

TESIS DEFENDIDA POR
Cristián Ricardo Rodrigo Ramírez
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

Dr. Antonio González Fernández
Director del Comité

Dr. Emilio Eduardo Vera Sommer
Co-Director del Comité

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Miembro del Comité

Dr. Carlos Francisco Flores Luna
Miembro del Comité

Dra. Beatriz Martín Atienza
Miembro del Comité

Dr. Fidencio Alejandro Nava
Pichardo
Miembro del Comité

Dr. Juan Contreras Pérez
*Coordinador del programa de
posgrado en Ciencias de la Tierra*

Dr. David Hilario Covarrubias
Rosales
*Encargado del Despacho de la
Dirección de Estudios de Posgrado*

23 de octubre de 2007

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA**



**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**Variabilidad del reflector simulador del fondo (BSR)
y su relación con las estructuras tectónicas
en el margen convergente de Chile entre los 37° y 40° S**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de

DOCTOR EN CIENCIAS

Presenta:

CRISTIÁN RICARDO RODRIGO RAMÍREZ

Ensenada, Baja California, México, 23 de octubre de 2007.

RESUMEN de la tesis de Cristián Ricardo Rodrigo Ramírez, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de DOCTOR EN CIENCIAS en CIENCIAS DE LA TIERRA con orientación en Geofísica Aplicada. Ensenada, Baja California, México. Octubre de 2007.

**VARIABILIDAD DEL REFLECTOR SIMULADOR DEL FONDO (BSR)
Y SU RELACIÓN CON LAS ESTRUCTURAS TECTÓNICAS
EN EL MARGEN CONVERGENTE DE CHILE ENTRE LOS 37° Y 40° S**

Resumen aprobado por:

Dr. Emilio Vera Sommer

Dr. Antonio González Fernández

Registros de sismica multicanal (SMC) de reflexión y batimetría multihaz fueron obtenidos en 2001 por el buque R/V “Sonne” en la zona del margen continental central-sur de Chile. Los datos batimétricos fueron procesados para crear una imagen de la topografía submarina. Se seleccionaron y procesaron tres líneas específicas de SMC para obtener imágenes sísmicas adecuadas para identificar estructuras tectónicas (fallas y fracturas) y el reflector simulador del fondo, el cual es mejor conocido como BSR (Bottom Simulating Reflector). El BSR es el indicador más robusto de la presencia de hidratos de gas, ya que coincide con la base del campo de estabilidad de presión-temperatura del hidrato de gas. El BSR se caracteriza por tener una gran amplitud de reflexión, polaridad negativa y es aproximadamente paralelo al fondo del mar. La estructura de velocidad sísmica del BSR (velocidad de onda P y espesores) fue determinada usando modelado directo 1-D, a través del ajuste de las curvas camino-tiempo ($x-t$) correspondientes. Sismogramas registrados (reales) para grupos de puntos medios de reflexión común (CMP) fueron comparados con sintéticos, los cuales fueron creados utilizando el método de la reflectividad. El ajuste de las formas de ondas se realizó cambiando diferentes parámetros físicos (velocidad de onda S, densidad y factor de calidad Q). Los resultados confirman la presencia de hidratos de gas sobre el BSR y de gas libre bajo él. La continuidad del BSR a lo largo de las líneas sísmicas es interrumpida o es irregular debido a la presencia de fallas o fracturas, cañones y valles submarinos. En general, la distribución del BSR no es homogénea en el área de estudio y existe una mayor presencia de él hacia el lado sur de isla Mocha. Por lo tanto, en el sector sur debe existir un mayor abastecimiento de materia orgánica proveniente del continente, comparado al sector norte. Esta materia orgánica se utiliza por bacterias para crear metano, el cual se transforma en hidrato de gas. Inestabilidad estructural y levantamiento tectónico pueden desplazar la zona de estabilidad de hidratos de gas y consecuentemente el BSR desaparece, cambia de posición vertical o se hace más débil. Diferencias en concentración, volumen y densidades de la zona del hidrato de gas influyen en el comportamiento de las amplitudes del BSR. Se estima que la concentración de hidratos

de gas en el espacio de poro de los sedimentos de la zona más concentrada sobre el BSR es baja para el área de estudio (entre ~2% y 5.8%). También variabilidad en la concentración, volumen de gas libre y el abastecimiento extra que migra por fallas o fracturas, pueden ser los factores principales del cambio de amplitudes del BSR. El aporte extra de gas por fracturas o fallas se correlaciona con una mayor amplitud del BSR. La inclusión en el modelado del factor de calidad (Q), soporta la existencia de gas libre bajo el BSR y la observación de ondículas desalineadas en los reflectores de la zona de gas libre hace suponer que el gas se distribuye en burbujas o cúmulos de burbujas dentro de los sedimentos.

Palabras clave: hidratos de gas, sísmica de reflexión, BSR, margen chileno, estructuras tectónicas.

ABSTRACT of the thesis presented by Cristián Ricardo Rodrigo Ramírez as a partial requirement to obtain the DOCTOR OF SCIENCE degree in EARTH SCIENCES guided to Applied Geophysics. Ensenada, Baja California, México. October 23th, 2007.

**BOTTOM SIMULATING REFLECTOR (BSR) VARIABILITY
AND HIS RELATIONSHIP WITH TECTONIC STRUCTURES
IN THE CHILEAN CONVERGENT MARGIN BETWEEN 37° AND 40° S**

Abstract approved by:

Dr. Emilio Vera Sommer

Dr. Antonio González Fernández

Multichannel seismic (MCS) reflection and bathymetry data were recorded in 2001 by the ship R/V “Sonne” in the South-Central Chilean margin. The bathymetry data were processed to create a submarine topography image. Three seismic lines were selected and processed to obtain appropriate seismic images for determining tectonic structures (faults and fractures) and the bottom simulating reflector (BSR). The BSR is the main geophysical marker of the presence of gas hydrates, because coincides with the base of the gas hydrate temperature-pressure stability field. The BSR is characterized by a strong reflection amplitude, negative polarity and it is approximately parallel to the seafloor. The BSR seismic structure velocity was determined using 1-D forward modeling. Recorded seismograms for representative common mid point (CMP) gathers were compared with synthetics, which were created using the reflectivity method. The waveform fit was realized using different physical parameters (S-wave velocity, density and Q quality factor). The results confirm the presence of gas hydrates above the BSR and free gas below it. The BSR continuity along seismic lines is interrupted or it is irregular due to the presence of faults or fractures, submarine canyons and valleys. The BSR distribution is patchy for the study area, and there are more BSR occurrences in the southern part of Mocha Island. Therefore, in the southern part must exist a bigger supply of organic material coming from the continent compared with the northern part. This organic material is used by bacterias to create methane, which is transformed in gas hydrates. Structural instability and tectonic uplift can displace the stability zone and consequently BSR disappears, changes its position or it is weaker. Concentration differences, volume and densities in gas hydrate influence the BSR amplitude behavior. Is estimated that gas hydrate concentration in the sediment pore space in the upper BSR concentrated zone in the study area is low (between ~2% and 5.8%). Also, concentration variability, volume and extra free gas supply coming from faults or fractures, can be the main factors for the changing of BSR amplitudes. The inclusion of the quality factor (Q) in modeling supports the existence of free gas below the BSR, and the observation of misalignment reflected wavelets in the free gas zone makes suppose that the free gas is distributed in bubbles or bubble heaps inside the sediments.

Keywords: gas hydrates, seismic reflection, BSR, Chilean margin, tectonic structures.

*Dedico esta tesis
a mi familia,
en especial a mi madre.*

AGRADECIMIENTOS

Agradezco de forma muy especial a mis dos directores de tesis: Dr. Antonio González y Dr. Emilio Vera, por su gran apoyo, confianza y paciencia. Sin la ayuda de ellos este trabajo no hubiera sido posible. También agradezco sinceramente a los miembros del Comité de Tesis: Dr. Alejandro Nava, Dra. Beatriz Martín, Dr. Carlos Flores y Dr. Luis Delgado; por sus valiosas críticas y observaciones.

Agradezco el apoyo brindado por los proyectos chilenos FONDEF D00I1104 “Hidratos de gas submarinos, una nueva fuente de energía para el siglo XXI” y FONDEF D04I1111 “Hidratos de gas submarinos, análisis de los escenarios exploración y producción como contribución a la matriz energética nacional”, y sus respectivos directores de investigación: Dr. Esteban Morales y Dr. Juan Díaz.

Agradezco al Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada por haberme dado las facilidades para el desarrollo de mi doctorado y el apoyo del proyecto CICESE-644115. A todos los integrantes de la Dirección de Estudios de Posgrado y Servicios Escolares. Al coordinador del posgrado de la División de Ciencias de la Tierra, Dr. Victor Wong y a todos los investigadores de la división, así también a su personal técnico y administrativo, en especial a la Sra. Martha Elba Barrera. A la Dra. Elisa Ramírez por su asesoría en geología y su ayuda en aspectos personales.

Mis agradecimientos al C.N. Sr. Fernando Mingram, C.F. Sr. Allan Youlton y C.F. Sr. Domingo Roldán directivos del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile. Además del S.O. Sr. Juan Jiménez por las facilidades administrativas y, en especial, a la Sra. Gisela Hernández por su ayuda y colaboración. También al Sr. Ricardo Rojas, Sra. Alexandra Smith, Sr. Luis Flores y amigos del Depto. de Oceanografía, CENDHOC, CONA y del Depto. de Lev. Hidrográfico.

Al Director del Instituto Antártico Chileno, Dr. José Retamales y subdirectora, Sra. Paulina Julio, por su apoyo y confianza en mi trabajo. Además de su personal científico y administrativo, en especial al Sr. Rodrigo Fernández, Sra. Verónica Vallejos, Dr. Marcelo Leppe, Sr. Andrés Gajardo, Sr. Sebastián de la Carrera, Sra. Yasna Marambio y Sra. Verónica Velastegui.

Mis agradecimientos especiales a mi colega y amiga Sra. Lorena Linacre y al Sr. Reginaldo Durazo por su ayuda durante mis estudios y los gratos momentos en su casa.

Finalmente agradezco a todos mis amigos, compañeros y colegas que me han ayudado para alcanzar mis metas profesionales y académicas.

CONTENIDO

	Página
I. INTRODUCCIÓN.....	1
<i>I.1. El BSR y los hidratos de gas.....</i>	<i>1</i>
<i>I.2. El BSR en el margen continental chileno.....</i>	<i>10</i>
<i>I.3. Objetivos e hipótesis de la tesis.....</i>	<i>15</i>
II. MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO.....	17
III. METODOLOGÍA.....	23
<i>III.1. Área de estudio y datos geofísicos.....</i>	<i>23</i>
<i>III.2. Procesamiento de la batimetría.....</i>	<i>26</i>
<i>III.3. Pre-procesamiento sísmico.....</i>	<i>26</i>
<i>III.4. Procesamiento sísmico.....</i>	<i>29</i>
III.4.1. Introducción.....	29
III.4.2. Asignación de la geometría.....	31
III.4.3. Ordenación en grupos de CMPs.....	32
III.4.4. Filtros (en frecuencia).....	34
III.4.4.1. Filtro pasabanda.....	34
III.4.4.2. Filtro f-k.....	34
III.4.5. Filtro de frecuencia variable en el tiempo.....	38
III.4.6. Corrección de las amplitudes.....	39
III.4.7. Deconvolución.....	40
III.4.8. Análisis de velocidades.....	42
III.4.9. Corrección NMO.....	44
III.4.10. Atenuación de múltiples.....	45
III.4.11. Apilamiento o <i>stacking</i>	47
III.4.12. Migración.....	47
III.4.13. Conversión a profundidades.....	50
III.4.14. Imagen sísmica final.....	50
<i>III.5. Modelado sísmico.....</i>	<i>50</i>
III.5.1. Introducción.....	50
III.5.2. Principios de la propagación de ondas elásticas.....	53
III.5.3. Trazado de rayos.....	55
III.5.4. Cálculo de las curvas camino-tiempo.....	60
III.5.5. Cálculo de la amplitud y divergencia geométrica.....	61
III.5.6. Estructura de la velocidad sísmica.....	62
III.5.7. Modelo de reflectividad.....	63
III.5.8. Determinación de las razones V_s/V_p	65
III.5.9. El factor de calidad.....	66
III.5.10. Estimación de las densidades.....	67
III.5.11. Sismogramas sintéticos.....	67
III.5.11.1. Convolución con la fuente.....	68
III.5.11.2. Modelo sísmico final.....	68
<i>III.6. Estimación de la concentración de los hidratos de gas.....</i>	<i>70</i>

CONTENIDO (continuación)

IV. RESULTADOS.....	72
<i>IV.1. Imagen de la topografía submarina (batimetría) y distribución regional del BSR.....</i>	72
<i>IV.2. Modelos de velocidades RMS.....</i>	76
<i>IV.3. Imágenes sísmicas y estructura de la corteza.....</i>	79
IV.3.1. Línea sísmica SO161-26.....	79
IV.3.2. Línea sísmica SO161-34.....	84
IV.3.3. Línea sísmica SO161-43.....	88
<i>IV.4. Distribución del BSR en las secciones sísmicas y características de reflexión.....</i>	91
IV.4.1. Línea sísmica SO161-26.....	91
IV.4.2. Línea sísmica SO161-34.....	95
IV.4.3. Línea sísmica SO161-43.....	98
<i>IV.5. Modelos de la estructura de velocidad del BSR y parámetros físicos asociados.....</i>	101
IV.5.1. Línea sísmica SO161-26.....	101
IV.5.2. Línea sísmica SO161-34.....	105
IV.5.3. Línea sísmica SO161-43.....	108
<i>IV.6. Sismogramas registrados y sintéticos.....</i>	110
IV.6.1. Línea sísmica SO161-26.....	110
IV.6.2. Línea sísmica SO161-34.....	114
IV.6.3. Línea sísmica SO161-43.....	118
<i>IV.7. Distribución del hidrato de gas y gas libre.....</i>	120
<i>IV.8. Estimación de la concentración del hidrato de gas.....</i>	121
V. DISCUSIÓN.....	122
<i>V.1. Distribución del BSR y la relación con las estructuras geológicas.....</i>	122
<i>V.2. Comportamiento sísmico del BSR.....</i>	126
<i>V.3. Naturaleza del BSR.....</i>	127
<i>V.4. Variabilidad del BSR asociada a las propiedades físicas del sedimento y concentración del hidrato de gas.....</i>	129
VI. CONCLUSIONES.....	136
LITERATURA CITADA.....	139

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Muestra de hidrato de gas recuperada desde un núcleo de pistón a bordo del buque AGOR "Vidal Gormaz" de la Armada de Chile, desde los fondos marinos de Chile Central en el año 2004. Los hidratos de gas son acumulaciones cristalinas similares al hielo, formadas por moléculas de agua (sólida) que encierran moléculas de gas natural (metano, CO ₂ , H ₂ S y otros hidrocarburos).	2
2	a) Diagrama de fase que muestra el límite entre el hidrato de metano (área violeta de la izquierda) y el gas metano libre (área celeste de la derecha) para un sistema puro de metano/agua. Adición de iones mueve la curva límite hacia la izquierda y la presencia de CO ₂ , H ₂ S y otros hidrocarburos mueven la curva hacia la derecha. Las condiciones de presión/temperatura para la presencia de hidratos de metano en los sedimentos marinos, se encuentran en el lado derecho del límite del cambio de fase hielo-agua. El lado izquierdo del límite de cambio de fase, representa las condiciones en el permafrost. b) Estabilidad del hidrato de gas en los fondos oceánicos (Kvenvolden, 1998; Collett et al., 2000).	4
3	Contenido de carbono de los recursos de hidrocarburos conocidos en el mundo. Los hidratos de gas contabilizan más de la mitad de los recursos de hidrocarburos (Collett et al., 2000).	7
4	a) Registro sísmico sobre Blake Outer Ridge mostrando el BSR el cual se asocia a la base de los hidratos de gas (Shipley et al., 1979). b) Debido a la dependencia en temperatura y presión de la zona de estabilidad del hidrato de gas, su espesor disminuye a medida que se reduce la presión y aumenta la temperatura sobre el fondo del mar (Kvenvolden y Barnard, 1983).	8
5	Ejemplos del BSR (<i>Bottom Simulating Reflector</i>) en registros sísmicos. En a), registro de sísmica de reflexión que muestra un fuerte BSR cerca del sitio ODP 889 en la isla Vancouver (Canadá). En b), sismograma sintético simple que reproduce las características del BSR. La reflexión que produce el BSR resulta principalmente del contraste de velocidades. La alta impedancia sísmica sobre el BSR se puede asociar a la presencia de hidratos de gas en los sedimentos y la baja impedancia, a la presencia de gas libre dentro de los sedimentos. En el sismograma sintético se observa claramente la inversión de la polaridad de la ondícula del BSR en relación a aquella del fondo marino (Hyndman y Dallimore, 2001).	9

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
6	Un ambiente común para la formación de hidratos de gas son los márgenes continentales activos. La figura muestra el ciclo del hidrato de gas submarino en estos ambientes. El metano que conforma los hidratos de gas puede provenir por fuentes <i>in situ</i> por acción de bacterias anaeróbicas y por fuentes más profundas por advección de fluidos que contienen metano. El hidrato de gas puede perderse por disociación debido a cambios en su estabilidad (presión y temperatura) y consumo bacteriano (Hyndman y Dallimore, 2001).	11
7	Con una línea entre la zona centro y austral de Chile, se indica el área potencial de localización de los hidratos de gas submarinos, inferidos por la identificación del BSR en líneas sísmicas de reflexión y por perforaciones del Ocean Drilling Program (ODP) en el margen continental chileno. La figura fue creada a partir de la base de datos topográfica ETOPO-5.	14
8	Mapa que indica las zonas de fracturas, anomalías magnéticas sobre la placa oceánica y el área de estudio (Cifuentes, 1989).	19
9	Sección estratigráfica regional mostrando las relaciones de unidades Cretácicas y Terciarias a lo largo de las cuencas Mataquito, Chanco, Itata, Arauco y Valdivia (González, 1989).	22
10	Mapa que indica las áreas y trayectorias de navegación realizadas en el crucero SPOC a bordo del buque R/V “Sonne” del BGR de Alemania (Reichert y Schreckenberger, 2001). El área de estudio para esta tesis queda comprendida en el Área A del crucero SPOC.	24
11	Mapa que indica las líneas sísmicas SO161-26, SO161-34 y SO161-43 utilizadas en este estudio. Con un cuadrado con líneas discontinuas se indican las secciones procesadas. La batimetría de referencia que aparece fue calculada a partir de los datos de Smith y Sandwell (1997).	25
12	Trazas crudas ordenadas en grupos de tiros (<i>shot gathers</i>) para una parte de la línea sísmica SO161-34. (TDDV: tiempo doble de viaje).	28
13	Esquema del flujo de y procesamiento sísmico empleado para obtener las imágenes sísmicas y la información para el modelado.	30

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
14	Disposición de la fuente sísmica (cañones) e hidrófonos en el arreglo sísmico del buque R/V “Sonne”.	31
15	Para un reflector horizontal todas las trazas tienen el mismo punto medio común (CMP) y el mismo punto de reflexión en el subsuelo.	32
16	Trazas crudas ordenadas en grupos de CMP (<i>common mid points</i>) para una parte de la línea sísmica SO161-34. (TDDV: tiempo doble de viaje).	33
17	Espectro de potencia de una traza definida para el tiro 1625 de la línea sísmica SO161-26.	35
18	Trazas ordenadas en grupos de CMP para una parte de la línea sísmica SO161-34. En a): CMP crudo; en b): CMP filtrado con un filtro de banda de paso amplio Butterworth. (TDDV: tiempo doble de viaje).	36
19	Ejemplos de espectros $f-k$ para la línea SO161-26. En a): para un tiro crudo; en b): luego de realizar filtrado $f-k$. En c): para el apilamiento (<i>stack</i>); en d): luego de realizar el filtrado $f-k$.	37
20	Ejemplo de la aplicación de la deconvolución de <i>spike</i> para un CMP específico. En a) gráfico de autocorrelación. En b) gráfico de autocorrelación luego de aplicar la deconvolución de <i>spike</i> para comprimir la señal. En la zona del paréntesis se aprecian las señales más definidas luego de la aplicación.	41
21	Ejemplo de la aplicación de la deconvolución predictiva para un CMP específico. a) gráfico de autocorrelación. b) gráfico de autocorrelación luego de aplicar la deconvolución predictiva para atenuar múltiples. En la zona del paréntesis se ha atenuado el efecto de reverberaciones.	41
22	Ejemplo de un gráfico de contornos de máxima coherencia para el análisis de velocidades, según el método de la semblanza. La curva indica el modelo elegido.	43
23	Principio de corrección NMO. Los reflectores son alineados usando la velocidad correcta. Después todas las trazas son apiladas o sumadas (<i>stacking</i>) (van der Kruk, 2005).	44

