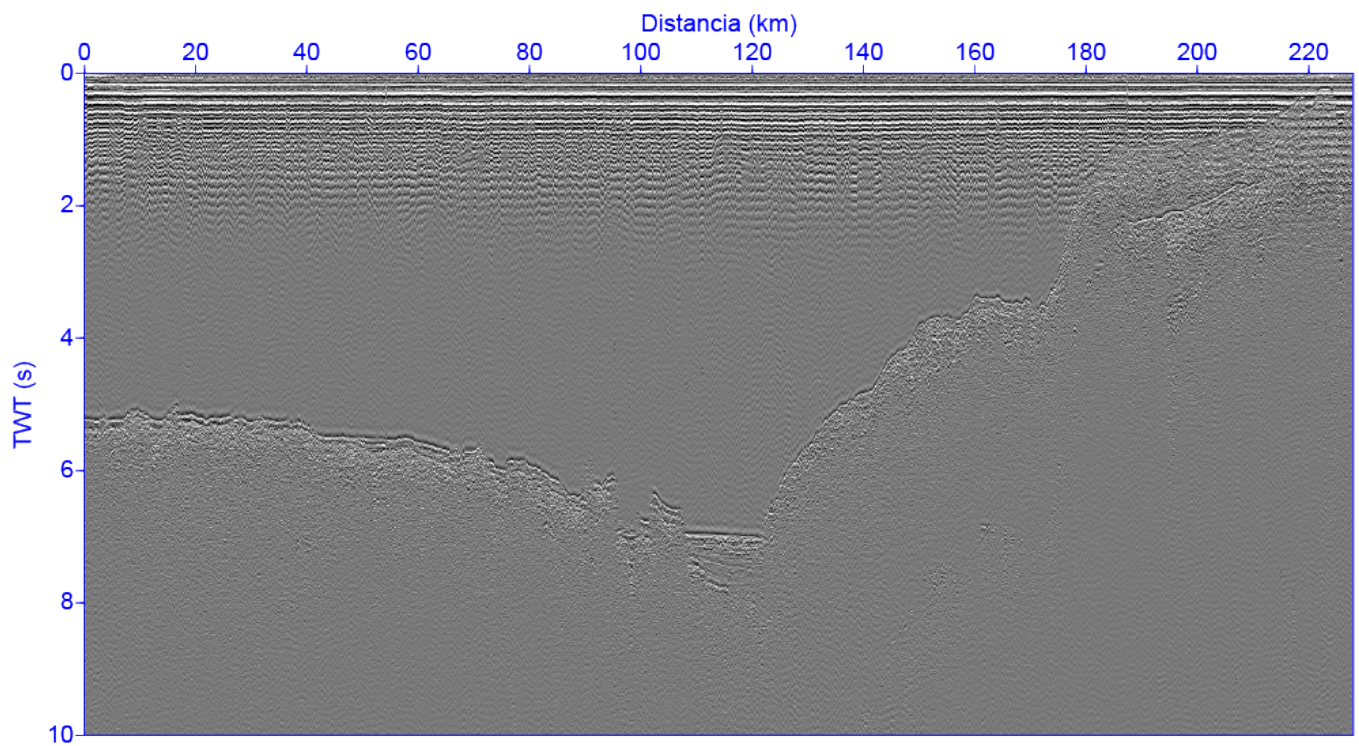


Figura C.2: Perfil de reflexión sísmica P03 adquirido por el RRS James Cook en el 2008, este es coincidente con el perfil de reflexión sísmica MC39.