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
24	Ejemplo de un gráfico de contornos de máxima coherencia para el análisis de velocidades para atenuación de múltiples, según el método de la semblanza. La elipse muestra el área correspondiente a una múltiple.	46
25	Ejemplo del proceso de migración en una parte del sector del BSR para la línea SO161-26. a) apilamiento sin migración. Con flechas rojas se indican ejemplos de difracciones. Con una flecha más ancha se indica un ejemplo de difracciones en el sector del BSR. b) apilamiento migrado. Las difracciones indicadas en a) desaparecen o colapsan luego del proceso de migración.	49
26	El rayo está contenido en un plano vertical.	59
27	Esquema de un modelo de reflectividad. El medio es estratificado y tiene una fuente F y un punto de observación P. La capa i -ésima está caracterizada por la velocidad V_p , V_s , densidad (Rho) y espesor (h). Interesa la reflexión compresional desde la zona de reflexión la cual comprime las capas $m+1$ a través de n (Adaptado de Fuchs y Müller, 1971).	64
28	Ejemplo de una ondícula correspondiente a la reflexión sobre el piso marino, la cual se convoluciona con la ondícula fuente para generar los sismogramas sintéticos.	69
29	Batimetría del área de estudio. Con líneas continuas negras se representan todas las secciones sísmicas realizadas hasta el año 2003. Las líneas segmentadas indican lineamientos topográficos de elevaciones en el margen continental y las líneas punteadas, lineamientos de depresiones topográficas incluyendo los cañones y valles submarinos. Los cuadros azules indican las áreas donde se identificó el BSR preliminarmente (Vera et al., 2003); en rojo, las identificadas en este estudio.	73
30	Posiciones del BSR sobre el relieve submarino en 3D para el sector del margen continental del área de estudio (exageración vertical 16x). Con segmentos amarillos se representan las posiciones del BSR identificadas en este estudio y con rojo según Vera et al. (2003). El BSR se localiza preferentemente en la zona del talud continental medio. Al sur de isla Mocha el BSR tiende a localizarse en pequeñas cuencas dentro del sistema de depresiones y canales submarinos del área. Al norte de la isla Mocha, el BSR disminuye su presencia, así también los cañones submarinos y ríos.	75

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
31	Modelo de velocidades para la línea sísmica SO161-26, obtenido del análisis de velocidades utilizando el método de la semblanza.	77
32	Modelo de velocidades para la línea sísmica SO161-34, obtenido del análisis de velocidades utilizando el método de la semblanza.	78
33	Modelo de velocidades para la línea sísmica SO161-43, obtenido del análisis de velocidades utilizando el método de la semblanza.	78
34	a): Imagen sísmica en tiempos y migrada de la línea SO161-26. En el rectángulo se muestra la sección de la figura 40. Se indican los puntos de modelado CMP A y B y la posición proyectada del pozo H según González (1989). b): Interpretación de la imagen sísmica de a). BSR: Reflector Simulador del Fondo; F: falla normal. TF: falla inversa de bajo ángulo; DF: frente de deformación; TDDV: tiempo doble de viaje, R: reflector.	80
35	a): Imagen sísmica en profundidades y migrada de la línea SO161-26. En el rectángulo se muestra la sección de la figura 41. Se indican los puntos de modelado CMP A y B y la posición proyectada del pozo H según González (1989). b): Interpretación de la imagen sísmica de a). BSR: Reflector Simulador del Fondo; F: falla normal. TF: falla inversa de bajo ángulo; DF: frente de deformación. R: reflector. Exageración vertical de ~4.4x.	81
36	a): Imagen sísmica en tiempos y migrada de la línea SO161-34. En el rectángulo se muestra la sección de la figura 40. Se indican los puntos de modelado CMP C y D y la posición proyectada del pozo F según González (1989). b): Interpretación de la imagen sísmica de a). BSR: Reflector Simulador del Fondo; F: falla normal. TF: falla inversa de bajo ángulo; DF: frente de deformación; TDDV: tiempo doble de viaje, R: reflector.	85
37	a): Imagen sísmica en profundidades y migrada de la línea SO161-26. En el rectángulo se muestra la sección de la figura 41. Se indican los puntos de modelado CMP C y D y la posición proyectada del pozo F según González (1989). b): Interpretación de la imagen sísmica de a). BSR: Reflector Simulador del Fondo; F: falla normal. TF: falla inversa de bajo ángulo; DF: frente de deformación. R: reflector. Exageración vertical de ~4.4x.	86

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
38	a): Imagen sísmica en tiempos y migrada de la línea SO161-43. En el rectángulo se muestra la sección de la figura 44. Se indica el punto de modelado CMP E y la posición proyectada del pozo D según González (1989). b): Interpretación de la imagen sísmica de a). BSR: Reflector Simulador del Fondo; F: falla; TF: falla inversa de bajo ángulo; DF: frente de deformación; TDDV: tiempo doble de viaje.	89
39	a): Imagen sísmica en profundidades y migrada de la línea SO161-43. En el rectángulo se muestra la sección de la figura 45. Se indica el punto de modelado CMP E y la posición proyectada del pozo D según González (1989). b): Interpretación de la imagen sísmica de a). BSR: Reflector Simulador del Fondo; F: falla normal; TF: falla inversa de bajo ángulo; DF: frente de deformación. Exageración vertical ~4.4x.	90
40	a): Ampliación de la imagen sísmica en tiempos de la figura 34 para el área del BSR (línea SO161-26). Se indican los puntos de modelado CMP A y B. b): Interpretación de la imagen sísmica de a). La posición del BSR se indica con una línea gruesa continua. Cuando es discontinua, la existencia del BSR es dudosa. Con una línea delgada, por sobre el BSR, se indica el techo de la capa de sedimentos con hidrato de gas más concentrado. También, con una línea delgada se indica la base de la capa de sedimentos con mayor concentración de gas libre, pero debajo del BSR. BSR: Reflector Simulador del Fondo. Líneas segmentadas indican fallas o fracturas. TDDV: tiempo doble de viaje.	92
41	a): Ampliación de la imagen sísmica en profundidades de la figura 35 para el área del BSR (línea SO161-26). Se indican los puntos de modelado CMP A y B. b): Interpretación de la imagen sísmica de a). La posición del BSR se indica con una línea gruesa continua. Cuando es discontinua, la existencia del BSR es dudosa. Con una línea delgada, por sobre el BSR, se indica el techo de la capa de sedimentos con hidrato de gas más concentrado. También, con una línea delgada se indica la base de la capa de sedimentos con mayor concentración de gas libre, pero debajo del BSR. BSR: Reflector Simulador del Fondo. Líneas segmentadas indican fallas o fracturas. Exageración vertical de ~4.4x.	93

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
42	a): Ampliación de la imagen sísmica en tiempos de la figura 36 para el área del BSR (línea SO161-34). Se indican los puntos de modelado CMP C y D. b): Interpretación de la imagen sísmica de a). La posición del BSR se indica con una línea gruesa continua. Cuando es discontinua, la existencia del BSR es dudosa. Con una línea delgada, por sobre el BSR, se indica el techo de la capa de sedimentos con hidrato de gas más concentrado. También, con una línea delgada se indica la base de la capa de sedimentos con mayor concentración de gas libre, pero debajo del BSR. BSR: Reflector Simulador del Fondo. Líneas segmentadas indican fallas. TDDV: tiempo doble de viaje.	96
43	a): Ampliación de la imagen sísmica en profundidades de la figura 37 para el área del BSR (línea SO161-34). Se indican los puntos de modelado CMP C y D. b): Interpretación de la imagen sísmica de a). La posición del BSR se indica con una línea gruesa continua. Cuando es discontinua, la existencia del BSR es dudosa. Con una línea delgada, por sobre el BSR, se indica el techo de la capa de sedimentos con hidrato de gas más concentrado. También, con una línea delgada se indica la base de la capa de sedimentos con mayor concentración de gas libre, pero debajo del BSR. BSR: Reflector Simulador del Fondo. Líneas segmentadas indican fallas o fracturas. Exageración vertical de ~4.4x.	97
44	a): Ampliación de la imagen sísmica en tiempos de la figura 38 para el área del BSR (línea SO161-43). Se indica el punto de modelado CMP E. b): Interpretación de la imagen sísmica de a). La posición del BSR se indica con una línea gruesa continua. Cuando es discontinua, la existencia del BSR es dudosa. Con una línea delgada, por sobre el BSR, se indica el techo de la capa de sedimentos con hidrato de gas más concentrado. También, con una línea delgada se indica la base de la capa de sedimentos con mayor concentración de gas libre, pero debajo del BSR. BSR: Reflector Simulador del Fondo. Líneas segmentadas indican fallas. TDDV: tiempo doble de viaje.	99

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
45	a): Ampliación de la imagen sísmica en profundidades de la figura 39 para el área del BSR (línea SO161-43). Se indica el punto de modelado CMP E. b): Interpretación de la imagen sísmica de a). La posición del BSR se indica con una línea gruesa continua. Cuando es discontinua, la existencia del BSR es dudosa. Con una línea delgada, por sobre el BSR, se indica el techo de la capa de sedimentos con hidrato de gas más concentrado. También, con una línea delgada se indica la base de la capa de sedimentos con mayor concentración de gas libre, pero debajo del BSR. BSR: Reflector Simulador del Fondo. Líneas segmentadas indican fallas o fracturas. Exageración vertical de ~4.4x.	100
46	Imagen sísmica en tiempos y modelo de la estructura de velocidad del CMP A. a) ajuste de las curvas camino-tiempo (x-t) sobre la imagen del CMP A y en b) gráfico de velocidades compresionales y espesores luego del ajuste de las curvas camino-tiempo. TDDV: tiempo doble de viaje.	102
47	Imagen sísmica en tiempos y modelo de la estructura de velocidad del CMP B. En a) ajuste de las curvas camino-tiempo (x-t) sobre la imagen del CMP B y en b) gráfico de velocidades compresionales y espesores luego del ajuste de las curvas camino-tiempo. TDDV: tiempo doble de viaje.	104
48	Imagen sísmica en tiempos y modelo de la estructura de velocidad del CMP C. En a) ajuste de las curvas camino-tiempo (x-t) sobre la imagen del CMP C y en b) gráfico de velocidades compresionales y espesores luego del ajuste de las curvas camino-tiempo. TDDV: tiempo doble de viaje.	106
49	Imagen sísmica en tiempos y modelo de la estructura de velocidad del CMP D. En a) ajuste de las curvas camino-tiempo (x-t) sobre la imagen del CMP D y en b) gráfico de velocidades compresionales y espesores luego del ajuste de las curvas camino-tiempo. TDDV: tiempo doble de viaje.	107
50	Imagen sísmica en tiempos y modelo de la estructura de velocidad del CMP E. En a) ajuste de las curvas camino-tiempo (x-t) sobre la imagen del CMP E y en b) gráfico de velocidades compresionales y espesores luego del ajuste de las curvas camino-tiempo. TDDV: tiempo doble de viaje.	109

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
51	Sismogramas para el CMP A. Representación cada 5 sismogramas y usando una velocidad NMO de 1497 m/s. (a) Real (registrado); (b): sintético; (c) sintético con Q (factor de calidad) variable. TDDV: tiempo doble de viaje.	112
52	Sismogramas para el CMP B. Representación cada 5 sismogramas y usando una velocidad NMO de 1497 m/s. (a) Real (registrado); (b): sintético; (c) sintético con Q (factor de calidad) variable. TDDV: tiempo doble de viaje.	113
53	Sismogramas para el CMP C. Representación cada 5 sismogramas y usando una velocidad NMO de 1497 m/s. (a) Real (registrado); (b): sintético; (c) sintético con Q (factor de calidad) variable. TDDV: tiempo doble de viaje.	115
54	Sismogramas para el CMP D. Representación cada 5 sismogramas y usando una velocidad NMO de 1497 m/s. (a) Real (registrado); (b): sintético; (c) sintético con Q (factor de calidad) variable. TDDV: tiempo doble de viaje.	117
55	Sismogramas para el CMP E. Representación cada 5 sismogramas y usando una velocidad NMO de 1500 m/s. (a) Real (registrado); (b): sintético; (c) sintético con Q (factor de calidad) variable. TDDV: tiempo doble de viaje.	119
56	Comparación entre las interpretación de las imágenes sísmicas que poseen BSR en el área de estudio. Secciones a), c) y h) obtenidas en esta tesis; secciones b), d), f) y g) de Reichert y Schreckenberger (2001); y e) de Grevemeyer et al. (2003). Las posiciones de cada sección dentro del área de estudio, aparecen en la figura 28. TDDV: tiempo doble de viaje; TBO: techo basamento oceánico; TBC: techo basamento continental; TF: falla inversa de bajo ángulo; F: falla; DF: frente de deformación.	124

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
I	Parámetros utilizados para los filtros de frecuencia variable en el tiempo	38
II	Parámetros utilizados para determinar los modelos de la estructura de velocidad 1-D de onda P	63
III	Razones V_s/V_p utilizadas para los modelos de reflectividad	65
IV	Parámetros utilizados para crear los sismogramas sintéticos	69
V	Modelo de velocidades y parámetros para el CMP A	103
VI	Modelo de velocidades y parámetros para el CMP B	105
VII	Modelo de velocidades y parámetros para el CMP C	107
VIII	Modelo de velocidades y parámetros para el CMP D	108
IX	Modelo de velocidades y parámetros para el CMP E	109
X	Concentración del hidrato de gas en el espacio de poro de sedimentos para los perfiles de modelado	121

I. INTRODUCCIÓN

I.1. El BSR y los hidratos de gas

El reflector simulador del fondo, o mejor conocido por su sigla en inglés “BSR” (Bottom Simulating Reflector) es quizás el marcador geofísico indirecto más robusto para interpretar la presencia de hidratos de gas (por ejemplo, Shipley et al., 1979; Pecher et al., 2001). Los hidratos son sólidos parecidos al hielo (figura 1), formados principalmente por agua que contienen concentraciones de gas, principalmente metano (Kvenvolden y Barnard, 1983; Sloan, 1990). El metano atrapado en el sedimento se considera un recurso potencial de energía (Kvenvolden, 1988; Singh et al., 1993; Dash et al., 2004). Se estima que 1 m³ de hidrato de gas metano puede contener 164 m³ de gas metano libre bajo condiciones estándares de presión (1 atm) y temperatura (~0 °C) (Sloan, 1990). El metano es también un potente gas que favorece el efecto "invernadero". El gas liberado desde los hidratos puede jugar un importante rol en el cambio climático global (Kvenvolden, 1993). La liberación hacia los océanos y la atmósfera puede ser disparada por cambios en el nivel del mar, aumento de temperatura de las masas de agua cerca del fondo, actividad sísmica y actividad humana de explotación. Los deslizamientos de masas del fondo marino por actividad sísmica y humana en la zona de hidratos de gas, pueden producir tsunamis (Driscoll et al., 2000; Morales y Rodrigo, 2005).

El hidrato de gas se forma en los sedimentos marinos y en las áreas del permafrost (zonas permanentemente congeladas) del hemisferio norte (Kvenvolden, 1988; Singh et al.,



Figura 1. Muestra de hidrato de gas recuperada desde un núcleo de pistón a bordo del buque AGOR "Vidal Gormaz" de la Armada de Chile, desde los fondos marinos de Chile Central en el año 2004. Los hidratos de gas son acumulaciones cristalinas similares al hielo, formadas por moléculas de agua (sólida) que encierran moléculas de gas natural (metano, CO_2 , H_2S y otros hidrocarburos).

1993). Esto es debido a que ellos son estables sólo bajo ciertas condiciones de presión y temperatura (figura 2a). En el ambiente marino, las condiciones se encuentran dentro de los sedimentos del margen continental en profundidades (bajo la superficie del mar) mayores a ~500 m, cuando la temperatura del fondo del mar es del orden de los 10° C (figura 2b). Dentro de los sedimentos, la temperatura aumenta con la profundidad, limitando la zona en la cual el hidrato de gas puede encontrarse (Miller et al., 1991). Este aumento de la temperatura lleva a las condiciones en la cual el hidrato de gas ya no es estable y, por lo tanto, se rompe la estructura del hielo (Kvenvolden y Macdonald, 1985).

El gas que se encuentra en los hidratos formados naturalmente se produce cuando bacterias anaeróbicas descomponen la materia orgánica por debajo del fondo del mar (origen biogénico), produciendo metano (CH_4) y otros subproductos gaseosos incluyendo dióxido de carbono (CO_2), sulfuro de hidrógeno (H_2S), etano (C_2H_6) y propano (C_3H_8). Todos éstos pueden incorporarse como moléculas huésped en los hidratos, pero entre ellos predomina el metano. Las bacterias anaeróbicas pueden vivir en un amplio rango de temperaturas, salinidad y pH, pero su población disminuye cuando aumenta la profundidad (Wellsbury et al., 2000).

A profundidades mayores dentro de los sedimentos, la alteración térmica de la materia orgánica genera metano e hidrocarburos de alto orden por catagénesis. Este proceso ocurre dentro de un rango de temperatura entre 50° y 200° C. Existen algunas evidencias que respaldan el argumento de que en un limitado número de ambientes, el metano de los

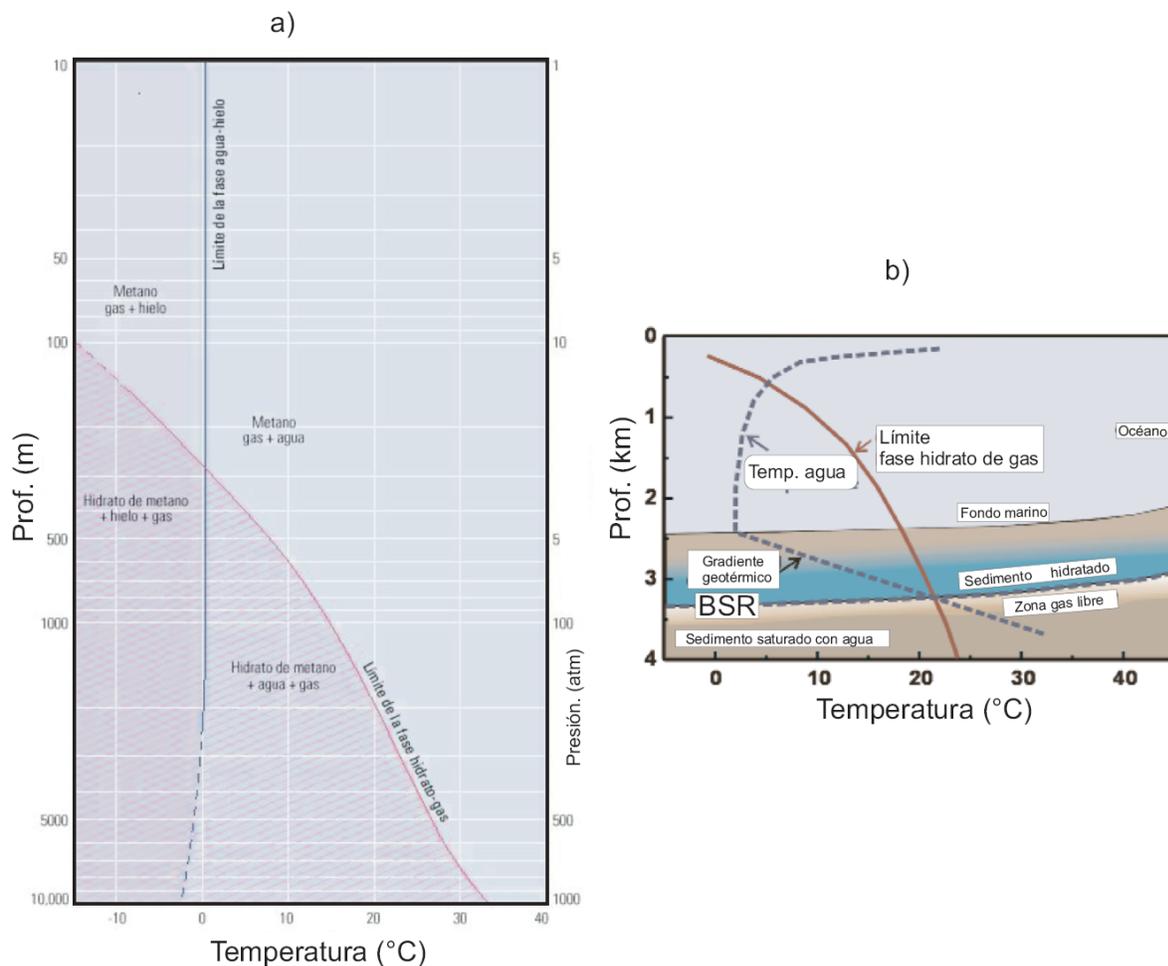


Figura 2. a) Diagrama de fase que muestra el límite entre el hidrato de metano (área violeta de la izquierda) y el gas metano libre (área celeste de la derecha) para un sistema puro de metano/agua. Adición de iones mueve la curva límite hacia la izquierda y la presencia de CO_2 , H_2S y otros hidrocarburos mueven la curva hacia la derecha. Las condiciones de presión/temperatura para la presencia de hidratos de metano en los sedimentos marinos, se encuentran en el lado derecho del límite del cambio de fase hielo-agua. El lado izquierdo del límite de cambio de fase, representa las condiciones en el permafrost. b) Estabilidad del hidrato de gas en los fondos oceánicos (Kvenvolden, 1998; Collett et al., 2000).

hidratos provendría también de estas fuentes termogénicas (Collett, 1993; MacDonald et al., 1994; Krajick, 1997).

A través de los resultados de perforaciones y evidencias geofísicas se han efectuado estimaciones sobre el volumen total de los hidratos de gas. Existe consenso que, aproximadamente 2×10^{16} m³ de metano se encuentran atrapados en los hidratos (Kvenvolden, 1998). Alrededor del 99% de éstos se encuentran en sedimentos marinos. El total es de aproximadamente dos órdenes de magnitud mayor a la cantidad de metano convencional recuperable, el cual se calcula es de aproximadamente 2.5×10^{14} m³. Es decir, los hidratos pueden contener 10^{13} toneladas de carbono, más del doble de todo el carbón, el petróleo y las reservas de gas convencionales del mundo combinados (Collett et al., 2000) (figura 3).

Sólo una pequeña proporción de la evidencia de las acumulaciones de hidratos alrededor del mundo proviene de muestreo directo. La mayoría proviene de fuentes como los perfiles de reflexiones sísmicas, registros de pozos y mediciones de la salinidad del agua entre los poros del sedimento. En los perfiles de sísmica de reflexión, el BSR es subparalelo al fondo del mar. Se interpreta como la base de la zona de estabilidad de los hidratos de gas debido a la coincidencia con la base teórica del campo de la estabilidad de presión-temperatura del hidrato, que también es aproximadamente paralelo al fondo marino (Bangs et al., 1993) (figura 4).

El BSR se caracteriza por una gran amplitud de reflexión y polaridad negativa, la cual constituye una fuerte disminución de la impedancia acústica (figura 5). A menudo el BSR cruza la estratigrafía sedimentaria ya que no representa un contraste litológico. No obstante, los hidratos pueden existir sin la definición de los BSRs si no existe una cantidad importante de gas libre por debajo o si el hidrato no endurece considerablemente la matriz del sedimento (actúa como cemento) (Collett et al., 2000).

En general, los estudios asociados a los hidratos de gas se han centrado sobre el análisis del BSR para obtener diferentes modelos para estimar algunas propiedades físicas, la mayor parte de ellos basados en el método del modelado de la variación de la amplitud en función de la distancia fuente-receptor (*Amplitude Versus Offset*, AVO) (por ejemplo, Hyndman y Davis, 1992; Andreassen et al., 1995; Ecker et al., 1998) y por inversión de las formas de onda (por ejemplo, Minshull et al., 1994; Yuan et al., 1999).

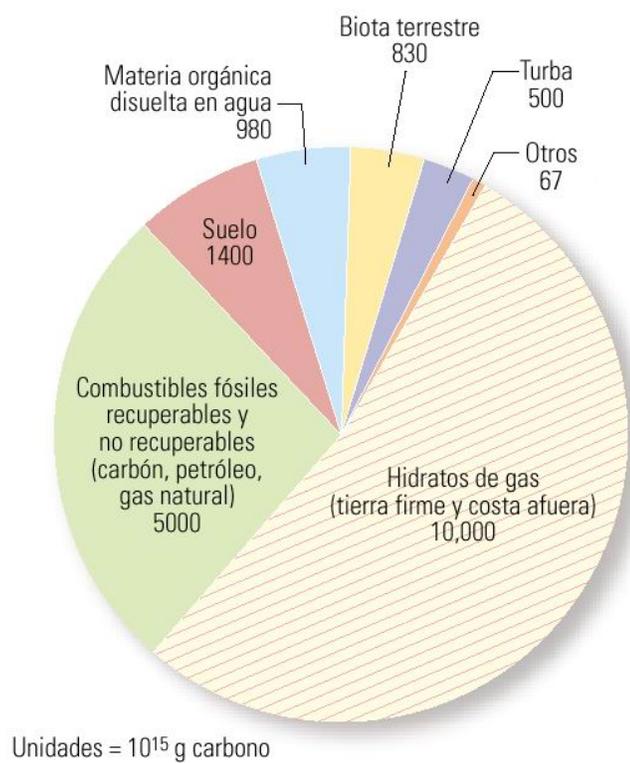


Figura 3. Contenido de carbono de los recursos de hidrocarburos conocidos en el mundo. Los hidratos de gas contabilizan más de la mitad de los recursos de hidrocarburos (Collett et al., 2000).

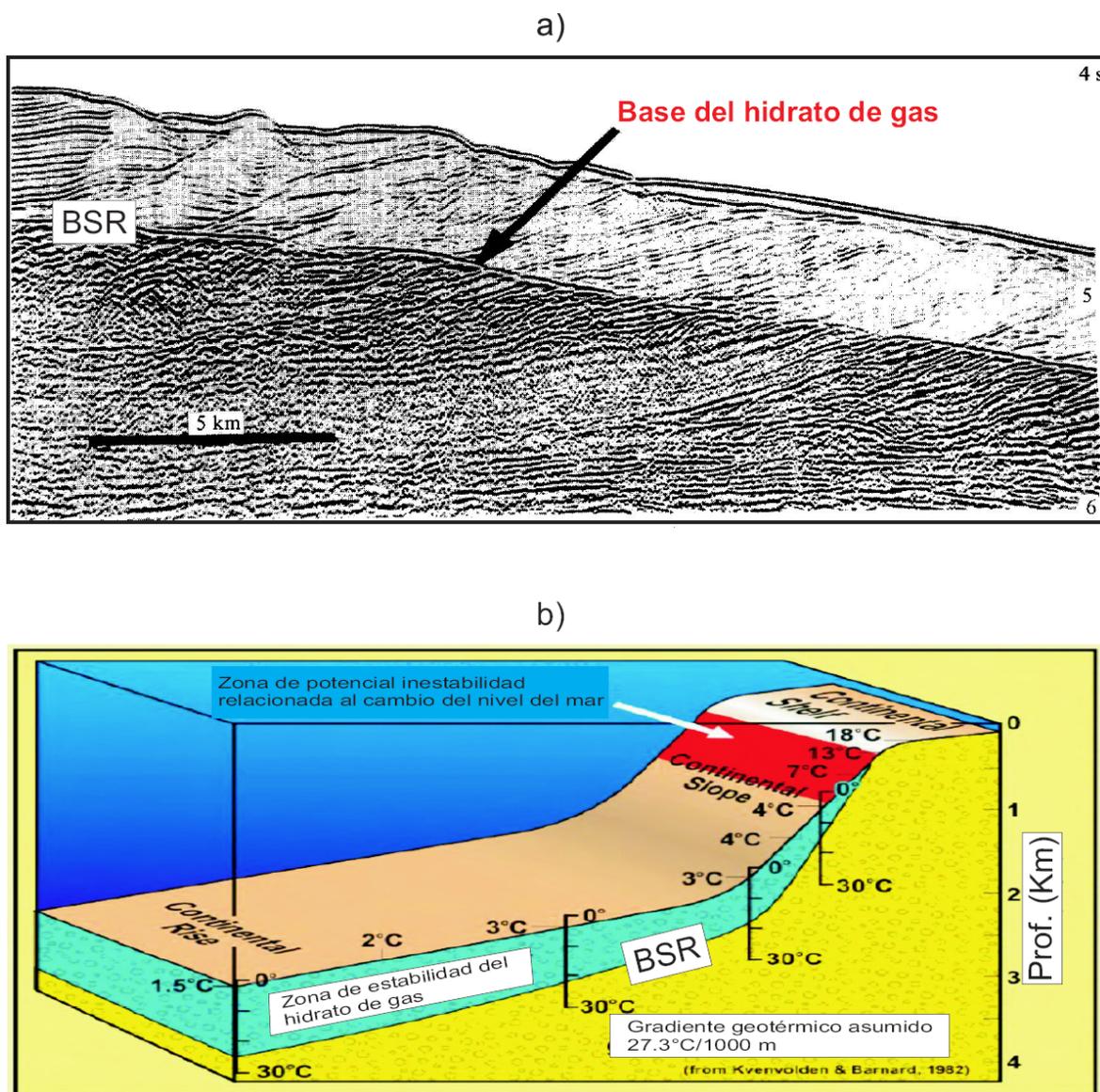


Figura 4. a) Registro sísmico sobre Blake Outer Ridge mostrando el BSR el cual se asocia a la base de los hidratos de gas (Shipley et al., 1979). b) Debido a la dependencia en temperatura y presión de la zona de estabilidad del hidrato de gas, su espesor disminuye a medida que se reduce la presión y aumenta la temperatura sobre el fondo del mar (Kvenvolden y Barnard, 1983).

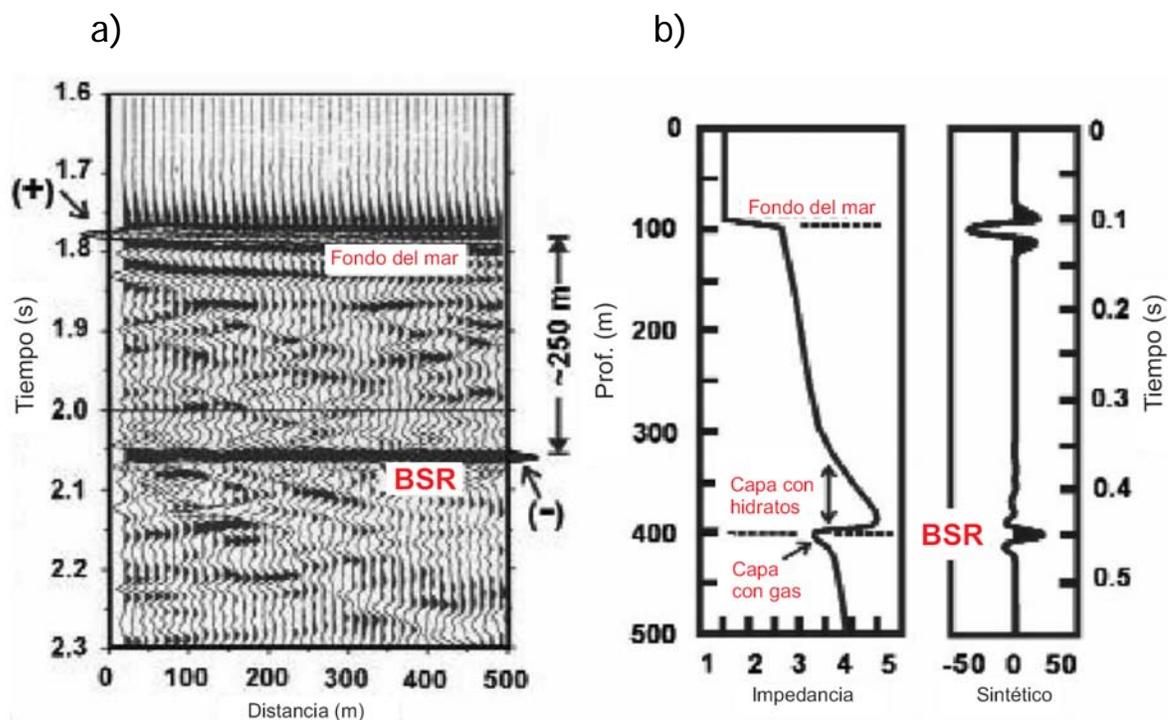


Figura 5. Ejemplos del BSR (*Bottom Simulating Reflector*) en registros sísmicos. En a), registro de sísmica de reflexión que muestra un fuerte BSR cerca del sitio ODP 889 en la isla Vancouver (Canadá). En b), sismograma sintético simple que reproduce las características del BSR. La reflexión que produce el BSR resulta principalmente del contraste de velocidades. La alta impedancia sísmica sobre el BSR se puede asociar a la presencia de hidratos de gas en los sedimentos y la baja impedancia, a la presencia de gas libre dentro de los sedimentos. En el sismograma sintético se observa claramente la inversión de la polaridad de la ondícula del BSR en relación a aquella del fondo marino (Hyndman y Dallimore, 2001).

En pocos estudios los resultados del análisis sísmico han sido ajustados por los datos de las perforaciones (por ejemplo, Hyndman y Davis, 1992; Yuan et al., 1999). A pesar de estos estudios, la pregunta si hay hidrato o no (sobre el BSR), o gas libre bajo los hidratos, permanece abierta. Además, los resultados sísmicos relacionados con las propiedades físicas de los hidratos o gas libre todavía son bastante inexactos y requieren procesamiento previo antes del modelado.

I.2. El BSR en el margen continental chileno

El BSR se identifica preferentemente en los prismas de acreción de los márgenes continentales convergentes (Kvenvolden y Barnard, 1983; Singh et al., 1993). Ciertos modelos muestran que el metano es transportado en fluidos desde sedimentos profundos en márgenes activos (por ejemplo, Hyndman y Davis, 1992) (figura 6). Aparte de la advección de fluidos con metano, el tectonismo activo introduce otras variables de importancia para la formación de los hidrato de gas, tales como el movimiento vertical del fondo marino, deslizamientos por actividad sísmica y, potencialmente, altas tasas de sedimentación terrígena provenientes de las cordilleras adyacentes (Pecher et al., 2001).

El margen convergente chileno es una de las regiones más dinámicas de la Tierra. La actividad tectónica es intensa, manifestada por levantamiento, plegamiento y fallamiento. La tectónica convergente ha producido una topografía con fuertes pendientes entre la trinchera Perú-Chile y la cordillera de los Andes, que a menudo exceden los 12 km

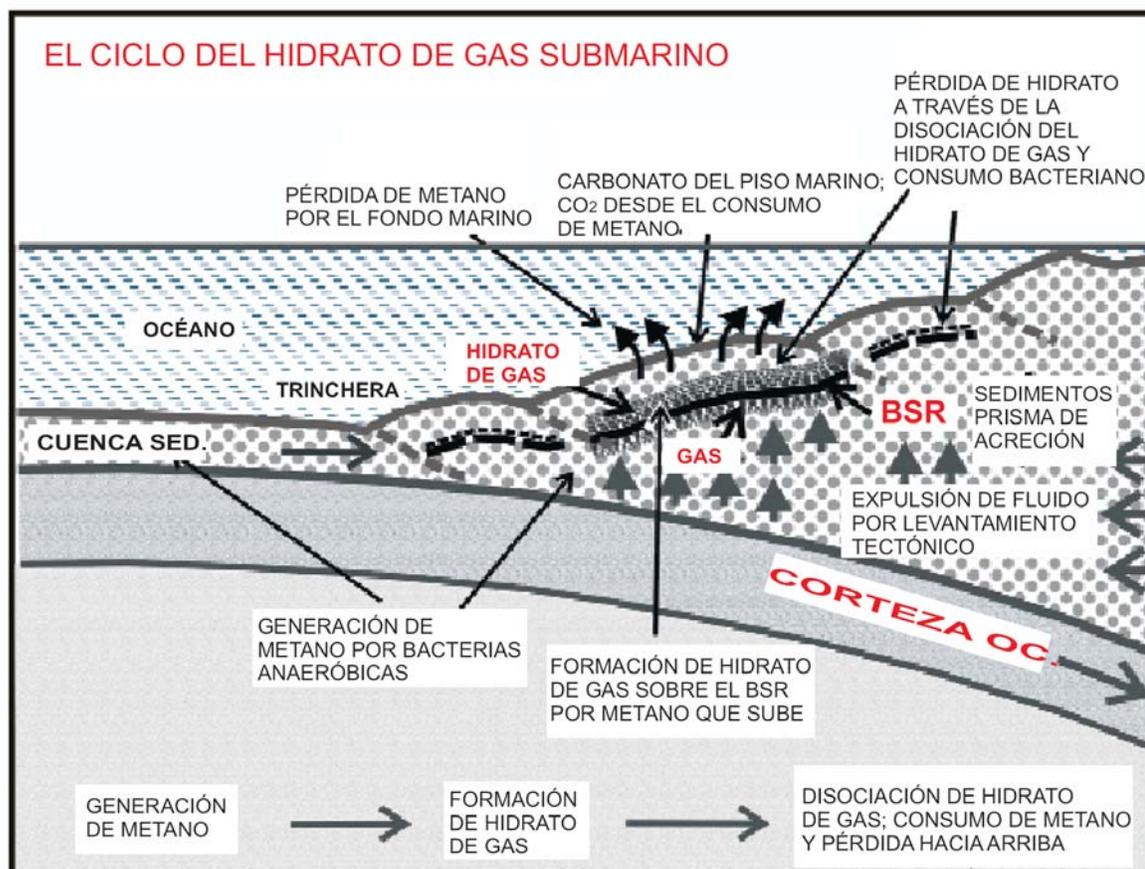


Figura 6. Un ambiente común para la formación de hidratos de gas son los márgenes continentales activos. La figura muestra el ciclo del hidrato de gas submarino en estos ambientes. El metano que conforma los hidratos de gas puede provenir por fuentes *in situ* por acción de bacterias anaeróbicas y por fuentes más profundas por advección de fluidos que contienen metano. El hidrato de gas puede perderse por disociación debido a cambios en su estabilidad (presión y temperatura) y consumo bacteriano (Hyndman y Dallimore, 2001).

sobre una distancia horizontal de 250 km (Morales, 2003). En áreas estructuralmente complejas, el factor tectónico puede ser una variable importante en la distribución regional de hidratos de gas y del gas libre asociado (Grevemeyer y Villinger, 2001; Lodolo et al., 2002).

En el margen chileno se ha identificado el BSR sobre líneas sísmicas registradas en varios cruceros oceanográficos (Cande et al., 1987; Bangs et al., 1993; Brown et al., 1996; Bangs y Cande, 1997; Vera et al., 1988; Reichert y Schreckenberger, 2001; Díaz-Naveas, 2003; Rodrigo et al., 2004).

Se han recuperado muestras de hidratos de gas o se ha inferido su presencia sobre el BSR en los trabajos realizados por el “*Deep Sea Drilling Project*” (DSDP) (por ejemplo, Kvenvolden y McDonald, 1985; Shipley y Didyk, 1982) y en sitios del “*Ocean Drilling Project*” (ODP) (por ejemplo, Suess y von Huene, 1988). En muy pocos sitios se ha perforado más profundo del nivel del BSR debido a razones de seguridad, pero en el margen chileno se obtuvieron muestras de hidrato de gas en los sitios ODP 859, 860 y 861 del crucero (*leg*) 141 (unión triple de Chile) (Behrmann et al., 1992). Para perforar estos sitios supusieron que sólo una pequeña cantidad del espacio del poro contiene hidrato de gas en la zona de estabilidad del hidrato de gas o con gas libre debajo del BSR, por lo tanto, decidieron efectuar la perforación. Coffin et al. (2006) han podido tomar muestras de hidratos de gas por medio de nucleadores de pistón en el margen chileno, utilizando información sísmica previa para determinar los puntos de muestreo ubicados sobre la parte más somera del talud continental en el área de Talcahuano (36.2° S). En general, debido a

las pocas muestras obtenidas en todos los cruceros mundiales, se han llevado a cabo pocos estudios directos sobre las propiedades físicas y químicas de los hidratos.

El área potencial de localización de los hidratos de gas submarinos en el margen continental chileno se ubica en la zona del talud continental entre, aproximadamente, los 500 y 3000 m de profundidad en una franja angosta desde Valparaíso (33° S) hasta la región de Magallanes (55° S) (figura 7). A pesar de la existencia de varios cruceros de exploración sísmica en el norte del margen continental chileno, el BSR no ha sido observado (Reichert y Schreckenberger, 2001). Por lo tanto, el hidrato de gas se distribuiría sólo en la zona sur del margen chileno, distribuido alargadamente y paralelo a la costa (Boennemann et al., 2003)



Figura 7. Con una línea entre la zona centro y austral de Chile, se indica el área potencial de localización de los hidratos de gas submarinos, inferidos por la identificación del BSR en líneas sísmicas de reflexión y por perforaciones del Ocean Drilling Program (ODP) en el margen continental chileno. La figura fue creada a partir de la base de datos topográfica ETOPO-5.

I.3. Objetivos e hipótesis de la tesis

Los hidratos de gas submarinos constituyen una fuente potencial de energía, pero su explotación puede causar importantes problemas ambientales. A pesar de que a la fecha se han realizado varios estudios que utilizan principalmente los métodos sísmicos para caracterizarlos, aún hay muchas dudas en cuanto a su localización exacta, cuantificación de los volúmenes, concentración y de sus propiedades físicas y químicas.

En ese sentido, por ejemplo, aún no hay claridad en cómo es la distribución de hidratos bajo el fondo marino; ¿está diseminado en el sedimento?, ¿es una capa homogénea?, ¿qué parte del subsuelo marino tiene mayor concentración?, ¿qué espesor tiene la última capa? Antes se pensaba que los hidratos de gas se distribuían bajo el fondo de mar en una capa homogénea hasta la posición aproximada del BSR (por ejemplo, Shipley et al., 1979), pero otras investigaciones han encontrado que el espesor de los hidratos de gas es variable bajo el fondo marino (por ejemplo, Bangs et al., 1993; Pecher et al., 2001). Una hipótesis que se plantea para este trabajo es que los hidratos de gas submarinos no tienen una concentración constante, ni son homogéneos bajo el fondo del mar, sino que tienen una variabilidad espacial en su distribución y concentración. Esta variabilidad dependerá de algunos factores físico-químicos, pero también de factores geológicos o tectónicos que harán cambiar la estabilidad de los hidratos de gas, el aporte de materia orgánica, fluidos o gas libre. Por lo tanto, la presencia o movimientos de estructuras geológicas controlan la continuidad de la capa de hidratos.

Para dar respuesta a las interrogantes, en esta tesis se procesan y analizan tres líneas sísmicas multicanal, con una longitud total aproximada de 750 km, adquiridas durante la campaña de exploración marina SPOC, realizada a bordo del buque alemán “Sonne” durante el año 2001, ubicadas entre los 37° y 40° S en el talud continental de Chile. El área de estudio es compleja desde el punto de vista tectónico. El mayor sismo registrado en la historia, el gran sismo de 1960, ocurrió en esta zona (Nelson y Manley, 1992), con magnitud $M_w=9.5$. Zonas de fractura y montes marinos subducen provocando gran deformación en el prisma de acreción. Con este análisis se identifican las principales estructuras geológicas que pueden afectar la geometría del BSR o las capas de hidrato de gas.

En las líneas sísmicas se identifica el BSR como marcador de la base de la capa de sedimentos con hidratos de gas y se determina su magnitud y geometría, para establecer una relación con las estructuras tectónicas principales. Pero asociado al BSR, existen otros problemas o interrogantes: ¿realmente el BSR indica la base de la capa de hidrato de gas?, ¿por debajo del BSR existe gas libre o existe sedimento “normal”?, ¿qué causa el BSR?, ¿qué propiedades físicas tendrá el sedimento hidratado o el que contiene gas libre?. Otra hipótesis para esta tesis es que el hidrato de gas en los sedimentos causa un cambio en las propiedades físicas que causa un cambio en la impedancia acústica entre la capa hidratada y la no hidratada, creando el BSR. Un fuerte contraste sísmico se tendrá si hay gas libre bajo el hidrato. Para dar respuesta a estas otras interrogantes, se realiza un modelado de la estructura de velocidad sísmica, espesores, densidades y factor de calidad. Para ello se utiliza un método de modelado directo 1-D y con los parámetros obtenidos se crean

sismogramas sintéticos, los cuales son ajustados por comparación con los reales, para establecer los parámetros finales.

Así, presentamos una manera distinta y única para determinar algunas características sísmicas y físicas relacionadas con el BSR y los hidratos de gas, utilizando datos convencionales de sísmica marina de superficie, sin requerir procesamiento o arreglo previo de los datos. Con lo anterior se busca dar respuesta o contribuir en la solución a las preguntas fundamentales que aún no han sido claramente respondidas. Este trabajo es el primero en modelar el BSR en el área central-sur de Chile, la cual se considera muy importante si los hidratos llegan a ser explotables.

II. MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO

En el margen convergente chileno se ha desarrollado una de las zonas de subducción más continuas del mundo (alrededor de 4000 km de longitud), sólo sobrepasada por las zonas de subducción de Aleutianas - Japón. En esta zona la placa oceánica de Nazca subduce por debajo de la placa continental Sudamericana (a una velocidad de 8 cm/año), tiene una gran variabilidad lateral de diferentes estructuras y procesos relacionados con la subducción. Por ejemplo, en la zona norte del margen continental chileno (figura 7), la subducción se caracteriza por ser de tipo erosiva activa (Reichert y Schreckenberger, 2001) debido principalmente a las bajas tasas de aporte sedimentario por erosión continental, lo que origina un prisma acrecional pequeño (von Huene y Scholl, 1991) y por un fuerte

acoplamiento en la zona de subducción, que da lugar a la delaminación del margen continental (Díaz, 1999). En la zona centro-sur (figura 7) se encuentra una subducción de tipo acrecionario (Reichert y Schreckenberger, 2001); sin embargo, Bangs y Cande (1997) y Díaz (1999) han encontrado que el proceso de subducción puede ser más complejo debido a períodos acreccionales y erosivos alternados. El margen sur (figura 7) se caracteriza por la presencia de fiordos con un intrincado patrón de islas, como resultado de las altas tasas de sedimentación y de subsidencia. A pesar de que la zona de subducción de la parte sur también está acoplada, en ella no se presenta delaminación y predomina flexión probablemente originada por la subsidencia en el margen continental (Díaz, 1999).

El ángulo de subducción varía a lo largo de la trinchera, resultando una segmentación del margen continental (variaciones en el ángulo de subducción). Los límites de los segmentos normalmente coinciden con las elevaciones batimétricas (montes marinos) (Yáñez et al., 2001; von Huene et al., 1997), dorsales (Tebbens et al., 1997; Cande et al., 1987) y zonas de fracturas sobre la placa oceánica (Pilger, 1981). Kopp y Kukowski (2003) suponen que podría existir una correlación entre la flotabilidad de la placa subducida y la ocurrencia de la subducción de bajo ángulo. Otros factores o procesos que hacen cambiar las propiedades laterales de la subducción en el margen chileno son el aporte de sedimentos terrígenos (Bangs y Cande, 1997; von Huene y Scholl, 1991) y oblicuidad de la subducción (Kopp et al., 2001).

En el margen convergente chileno se encuentran numerosas zonas de fracturas oceánicas que interceptan a la trinchera (figura 8) con orientaciones de 35° y 75° al norte y

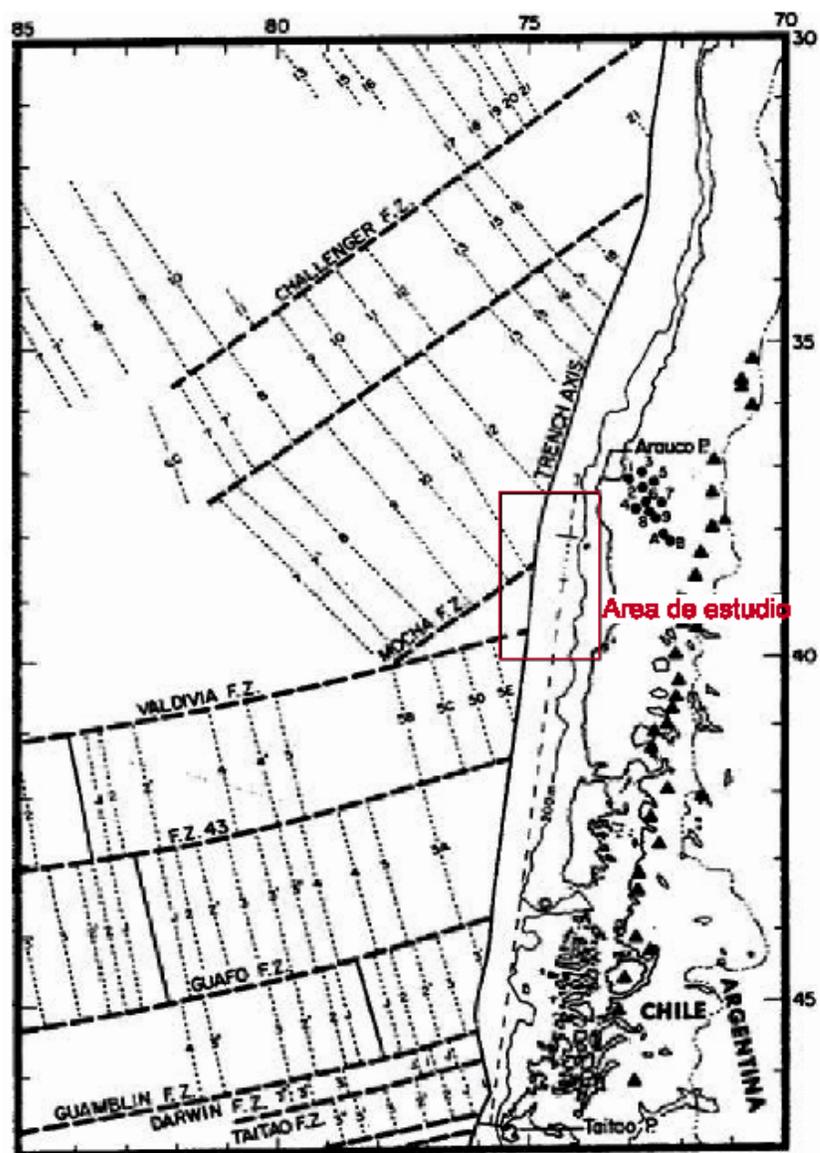


Figura 8. Mapa que indica las zonas de fracturas y las anomalías magnéticas sobre la placa oceánica y el área de estudio (Cifuentes, 1989).

sur de la zona de fractura Valdivia, respectivamente. A pesar de que las zonas de fracturas son rasgos estructurales de primer orden, considerando que pueden alcanzar longitudes de varios miles de km, sólo recientemente Díaz (1999) ha documentado la posible influencia de estas estructuras en los procesos de subducción en esta región, con base en el hallazgo de diferencias en el estilo de deformación a ambos lados de la prolongación de la zona de fractura Mocha sobre el margen continental chileno. Además, en estos sitios de intersección se producen complejidades. Es común encontrar vacíos sísmicos y magmáticos en los arcos asociados (Barrientos, 1994; Cifuentes, 1989; McGeary et al., 1985).

Las unidades litológicas aflorantes a lo largo de la región costera centro-sur de Chile son las rocas del basamento continental, interpretadas como rocas metasedimentarias de bajo grado que son parte del prisma del Paleozoico (Mordojovich, 1974 y Hervé et al., 1988).

El basamento está intrusionado por el Batolito Patagónico, formado por una serie de plutones del Jurásico tardío al Mioceno orientado N-S a lo largo de 1000 km. Registros de sísmica en el área cercana a isla Mocha muestra que el basamento tiene una alta amplitud de reflexión. Las amplitudes de reflexión sísmica se presentan muy irregulares en el área de la plataforma continental. Usualmente el techo del basamento metamórfico se correlaciona con un tiempo doble de viaje entre 1 a 2 s (Mordojovich, 1974).

Estudios realizados por von Huene et al. (1985) infieren que el basamento continental en la región de la isla Mocha ha sido truncado a lo largo del margen de la zona

centro-sur de Chile. Un basamento cortado, a lo largo de la línea costera de Chile, coincide con las observaciones del volcanismo de la zona de subducción Mesozoica encontrada a lo largo de la línea de la costa moderna.

González (1989) y Bangs y Cande (1997) mencionan que la superficie irregular del basamento a través de la plataforma continental ha formado una serie de pequeñas cuencas, que tienen un espesor de más de 3000 m (figura 9). Perforaciones cerca de la isla Mocha ($38^{\circ} 30'S$), en el medio de la plataforma continental, alcanzaron el basamento metamórfico a 500 m de profundidad bajo los sedimentos del Plioceno (sitio D en figura 9). En $39^{\circ} S$, sobre el talud y a 35 km de la costa (sitio F de la figura 9), una perforación similar recuperó 1660 m de sedimentos compuestos de esquistos, principalmente, y arenas del Mioceno, antes de alcanzar el basamento metamórfico. Sobre las rocas cretácicas están los sedimentos más viejos que se encuentran sobre el techo del basamento metamórfico, ellos yacen al norte de la subcuenca Mocha-Valdivia y están expuestos sobre la península de Arauco, pero parecen estar ausentes del sur de la isla Mocha (González, 1989).

Las unidades estratigráficas en el área (figura 9) muestran dos patrones diferentes: uno al norte de $38^{\circ} S$, con estratos cubriendo tiempos desde el Senoniano (70 a 100 Ma) al Plioceno (1 a 5 Ma), aunque con algunos hiatos; y otro hacia el sur, donde existen solamente unidades del Plioceno y Mioceno (5 a 20 Ma) por sobre el basamento Paleozoico metamórfico.

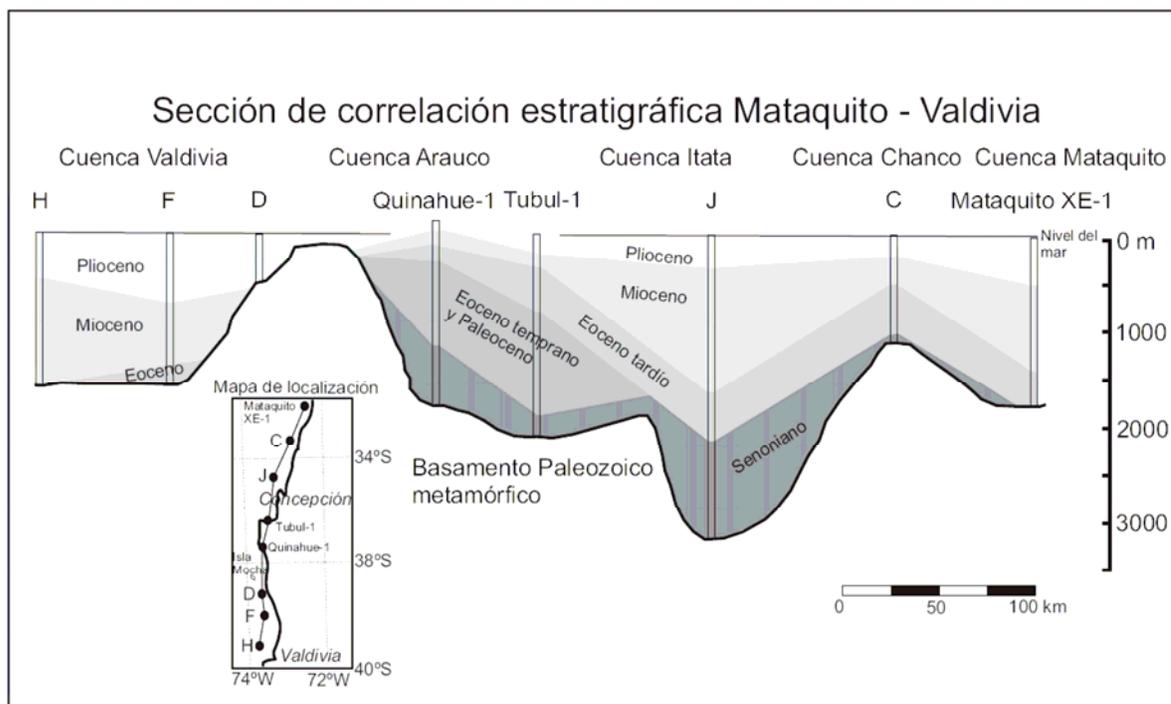


Figura 9. Sección estratigráfica regional mostrando las relaciones de unidades Cretácicas y Terciarias a lo largo de las cuencas Mataquito, Chanco, Itata, Arauco y Valdivia (González, 1989).

III. METODOLOGÍA

III.1. Área de estudio y datos geofísicos

Los datos geofísicos que se utilizan en esta tesis son aquellos obtenidos del crucero SPOC (Subduction Process Off Chile, SO-161) a bordo del buque R/V “Sonne” del BGR (*Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe*) de Alemania (Reichert y Schreckenberger, 2001). En la figura 10 se muestran las trayectorias de navegación de donde se obtuvieron los datos geofísicos. El crucero se realizó en varias etapas; las principales se efectuaron durante el año 2001. Se colectaron datos de sísmica de reflexión multicanal, gravedad, magnetismo y batimetría multihaz.

La región investigada se dividió en tres sub-áreas: “A”, “B” y “C” (figura 10); la de interés de para esta tesis está dentro del área “A”. En ella se realizaron 19 líneas sísmicas, más otras sin información sísmica. De estas líneas se seleccionaron sólo tres, que se consideraron clave para conseguir el objetivo planteado: SO161-26, SO161-34 y SO161-43 (figura 11). Además, cada una de estas líneas representa el área de los segmentos definidos por la prolongación de las zonas de fractura hacia la zona del margen continental del área de estudio (zonas de fractura Mocha y Valdivia, figura 8).

El sistema de sísmica de reflexión del R/V “Sonne” contó con 20 cañones de aire en grupos de 6, que disparaban un volumen total de 51.2 l a una presión de operación de 13.5 MPa. El cable de registro (*streamer*) tenía un largo de 3000 m y 132 canales. El tiempo de

grabación empleado fue de 14 s y el intervalo de muestreo fue de 4 ms. El intervalo entre tiros fue de ~50 m.

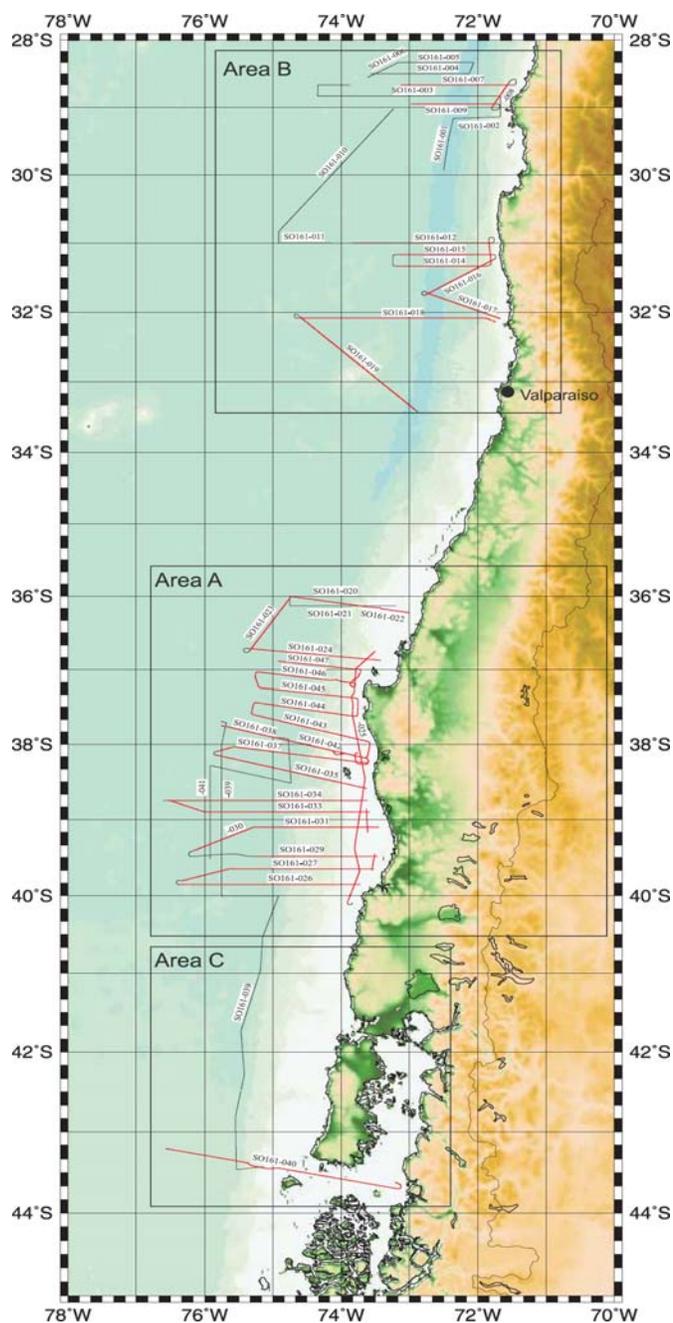


Figura 10. Mapa que indica las áreas y trayectorias de navegación realizadas en el cruceo SPOC a bordo del buque R/V "Sonne" del BGR de Alemania (Reichert y Schreckenberger, 2001). El área de estudio para esta tesis queda comprendida en el Área A del cruceo SPOC.

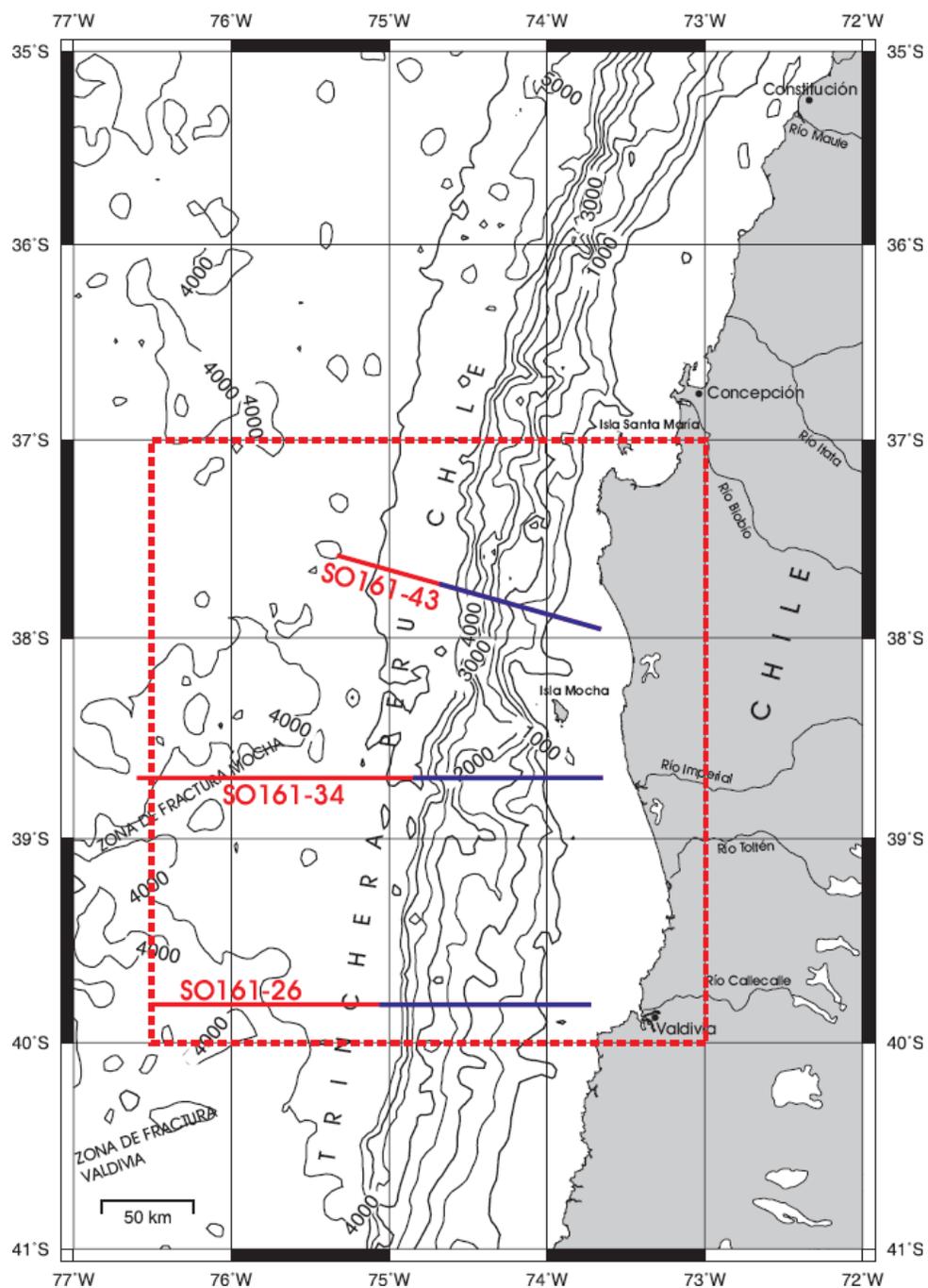


Figura 11. Mapa que indica las líneas sísmicas SO161-26, SO161-34 y SO161-43 utilizadas en este estudio. Las partes azules de las líneas indican las secciones procesadas. La batimetría de referencia que aparece fue calculada a partir de los datos de Smith y Sandwell (1997).

III.2. Procesamiento de la batimetría

Se creó una imagen de la topografía submarina para establecer alguna relación entre ésta y la distribución regional del BSR. Para ello se creó una malla digital de 1'x1' uniendo la batimetría multihaz obtenida por el R/V "Sonne" de su crucero SPOC y la compilación batimétrica de Zapata (2001) la cual contiene la batimetría monohaz de varios cruceros recopilada por NGDC-NOAA (*National Geophysical Data Center y National Oceanic and Atmospheric Administration*) y cruceros del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de las Armada de Chile (SHOA). Las áreas oceánicas sin datos y la topografía terrestre fueron completados utilizando la base de datos de Smith y Sandwell (1997) (<http://topex.ucsd.edu>). La batimetría multihaz fue procesada usando el programa MB-System (edición manual y filtrado automático) de Caress y Chayes (1999). La malla final fue creada con el algoritmo de interpolación de tensión continua ajustable de Smith y Wessel (1990).

III.3. Pre-procesamiento sísmico

Esta etapa consistió en la lectura de la información sísmica contenida en cintas magnéticas de tipo DLT. Los datos obtenidos durante la campaña fueron grabados en formato SEG-D demultiplexados y con corrimiento en tiempo de 120 ms. A bordo, los datos crudos ordenados por tiros fueron convertidos a formato SEG-Y y almacenados en las cintas DLT de 15/20 GB, que fueron las utilizadas en esta tesis.

Dado el gran tamaño digital de cada línea sísmica (por ejemplo, SO161-34: ~11 GB), fue necesario diseñar un sistema computacional apropiado para la lectura y almacenamiento de los registros, y utilizar un sistema operativo adecuado para la manipulación de grandes archivos superiores a 2 GB. La lectura se realizó en una estación UNIX Digital y los datos fueron traspasados vía ethernet a un PC con sistema operativo LINUX, con sistema de archivos ReiserFS y respaldados en un disco duro dedicado. Debido a las limitaciones de espacio en el disco y a la memoria RAM, fue necesario reducir los archivos de trabajo al máximo, sólo se extrajeron los datos correspondientes a la zona del margen continental, dejando fuera la zona de la trinchera y de la placa oceánica.

La información sísmica para cada tiro provenía de 132 canales (grupos de hidrófonos). A parte de estos canales, existían 12 canales extras para el control de la calidad de las señales sísmicas. Estos canales fueron eliminados ya que no contenían información relevante para este trabajo. Además, sólo se extrajeron para cada tiro sólo 108 trazas sísmicas (desde el canal 1 al 108). La información sísmica proveniente de los demás canales (109 al 132) no fueron utilizados como se explica en la sección “asignación de la geometría”.

Cada archivo resultante de los registros sísmicos fue separado en varios archivos más pequeños para el procesamiento, tomando aproximadamente unos 250 tiros, debido a las limitaciones de memoria. Cada archivo fue revisado y se aplicó el proceso de eliminación de trazas cuando se presentaba alguna con señales que no correspondían a una situación normal, por ejemplo, ruido excesivo, sin señales, etc. La figura 12 presenta un

ejemplo del ordenamiento de los grupos de trazas en función de los tiros, que es la manera como se encontraban originalmente los datos.

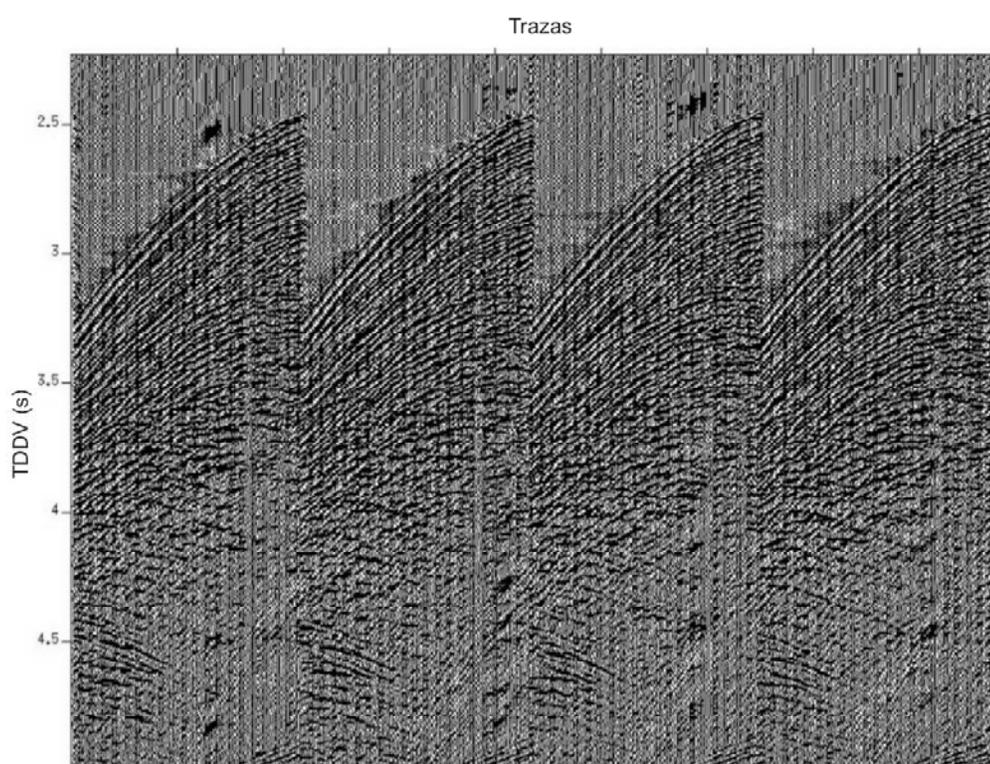


Figura 12. Trazas crudas ordenadas en grupos de tiros (*shot gathers*) para una parte de la línea sísmica SO161-34 (TDDV: tiempo doble de viaje).

III.4. Procesamiento sísmico

III.4.1. Introducción

Cuando las ondas sísmicas generadas por el método de reflexión se propagan al interior de la Tierra, reciben la energía de reflexión de otros eventos sísmicos que se superpone a la energía principal. Esto causa que los datos adquiridos sean oscurecidos por ruido. Una parte del procesamiento sísmico tiene por finalidad mejorar la relación señal-ruido y obtener una imagen sísmica adecuada que permita la interpretación de las estructuras que existen en el subsuelo.

Nuestro procesamiento pretende también representar de la mejor forma el BSR y las estructuras geológicas principales, para correlacionarlos entre sí y caracterizar la variabilidad espacial del BSR, en las tres líneas sísmicas seleccionadas (SO161-26, SO161-34 y SO161-43).

Los criterios y técnicas de procesamiento se basan principalmente en los métodos presentados por Yilmaz (1987) y Sheriff y Geldart (1995). Los algoritmos utilizados son de Stockwell y Cohen (2002). El flujo de procesamiento aplicado a cada registro sísmico aparece en la figura 13. A continuación se detallan los pasos aplicados y las técnicas empleadas.

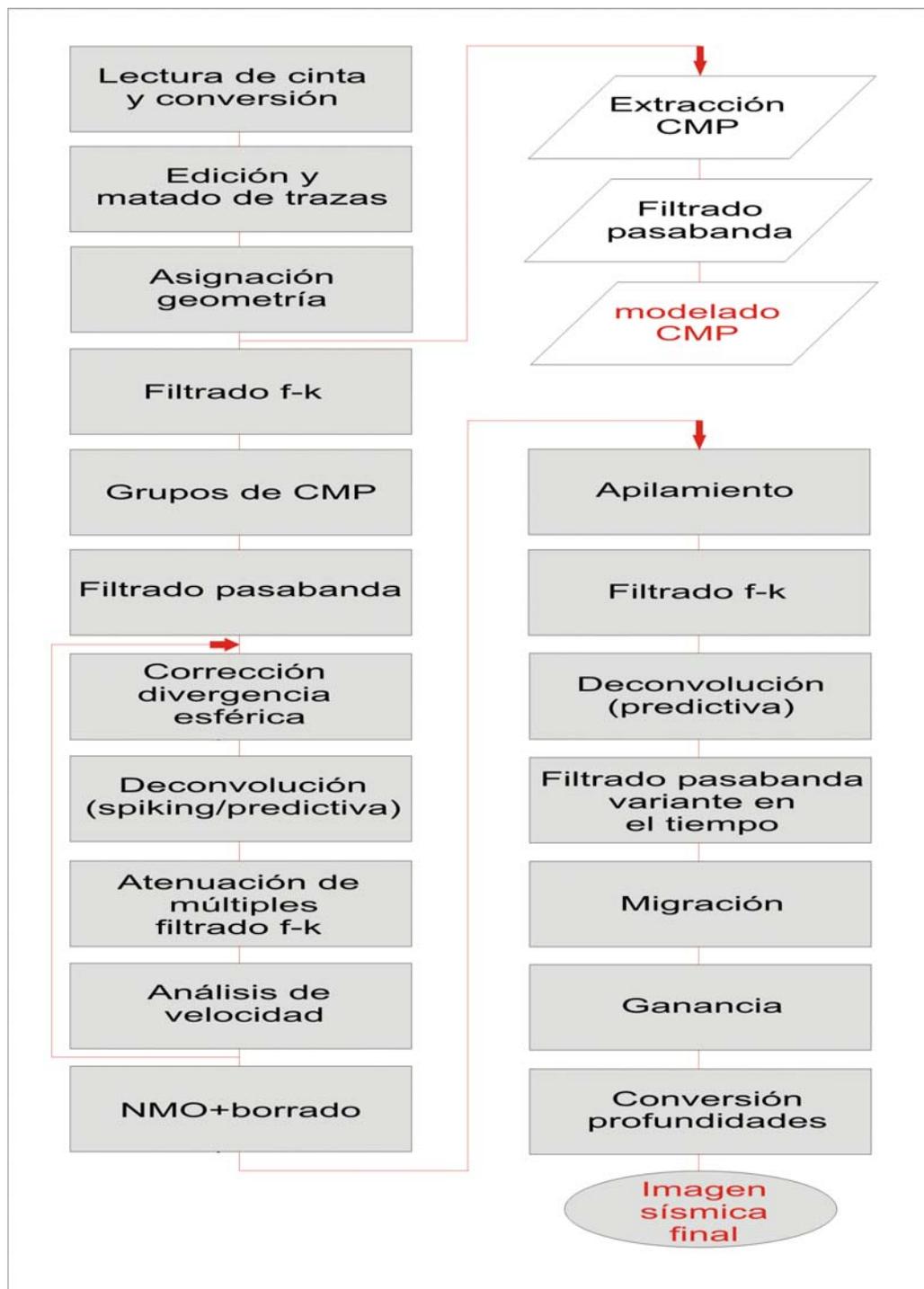


Figura 13. Esquema del flujo de procesamiento sísmico empleado para obtener las imágenes sísmicas y la información sísmica para el modelado.

III.4.2. Asignación de la geometría

Este proceso consiste en fijar los parámetros geométricos del arreglo de hidrófonos en función de la distancia a la fuente sísmica y de los puntos de tiro, con respecto a cada traza digital grabada en las cintas magnéticas.

Los hidrófonos estaban separados en dos grupos: uno con distancias entre subgrupos de 25 m (canales 1 a 108) y otro con distancias de 12.5 m (canales 109 a 132) (figura 14). A pesar de que se podían utilizar ambos grupos de hidrófonos en conjunto para obtener una imagen sísmica, por limitaciones de algunos algoritmos (por ejemplo, de migración) no fue posible trabajar con estos dos grupos simultáneamente. Se intentó trabajar cada dos canales para el grupo entre los canales 109 y 132, pero debido a dudas con la distancia de separación entre ambos grupos principales, se prefirió trabajar sólo con los canales entre el 1 y el 108, los cuales presentaron buena resolución para el trabajo. Además, con esta selección se redujo el tamaño del archivo final.

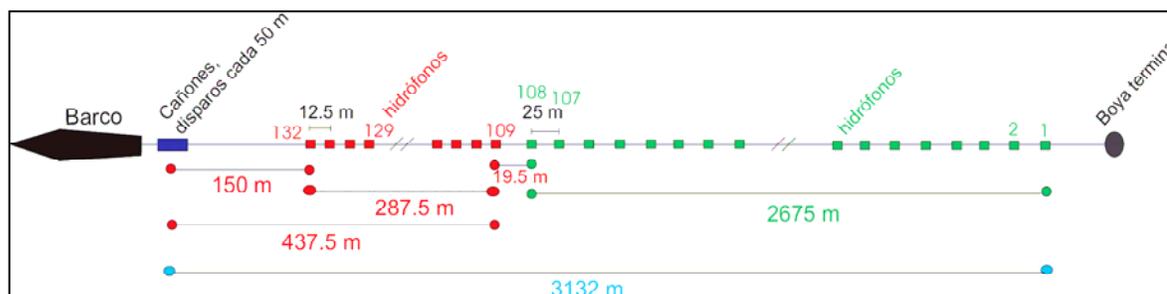


Figura 14. Disposición de la fuente sísmica (cañones) e hidrófonos en el arreglo sísmico del buque R/V "Sonne".

III.4.3. Ordenación en grupos de CMPs

A través del proceso de la asignación de la geometría se identifican las trazas que poseen los mismos puntos o áreas de reflexión (*common mid point*: CMP, punto medio común o *common depth point*: CDP, punto medio en profundidad) (figura 15). Cada traza individual es asignada al punto medio entre la posición del tiro y del receptor correspondiente a esa traza. Esas trazas con el mismo punto medio son agrupadas en conjunto haciendo un grupo de CMP, las cuales se ordenan en función de la distancia fuente-receptor (*offset*), como se muestra en el ejemplo de figura 16. La multiplicidad o *fold* (número de trazas correspondientes a un CMP) obtenido fue de 27. Este número puede ser calculado según la ecuación (1). La distancia entre trazas para cada CMP fue de 12.5 m. Esta técnica de agrupamiento es muy utilizada ya que provee redundancia de información y mejora la calidad de la señal.

$$\text{Fold} = (\text{N}^\circ \text{ de hidrófonos} \times \text{distancia entre hidrófonos}) / (2 \times \text{distancia entre tiros}) \quad (1)$$

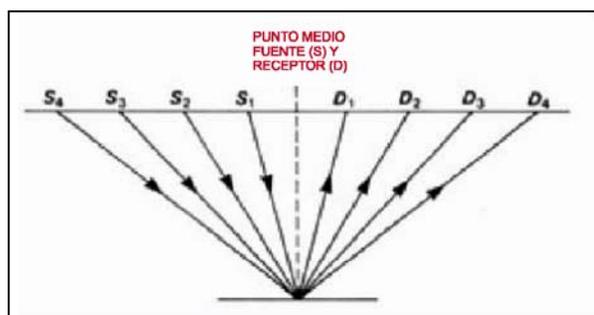


Figura 15. Para un reflector horizontal todas las trazas tienen el mismo punto medio común (CMP) y el mismo punto de reflexión en el subsuelo.

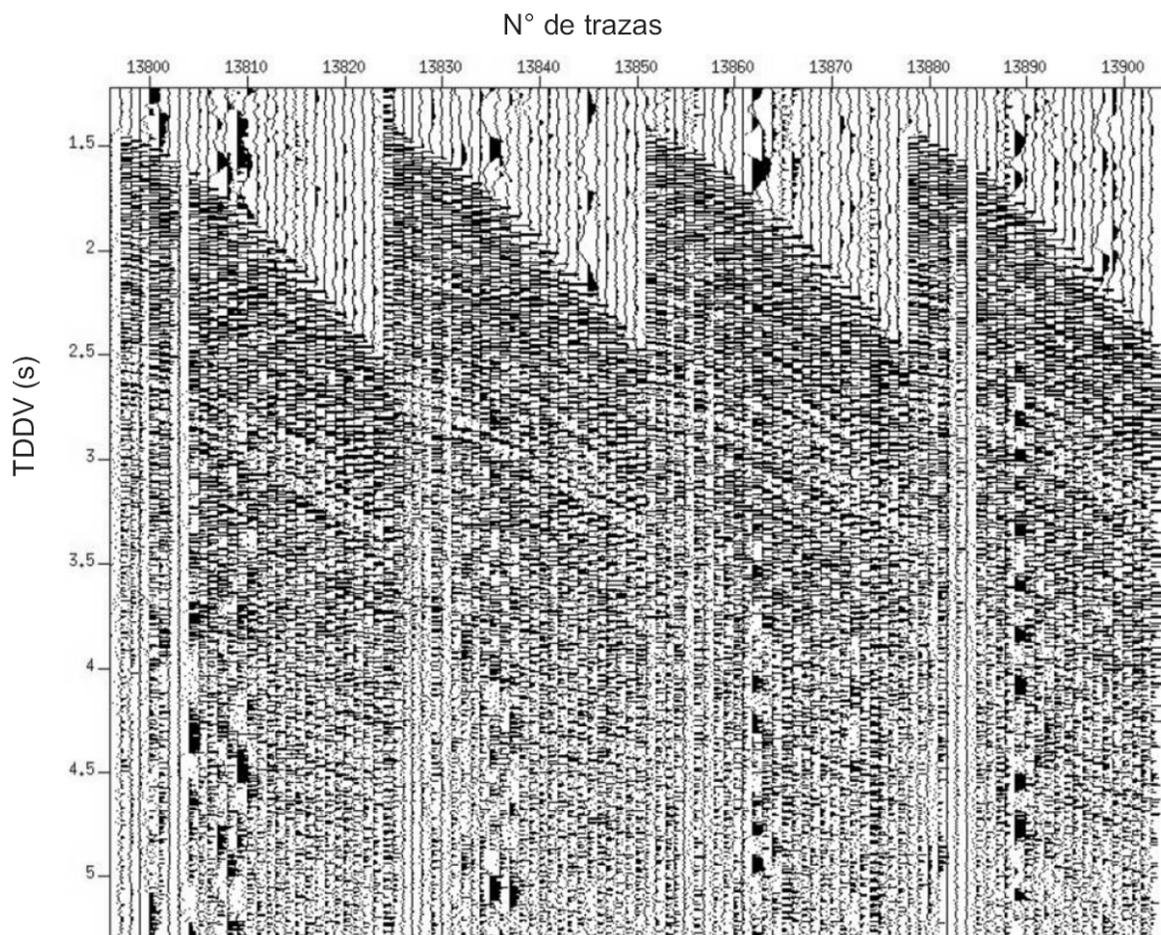


Figura 16. Trazas crudas ordenadas en grupos de CMP (*common mid points*) para una parte de la línea sísmica SO161-34 (TDDV: tiempo doble de viaje).

III.4.4. Filtros (de frecuencia)

La fuente de la energía de reflexión emite en un rango determinado de frecuencias (entre ~5 a ~125 Hz). Fuentes de ruido específico y otros ruidos están comúnmente presentes en un rango de frecuencia diferente y, por lo tanto, es posible separar el ruido de la información de reflexión.

III.4.4.1. Filtro pasabanda

Fue aplicado un filtro pasabanda de tipo Butterworth antes del agrupamiento de los CMPs. Primero se realizó un análisis espectral para determinar el rango de frecuencias de interés para algunos tiros de cada registro de las líneas sísmicas (figura 17). Además, tomando como base los valores encontrados, también se creó un panel de filtros para visualizar los mejores parámetros. Los parámetros elegidos fueron: 5-10-55-65 Hz. Un ejemplo de su aplicación, aparece en la figura 18.

III.4.4.2. Filtro $f-k$

Este tipo de filtro bidimensional (dominio frecuencia-número de onda) fue aplicado en varias etapas del procesamiento, antes del agrupamiento en CMPs (para el agrupamiento por tiros) y después del apilamiento o *stacking* (figura 19). El procedimiento especial para la atenuación de múltiples (eventos que han sufrido más de una reflexión) es explicado en una sección más adelante.

Este filtro se utiliza principalmente para la eliminación del ruido que se presenta con pendientes en la imagen sísmica en el dominio tiempo-espacio. En el espectro frecuencia-número de onda, la señal principal se presenta en un sector central formando un abanico, el ruido se presenta en sectores laterales, por lo cual, el filtro suprime esta parte del espectro (figura 19). Los sectores eliminados se corresponden con *aliasing* espacial.

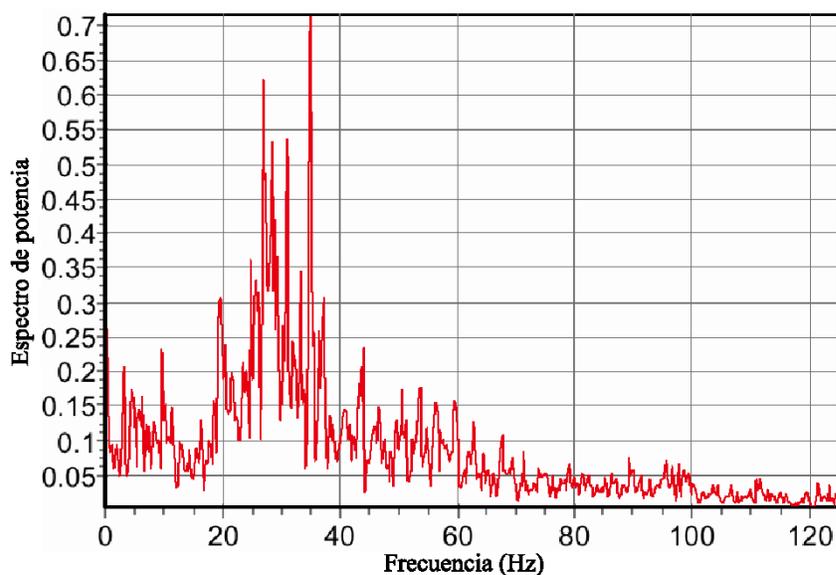


Figura 17. Espectro de potencia de una traza definida para el tiro 1625 de la línea sísmica SO161-26.

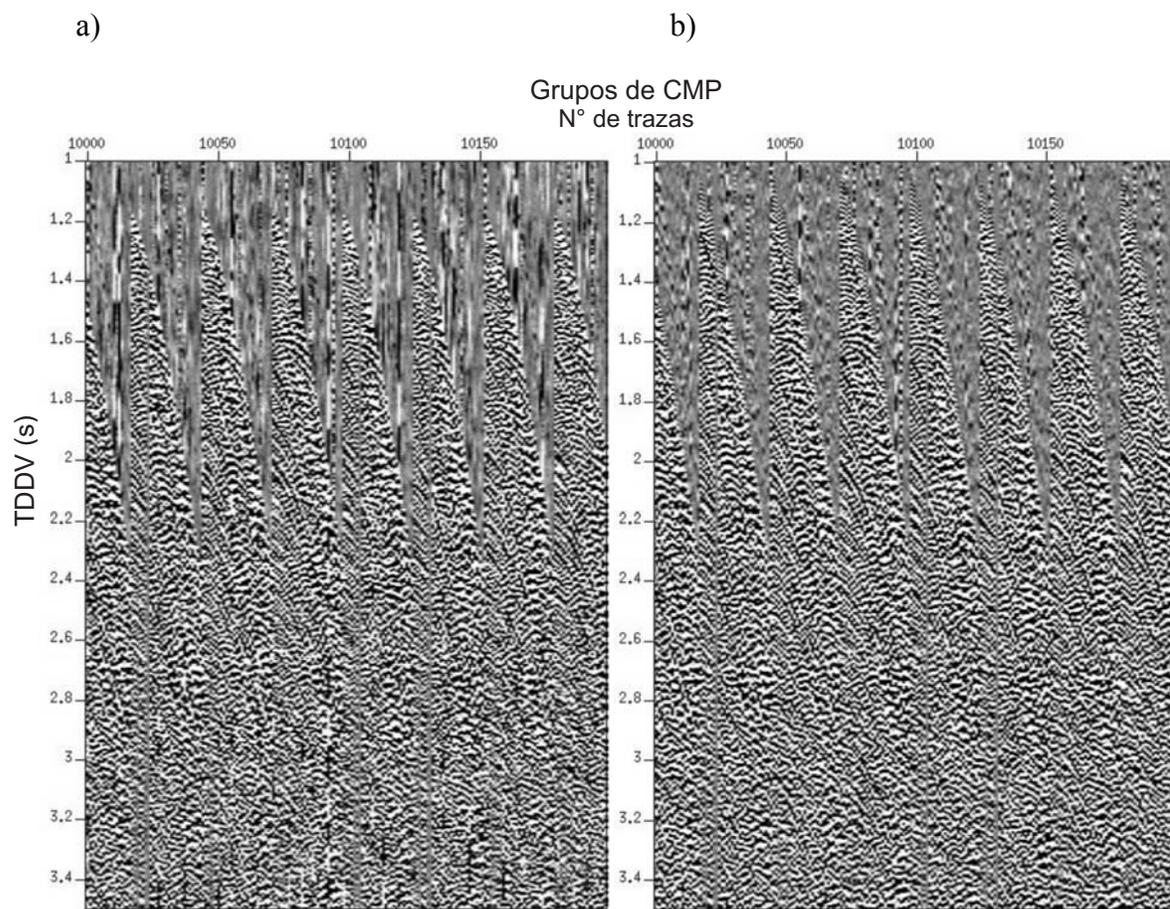


Figura 18. Trazas ordenadas en grupos de CMP para una parte de la línea sísmica SO161-34. En a): CMP crudo; en b): CMP filtrado con un filtro de banda de paso amplio Butterworth. (TDDV: tiempo doble de viaje).

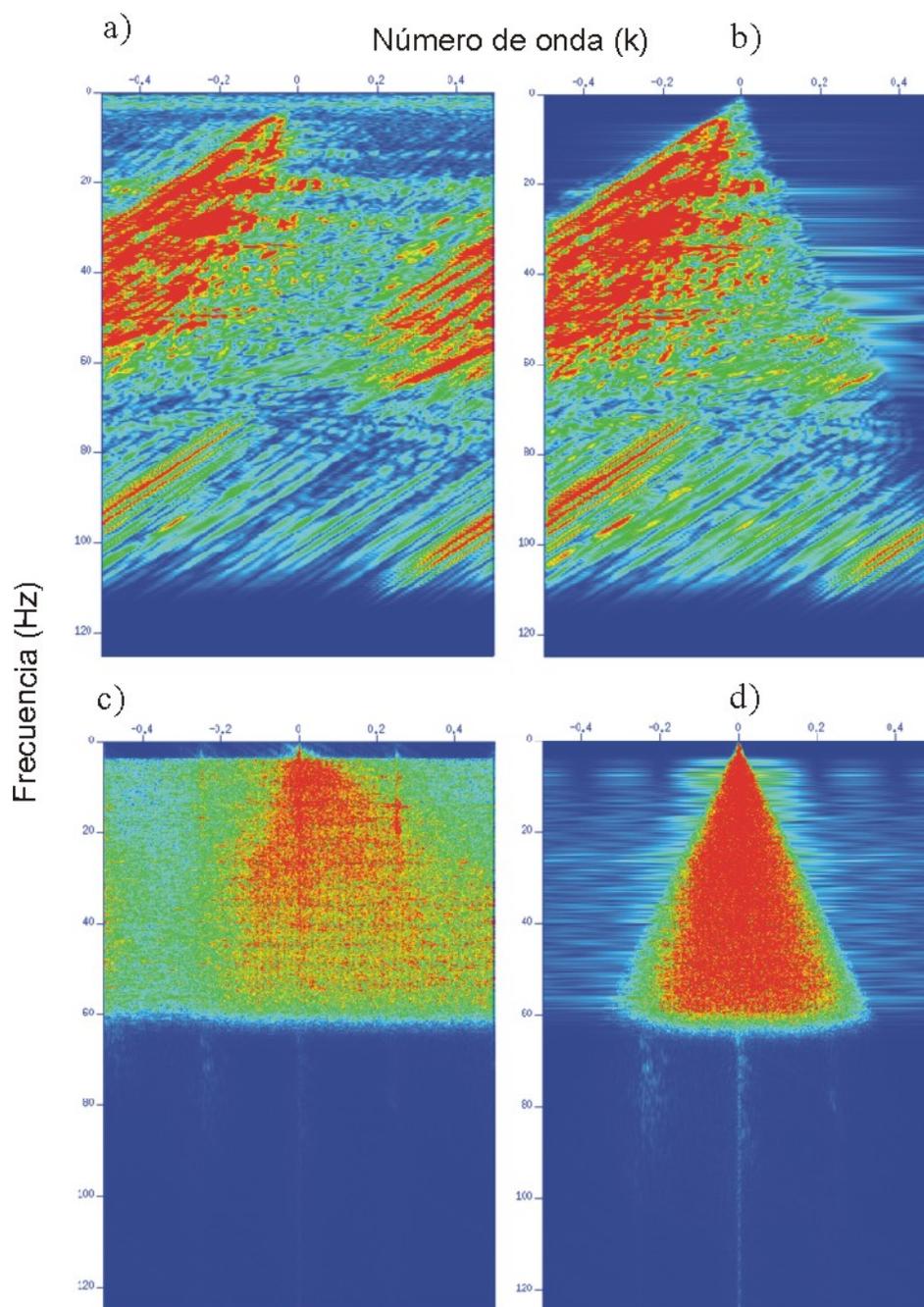


Figura 19. Ejemplos de espectros $f-k$ para la línea SO161-26. En a): para un tiro crudo; en b): luego de realizar filtrado $f-k$. En c): para el apilamiento (*stack*); en d): luego de realizar el filtrado $f-k$.

III.4.5. Filtro de frecuencia variable en el tiempo

El contenido de frecuencias de los datos cambia debido a los diferentes pasos del procesamiento y la aplicación de varios filtros genera ruido adicional. Muchas veces el ruido está contenido en una banda de frecuencia limitada. En general, el espectro de frecuencias de reflexiones sísmicas se hace más bajo al aumentar el tiempo de llegada a medida que las componentes de alta frecuencia se atenúan más rápido por absorción y los procesos de filtrado. Por lo tanto, se desea cambiar a menudo la banda de paso hacia frecuencias más bajas para partes posteriores de los registros, o sea, se quiere obtener un filtrado variable con el tiempo. Éste consiste en parámetros de filtrado que cambian con el tiempo de viaje. Los parámetros no cambian continuamente, sino que el tiempo de viaje es dividido en diferentes ventanas para las cuales se determinan los diferentes parámetros. En nuestro caso, la aplicación del filtro se realiza por sectores amplios, dependiendo de los cambios de profundidad del fondo marino. Como ejemplo, los parámetros típicos aparecen en la Tabla 1.

Tabla I

Parámetros utilizados para los filtros de frecuencia variable en el tiempo.

Rangos de tiempos (s)	Frecuencias (Hz)
0-4	5-15-50-55
4-8	5-15-45-50
8-14	15-20-40-45

III.4.6. Corrección de las amplitudes

Las amplitudes de las señales sísmicas decaen con el aumento del tiempo de viaje. Para obtener una imagen realista, se debe compensar el decaimiento. Existen varios métodos para preservar la información de las amplitudes. En este trabajo fue utilizada el de la corrección por divergencia esférica y el control de ganancia automática (AGC).

La corrección por divergencia esférica se aplica para compensar la pérdida de amplitud que ocurre debido a la dispersión espacial de la onda. Como primera aproximación, se supone una velocidad de propagación constante (1500 m/s); una vez que las velocidades de propagación son mejor conocidas, es posible aplicar este procedimiento más correctamente.

Dentro del flujo de procesamiento (figura 13) se aplica la corrección por divergencia esférica después del agrupamiento por CMPs.

La ganancia AGC fue utilizada para compensar las amplitudes de aquellas señales débiles y así mejorar la representación de la imagen sísmica final. Esta ganancia fue aplicada sólo en la etapa final ya que una vez aplicada no es posible reconstruir la señal original. Tampoco fue utilizada en el modelado. La ventana de tiempo elegida fue de 500 ms.

III.4.7. Deconvolución

La deconvolución se aplicó en dos etapas del procesamiento: una antes del proceso de atenuación de múltiples por filtrado f-k y la otra para el apilado antes de aplicar el filtro pasabanda variable en el tiempo. El primer proceso de deconvolución que se aplicó es el de tipo “*spiking*” que se utiliza para mejorar la resolución temporal de las trazas. En éste se intenta comprimir la señal. Se utiliza una deconvolución predictiva con un operador y una ventana temporal de predicción corta. El valor típico utilizado en esta tesis fue de 50 ms (lag máximo) que se extrae de un gráfico de autocorrelación para un CMP específico (figura 20).

También la deconvolución predictiva se utiliza para atenuar un poco las múltiples. En este caso, luego de realizar la autocorrelación de un CMP específico, se determinan los rangos de tiempo en que las señales se van repitiendo. Los parámetros aplicados para la ventana de predicción fueron: 15 y 240 ms (figura 21).

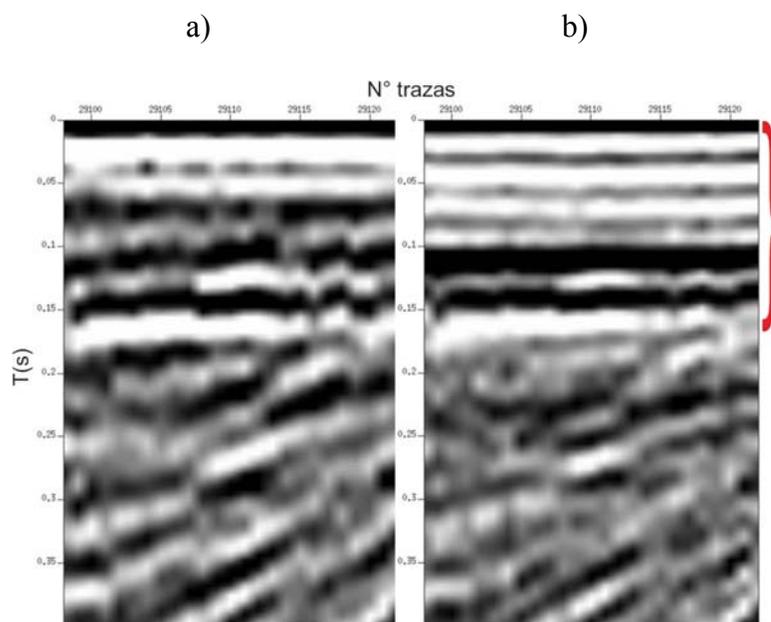


Figura 20. Ejemplo de la aplicación de la deconvolución de *spike* para un CMP específico. a) gráfico de autocorrelación. b) gráfico de autocorrelación luego de aplicar la deconvolución de *spike* para comprimir la señal. En la zona del paréntesis se aprecian las señales más definidas luego de la aplicación.

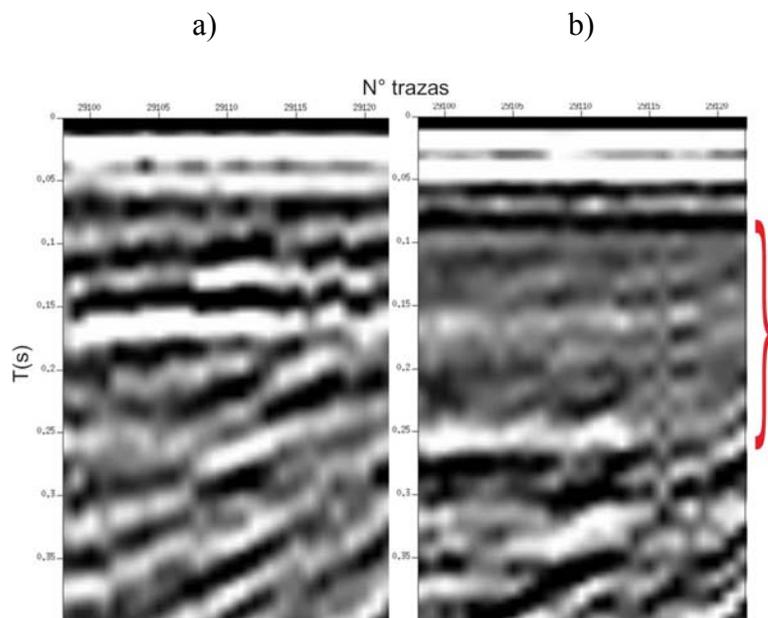


Figura 21. Ejemplo de la aplicación de la deconvolución predictiva para un CMP específico. a) gráfico de autocorrelación. b) gráfico de autocorrelación luego de aplicar la deconvolución predictiva para atenuar múltiples. En la zona del paréntesis se ha atenuado el efecto de reverberaciones.

III.4.8. Análisis de velocidades

La efectividad del proceso de apilamiento (*stacking*), para aumentar la fuerza de las reflexiones primarias relativas al ruido, depende bastante de la exactitud de las velocidades sísmicas usadas para calcular las correcciones por sobretiempo normal o NMO (*normal moveout*). Existen varios métodos para realizar el análisis de velocidades. El más popular actualmente es el de la semblanza. En este método se grafican los contornos de máxima coherencia (figura 22) para un CMP seleccionado. Los reflectores principales se hacen corresponder en tiempo con los puntos máximos en el gráfico de coherencia interactivamente, obteniéndose entonces la velocidad y se crea una tabla de tiempos y velocidades. Estas velocidades corresponden aproximadamente a valores de velocidad RMS (V_{RMS}).

Los CMPs seleccionados corresponden al menos a aquéllos en donde se verifica un cambio de velocidad abrupto, normalmente en los puntos de cambios de la topografía. Por lo tanto, en cada punto de cambio (más bien a ambos lados) se extrajo el CMP correspondiente del archivo de grupos de CMP, siendo la distancia mínima utilizada, alrededor de 700 m. En los sectores planos (sobre la plataforma), la máxima distancia utilizada entre CMPs fue de 5 km.

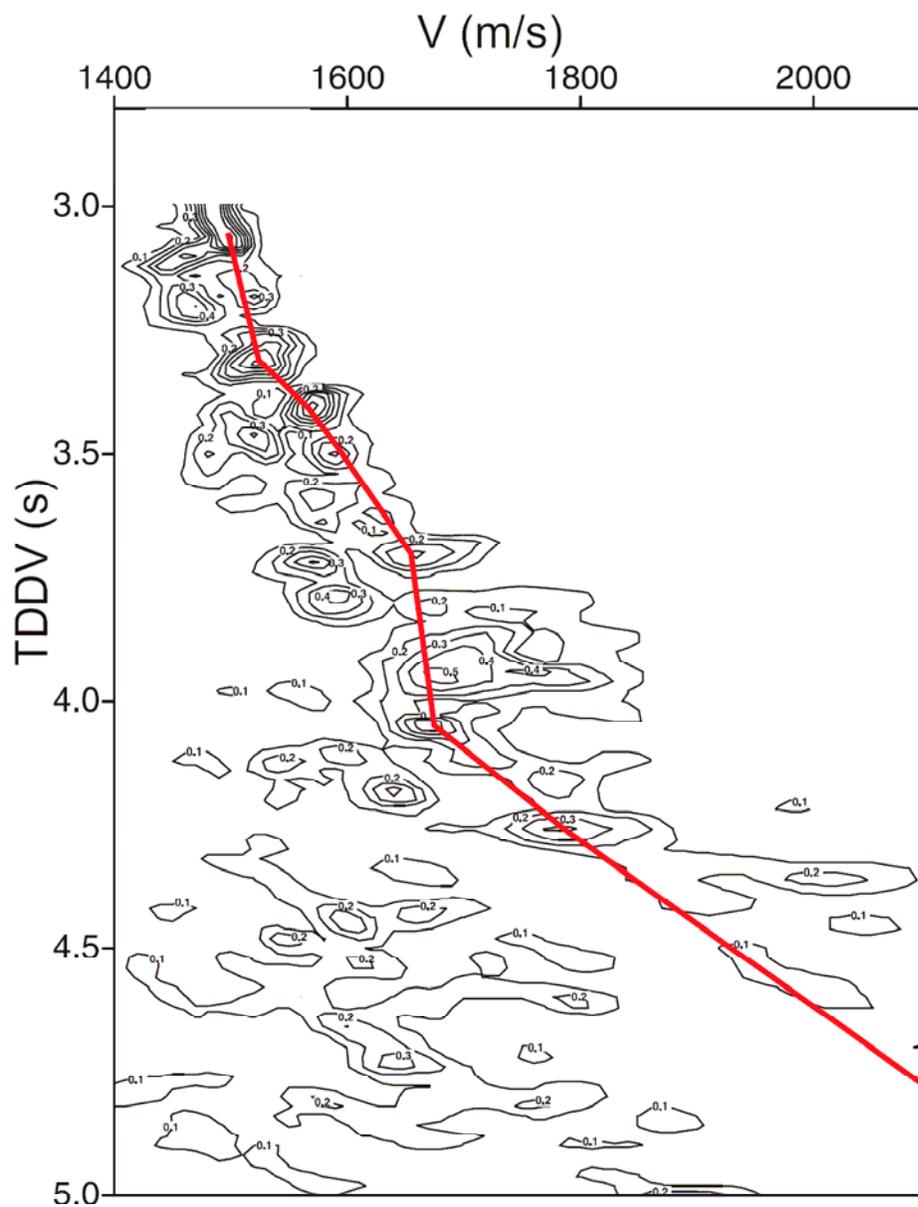


Figura 22. Ejemplo de un gráfico de contornos de máxima coherencia para el análisis de velocidades, según el método de la semblanza. La curva indica el modelo elegido.

III.4.9. Corrección NMO

Con las velocidades obtenidas del análisis de velocidades, se realiza la corrección de sobretiempo normal por distancia en las hipérbolas de reflexión (*normal moveout*, NMO), quedando éstas alineadas (figura 23) y al sumarse, la traza resultante tiene la máxima relación señal-ruido. Las correcciones NMO generan distorsiones en las frecuencias de las trazas que aumentan con el offset (distancia) y su efecto es mayor en las reflexiones superficiales. Ello da lugar a que previo al apilamiento, sea necesario eliminar un determinado tramo de hipérbolas (*stretch mute*).

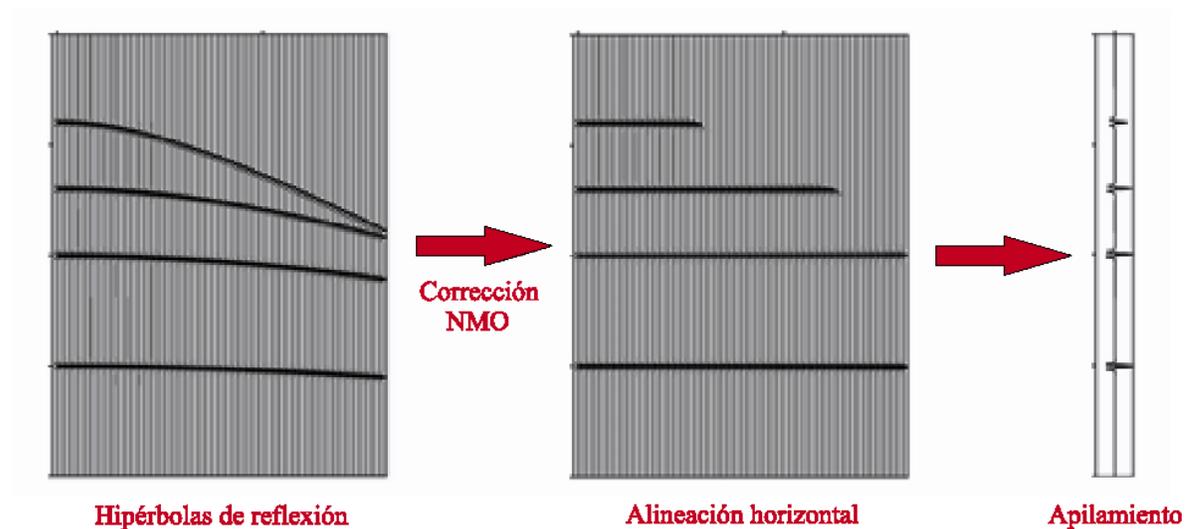


Figura 23. Principio de corrección NMO. Los reflectores son alineados usando la velocidad correcta. Después todas las trazas son apiladas o sumadas (*stacking*) (van der Kruk, 2005).

III.4.10. Atenuación de múltiples

Aparte del proceso de deconvolución, se aplicó un procedimiento especial para remover o atenuar las múltiples, el cual utiliza el filtrado $f-k$. A cada CMP seleccionado para el análisis de velocidades (sección III.3.8), se determinó las velocidades de las múltiples (figura 24). Utilizando las tablas de velocidades de las múltiples, se aplica la corrección NMO para el archivo de grupos de CMPs. Se obtiene el espectro $f-k$ y se eliminan las señales del abanico central, pero en un área muy angosta. Después, se aplica el NMO inverso para volver a la situación original, pero ahora no contendrá o estarán atenuadas las señales de las múltiples. Se vuelve a aplicar el NMO a los grupos de CMPs pero con la tabla de velocidades obtenidas según la sección III.3.8.4.

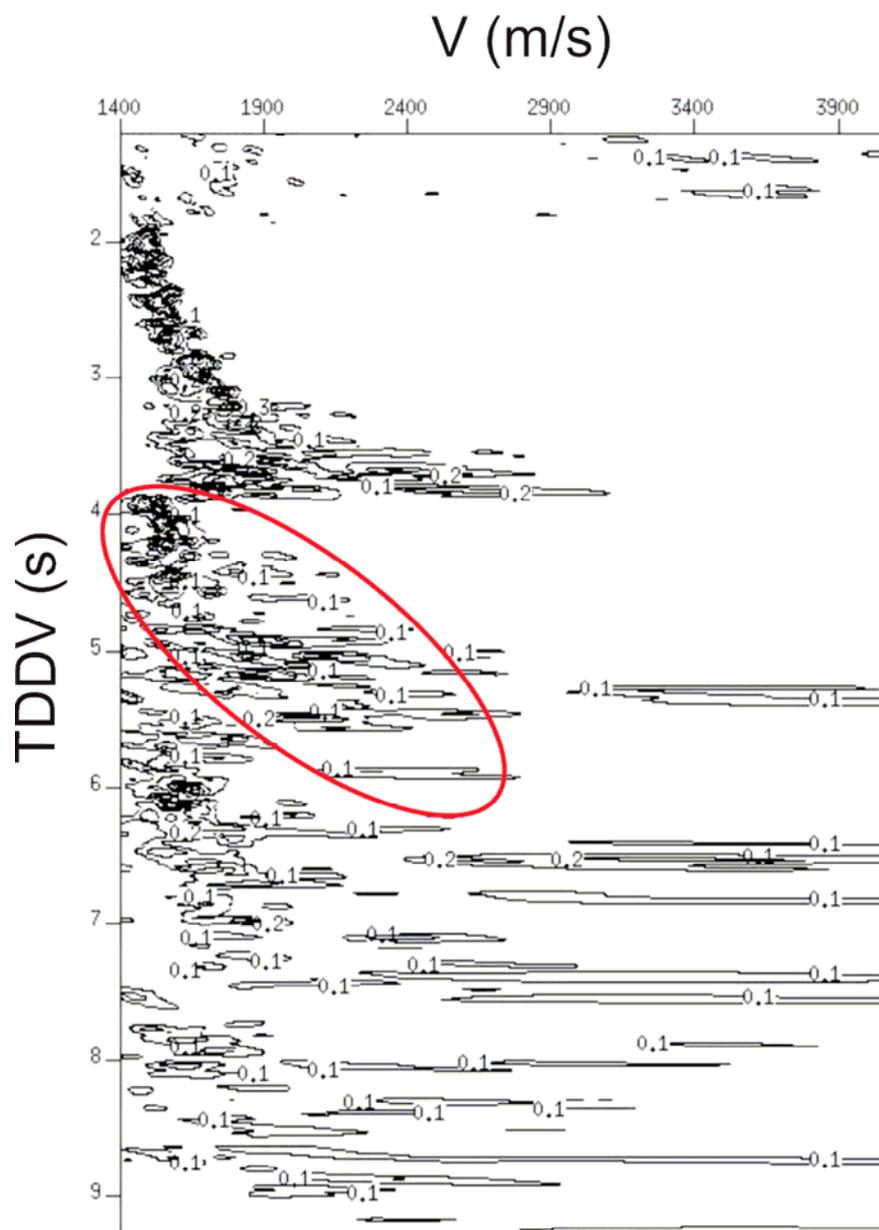


Figura 24. Ejemplo de un gráfico de contornos de máxima coherencia para el análisis de velocidades para atenuación de múltiples, según el método de la semblanza. La elipse muestra el área correspondiente a una múltiple.

III.4.11. Apilamiento o *stacking*

El apilamiento o *stacking* resulta de la suma de los datos corregidos por NMO. Se obtiene una aproximación de una sección *cero-offset* (sección apilada o *stack*), donde las reflexiones llegan por debajo de la posición del CMP. Para realizar el apilado se utilizó el modelo de velocidades obtenido del análisis de velocidades.

III.4.12. Migración

El apilamiento entrega la primera imagen del subsuelo marino. Sin embargo, para una geometría compleja y reflectores con pendientes, esta imagen no se parece a la realidad. Por ejemplo, los datos con apilamiento aún pueden contener hipérbolas de difracción. El proceso que corrige estos efectos es llamado migración. Con este proceso los reflectores son reposicionados a sus lugares correctos.

Existen varios métodos para realizar la migración. El utilizado en esta tesis es el de Gazdag (1978), el cual entrega resultados relativamente rápidos (menos tiempo de cómputo) y aceptables. Este tipo de migración trabaja en el dominio de la frecuencia – número de onda, donde Gazdag (1978) propone un método de corrimiento de fase con interpolación. El campo de onda de entrada es extrapolado por el método de corrimiento de fase usando un número múltiplo de funciones de velocidad constante lateralmente y son creadas una serie de campos de ondas de referencia. El campo migrado es entonces computado por interpolación del campo de referencia.

La figura 25 muestra, como ejemplo, una comparación de la aplicación del proceso de migración a una sección sísmica. Las velocidades empleadas corresponden a aquéllas del modelo obtenido por el análisis de velocidades. Debido a las limitaciones computacionales, la sección sísmica completa fue separada en partes más pequeñas para su procesamiento, pero la migración requería que las partes estuvieran unidas para su aplicación. Por lo tanto, se unieron las partes y luego se realizó la migración.

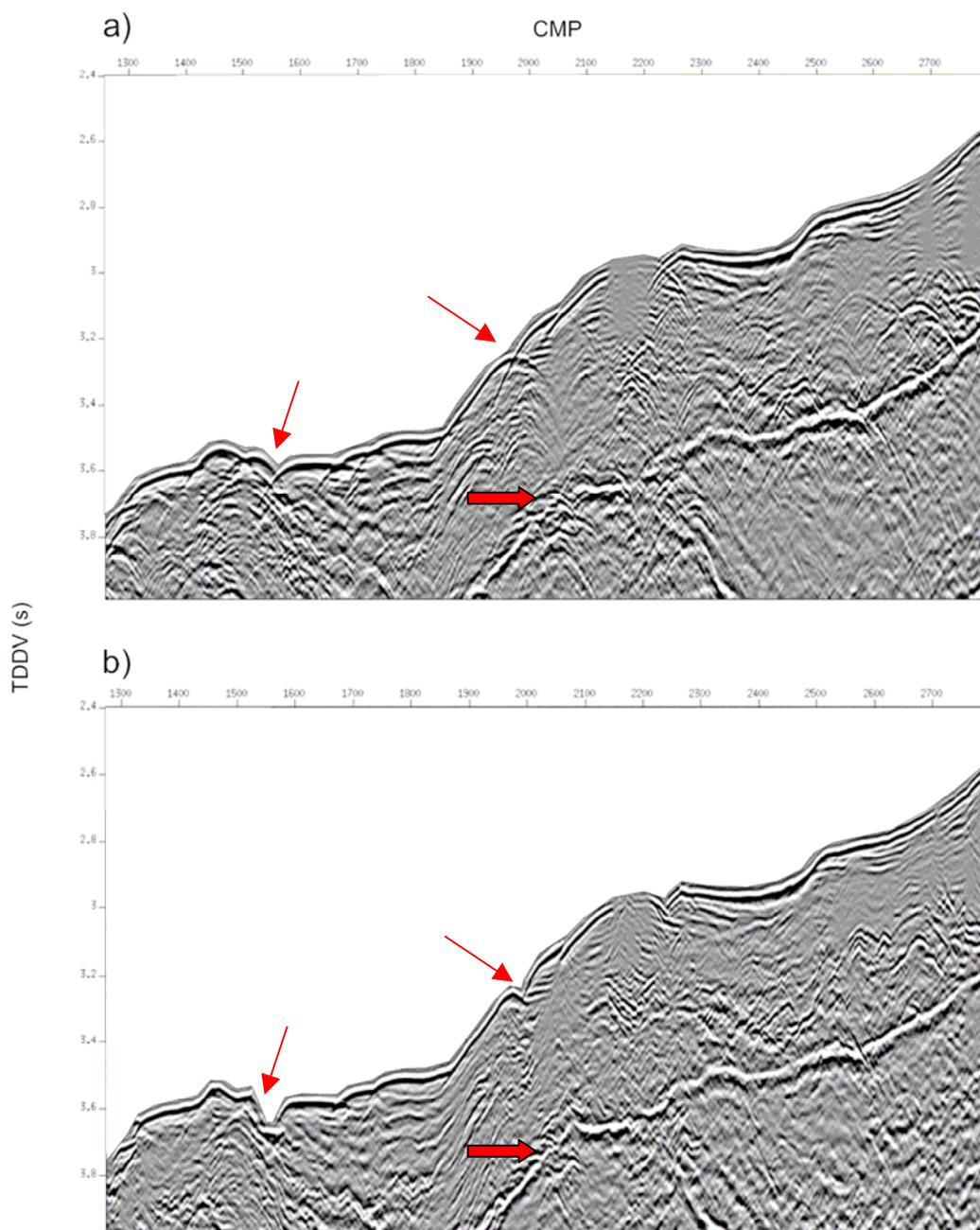


Figura 25. Ejemplo del proceso de migración en una parte del sector del BSR para la línea SO161-26. a) apilamiento sin migración. Con flechas rojas se indican ejemplos de difracciones. Con una flecha más ancha se indica un ejemplo de difracciones en el sector del BSR. b) apilamiento migrado. Las difracciones indicadas en a) desaparecen o colapsan luego del proceso de migración.

III.4.13. Conversión a profundidades

Este proceso consiste simplemente en la conversión de los tiempos de viaje a distancia, para obtener una estimación o aproximación de las profundidades y para ello se utiliza el modelo de velocidades obtenido a partir del análisis de velocidades (sección III.4.8.), convertido a velocidades de intervalo a través de la fórmula de Dix (1955). Esta conversión fue aplicada al final de todos los procesos.

III.4.14. Imagen sísmica final

Luego de aplicar todos los procesos a los segmentos de la sección completa y de aplicar migración y ganancia a la unión de los segmentos, se obtiene la imagen sísmica final como un apilado en tiempos o convertido a profundidades. Existen varios modos de representación, el más popular es como imagen en escala de grises ya que se aprecian mejor las estructuras o reflectores del subsuelo marino. En estas representaciones es posible también modificar las amplitudes para hacer resaltar alguna estructura de interés.

III.5. Modelado sísmico

III.5.1. Introducción

Según describe Krebes (2004), el modelado directo en sismología comienza con la solución numérica de la ecuación de movimiento para las ondas sísmicas, o más específicamente, la computación numérica de sismogramas sintéticos para un modelo dado

del subsuelo. La idea es comparar las trazas sísmicas sintéticas con datos sísmicos reales adquiridos en el campo. Si los dos concuerdan dentro de un nivel aceptable de aproximación, el modelo puede ser tomado como un modelo razonable del subsuelo; si no, el modelo es modificado y nuevas trazas sísmicas sintéticas son computadas y comparadas con los datos. Este proceso continúa iterativamente hasta encontrar un ajuste satisfactorio entre los datos sintéticos y reales (aquellos registrados). El método del modelado directo es el opuesto del modelado inverso, en el cual los parámetros del modelo del subsuelo son computados desde los datos reales.

Por lo tanto, para establecer las características de la estructura de velocidad del BSR y su espesor, se realizó un modelado directo basado en el trazado de las curvas camino-tiempo ($x-t$) sobre un registro o imagen de un CMP específico. La multiplicidad del CMP fue de 27 trazas, se unieron 4 CMP contiguos, pero como cada traza tiene asociado un *offset* se ordenaron por distancia a la fuente tratando de simular el arreglo original por tiros, así se obtuvo un super-CMP de 108 trazas con un sobretiempo suficiente para el modelado. Al CMP se le aplicó un filtro pasabanda Butterworth para remover ruido, cuyas frecuencias de esquina fueron 1-4-40-60 Hz.

Los CMPs para el modelado (las posiciones de cada CMP se pueden ver en las imágenes sísmicas de la sección IV.3) fueron elegidos para representar las características sísmicas asociadas a amplitudes máximas y medias para cada línea sísmica, excepto para la línea 43 en donde el BSR es relativamente corto en longitud y se eligió un sector donde el BSR es de amplitud media y casi en el centro de la extensión del BSR.

Las ecuaciones utilizadas para el cálculo de las curvas camino-tiempo ($x-t$) son indicadas en la sección correspondiente más adelante. Con ello se obtiene el modelo de ondas P y el de ondas S, donde estas últimas son calculadas a través de diversas razones V_s/V_p . Para la estimación inicial de densidades para cada capa, fueron utilizadas las relaciones de Ludwig et al. (1970). A través de un enlace con un algoritmo de graficado fue posible obtener la imagen y las curvas conjuntamente, e interactivamente corregir y ajustarlas a los reflectores seleccionados.

Una vez obtenido el modelo de velocidades básico, se creó un modelo de reflectividad que es el mismo modelo anterior, pero se crean sucesivas capas discretas delgadas. En esta etapa es posible insertar el factor de calidad Q . Cada capa conlleva la información de las propiedades físicas (V_p , V_s , densidad y Q).

Existen varios métodos numéricos para crear sismogramas sintéticos, tales como la teoría de rayos, diferencias finitas y el método de la reflectividad. En esta tesis se utiliza el método de reflectividad (Fuchs y Müller, 1971; Wenzel et al. 1982), ya que produce formas de onda exactas en un medio de capas horizontales (Chapman y Orcutt, 1985). El método también permite el cálculo de ondas reflejadas por excitación de puntos-fuentes y de incidencia no vertical. Además, automáticamente incluye todas las posibles conversiones de las ondas, reflexiones internas y múltiples.

Para realizar el ajuste de las formas de onda se modifican los parámetros físicos involucrados (V_s , densidad y Q), comparando las ondículas de los sintéticos con los reales.

A continuación se describe la teoría utilizada en los algoritmos de cálculo para el modelado, los parámetros utilizados y las consideraciones para los procesos computacionales.

III.5.2. Principios de la propagación de ondas elásticas

La propagación de las ondas sísmicas se describe por la ecuación de onda. Esta ecuación de onda puede ser derivada desde la relación entre tensión, elasticidad, ley de Hooke y la ley de Newton. Dado nuestro interés en 1-D (caso acústico), tenemos según la segunda ley de Newton:

$$\frac{\partial}{\partial z} P = -\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} U_z \quad (2)$$

donde, P = presión acústica; U_z = es el desplazamiento; ρ =densidad de masa

La ley de Hooke está dada por:

$$\frac{\partial}{\partial z} U_z = -\kappa P \quad (3)$$

donde, κ =compresibilidad, que relaciona el esfuerzo (fuerza por unidad de área) y deformación (cambio de dimensiones o forma). El módulo de volumen k es el recíproco de la compresibilidad y está dado por:

$$k = \frac{1}{\kappa} \quad (4)$$

Combinando estas las ecuaciones se obtiene la ecuación de onda acústica:

$$\frac{\partial^2 P}{\partial z^2} - \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} P = 0 \quad (5)$$

donde v es la velocidad de la onda, la cual está dada por:

$$v = \frac{1}{\sqrt{\rho\kappa}} = \sqrt{\frac{\kappa}{\rho}} \quad (6)$$

Como se observa, las velocidades de onda dependen de la compresibilidad y de la densidad.

Una solución posible para P a partir de una fuente puntual en el origen, que emite un pulso, es:

$$P(\bar{x}, t) = \frac{1}{R} f\left(t - \frac{R}{v}\right) \quad (7)$$

R define una superficie en el espacio en donde el pulso generado en la fuente ($t=0$) ha llegado en el tiempo t . Esta superficie es el frente de ondas. El término $(1/R)$ es un factor geométrico (divergencia geométrica) que se asocia a la amplitud del pulso a medida que éste se propaga. f es una función que da el patrón temporal de dilataciones y compresiones generado por la fuente sísmica.

Para un medio inhomogéneo, los frentes de onda ya no serán circulares, sino que se deformarán y los rayos correspondientes no serán rectas sino curvas complicadas. Una solución para este problema sería:

$$P(\vec{x}, t) = A(\vec{x})f(t - F(\vec{x})) \quad (8)$$

Los términos A y F se asocian a la amplitud y forma del frente de onda en el tiempo t , respectivamente, que incluye el caso homogéneo si:

$$A = cte/|\vec{x}| = cte/R \quad (9)$$

$$F = |\vec{x}|/v = R/v \quad (10)$$

III.5.3. Trazado de rayos

La teoría de rayos es una aproximación a la solución de la ecuación de ondas y se utiliza para calcular los tiempos de viaje y amplitudes a lo largo de los caminos de los rayos, en un medio heterogéneo cuando las frecuencias presentes en la onda son lo suficientemente altas para utilizar una aproximación geométrica. Asociados a esta teoría o al trazado de rayos, tenemos las ecuaciones de Helmholtz, eikonal (iconal) y de transporte.

Luego de aplicar la transformada de Fourier a la ecuación de onda (5), queda:

$$\nabla^2 P + \left(\frac{w}{v}\right)^2 P = 0 \quad (11)$$

cuya solución es:

$$P(\vec{x}, w) = f(w)A(\vec{x})e^{-iwF(\vec{x})} \quad (12)$$

donde, w es la frecuencia angular.

Sustituyendo (12) en la ecuación de onda (5), queda la ecuación de Helmholtz,

$$\nabla^2 A + 2iw\nabla A\nabla F + iwA\nabla^2 F - w^2 A(\nabla F)^2 + \left(\frac{w}{v}\right)^2 A = 0 \quad (13)$$

La parte real de (13) da la ecuación eikonal,

$$\frac{1}{w^2 A} \nabla^2 A + \frac{1}{v^2} - (\nabla F)^2 = 0 \quad (14)$$

para altas frecuencias se puede despreciar el primer término y la ecuación eikonal queda:

$$(\nabla F)^2 = \frac{1}{v^2} \quad (15)$$

Esta última ecuación se utiliza para resolver $F(\vec{x})$. Para encontrar $A(\vec{x})$, se iguala a cero el término proporcional a $(-iw)^{-1}$. Esto da como resultado la ecuación de transporte, que también corresponde a la parte imaginaria de (13):

$$A\nabla^2 F + 2\nabla A\nabla F = 0 \quad (16)$$

Esta ecuación permite resolver $A(\vec{x})$ una vez que $F(\vec{x})$ es conocido.

Primero se considera un medio isotrópico homogéneo en el cual “ v ” varía suavemente con “ x ”. Para una velocidad de onda dada $v(x)$, el camino geométrico del rayo se puede determinar, es decir, las coordenadas de cualquier o todos los puntos “ x ” sobre un camino de rayo puede ser calculado.

Definiendo la lentitud \vec{p} , que indica la dirección de propagación del rayo, se tiene:

$$\vec{p} = \frac{1}{v} \frac{d\vec{x}}{ds} = \frac{1}{v} \left(\frac{dx}{ds}, \frac{dy}{ds}, \frac{dz}{ds} \right) = \frac{1}{v} (\cos \alpha, \cos \beta, \cos \gamma) \quad (17)$$

donde: \vec{x} = vector de posición $(x,y,z) = (x_1, x_2, x_3)$; s = arco, distancia medida a lo largo del rayo; $v = v(x_x, x_y, x_z) = v(x_1, x_2, x_3)$, velocidad de propagación variable en el espacio; α, β y γ son los cosenos directores.

Se tiene también que,

$$\frac{d\vec{x}}{ds} = v\vec{p} = \hat{t} \quad \text{y} \quad \frac{d\vec{p}}{ds} = \nabla \left(\frac{1}{v} \right) \quad (18)$$

$$|\vec{p}| = \frac{1}{v} \quad \text{o} \quad p_x^2 + p_y^2 + p_z^2 = \frac{1}{v^2} \quad (19)$$

$$\hat{t} = v\vec{p} \quad (20)$$

donde \hat{t} es el vector unitario en la dirección del rayo, es decir, tangente a la curva $\vec{x} = (s)$ que define el rayo.

Considerando el caso 1-D en que $v=v(z)$ y $\vec{p} = (p_x, p_y, p_z)$, y según la figura 26:

$$\frac{1}{v} \frac{dx}{ds} = \frac{\text{sen} \theta}{v} = p_x = p = \text{constante para un rayo dado} \quad (21)$$

que es la Ley de Snell. Luego,

$$\frac{dx}{ds} = pv = \text{sen}\theta \quad (22)$$

$$\frac{dz}{ds} = \cos\theta = \sqrt{1 - \text{sen}^2\theta} = \sqrt{1 - (pv)^2} \quad (23)$$

$$ds = vdt \quad (24)$$

y ahora de (22), (23) y (24) con respecto a “ t ” se tiene el sistema:

$$\frac{dx}{dt} = pv^2 \quad (25)$$

$$\frac{dz}{dt} = v\sqrt{1 - (pv)^2} \quad (26)$$

Se quiere resolver entonces este tipo de sistema de ecuaciones, para obtener las curvas camino-tiempo. Para el caso 2-D se tiene el sistema:

$$\frac{dx}{dt} = pv^2 = v\text{sen}\theta \quad (27)$$

$$\frac{dz}{dt} = v\sqrt{1 - (pv)^2} = v\cos\theta \quad (28)$$

$$\frac{\partial p}{\partial t} = -\frac{1}{v} \frac{\partial v}{\partial x} = -\frac{\partial(\ln v)}{\partial x} \quad (29)$$

En este caso, “ p ” varía con base a los gradientes horizontales a diferencia del 1-D. En términos del ángulo “ θ ” la ecuación (29) queda:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial v}{\partial x} \cos \theta + \frac{\partial v}{\partial z} \sin \theta \quad (30)$$

$$-\pi \leq \theta \leq \pi$$

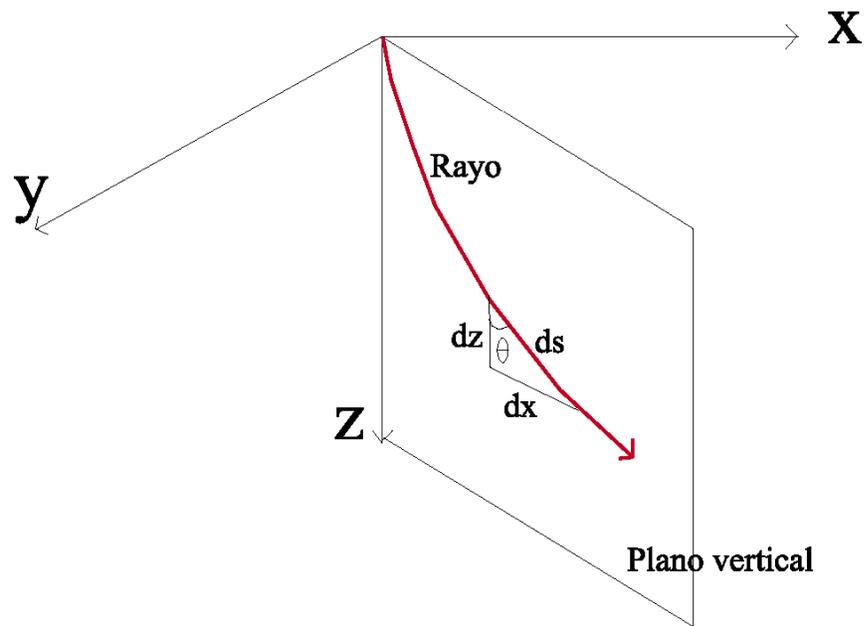


Figura 26. El rayo está contenido en un plano vertical.

III.5.4. Cálculo de las curvas camino-tiempo

Las ecuaciones (25) y (26) pueden ser resueltas numéricamente (para tiempo doble de viaje) y las soluciones para medio homogéneo son:

$$X = 2 \sum_{j=1}^m \frac{pv_j h_j}{\sqrt{1-p^2 v_j^2}} \quad (31)$$

donde, “ m ” es el número de segmentos de rayo, h_j y v_j son el espesor de la capa y la velocidad de la onda, respectivamente, para el j -ésimo segmento de rayo (se asume conocido). “ p ” es el parámetro de rayo de componente horizontal del vector de lentitud a lo largo del rayo. La ley de Snell estipula que “ p ” es constante a lo largo del camino del rayo, es decir, $p = \text{sen } \theta_j / v_j$, $j=1, \dots, m$, donde θ_j es el ángulo que el j -ésimo segmento de rayo hace con el eje vertical. Consecuentemente, una vez que “ p ” es determinado, el ángulo de despegue θ_l del rayo puede ser computado si se necesita, así como los otros ángulos. El tiempo de viaje “ T ” del rayo puede ser determinado según:

$$T = 2 \sum_{j=1}^m \frac{h_j}{v_j \sqrt{1-p^2 v_j^2}} \quad (32)$$

Tomando una capa sencilla, para ejemplificar, las soluciones para un rayo que pasa a través de la capa son:

$$X = \frac{\text{grad}}{p} \left(\sqrt{1-p^2 v_1^2} - \sqrt{1-p^2 v_2^2} \right) \quad (33)$$

$$T = grad \log \left(\frac{v_2(1 + \sqrt{1 - p^2 v_1^2})}{v_1(1 + \sqrt{1 - p^2 v_2^2})} \right) \quad (34)$$

para un rayo con torsión:

$$T = grad \log \left(\frac{\sqrt{1 - p^2 v_1^2}}{p v_1} \right) \quad (35)$$

$$X = \frac{grad}{p} \sqrt{1 - p^2 v_1^2} \quad (36)$$

donde $grad$ es el gradiente dado por $grad=2h(v_2-v_1)$; v =velocidad techo de la capa; v_2 =velocidad fondo de la capa.

III.5.5. Cálculo de la amplitud y divergencia geométrica

La amplitud $A(w)$ puede ser computada en el receptor para una frecuencia única “ w ” por la relación general:

$$A(w) = (\gamma / R) e^{iwt} \quad (37)$$

donde γ es el producto del desplazamiento de los coeficientes de reflexión y transmisión a lo largo del camino del rayo, t es el período y R es el factor de divergencia esférica el cual da la pérdida de amplitud debido a la divergencia geométrica del frente de onda, e “ i ” la unidad imaginaria. Una expresión para el cálculo de R es:

$$R = \frac{c_1}{v_1} \sqrt{\sum_{j=1}^m \frac{v_j h_j}{c_j^3}} \sqrt{\sum_{j=1}^m \frac{v_j h_j}{c_j^3}} ; c_j \equiv \sqrt{1 - p^2 v_j^2} \quad (38)$$

Si la forma matemática del pulso de la fuente es conocida, entonces la amplitud de la forma de onda (consistente de una superposición de frecuencias) en el receptor puede también ser computada. Por ejemplo, el desplazamiento \bar{u} del receptor está dado por una transformada inversa de Fourier, es decir,

$$\bar{u} = \int_{-\infty}^{\infty} S(\omega) A(\omega) e^{-i\omega t} \hat{b} d\omega \quad (39)$$

donde, $S(\omega)$ es el espectro de frecuencia de la fuente del pulso y \hat{b} , el vector de polarización, es un vector unitario en la dirección positiva del desplazamiento.

III.5.6. Estructura de la velocidad sísmica

Como resultado de la aplicación de las ecuaciones de la sección III.5.4. se obtiene la estructura de velocidad 1-D de onda P en función de los espesores de las capas correspondientes. Los cálculos son realizados para un modelo inicial consistente de una mezcla de velocidades constantes horizontalmente y capas con gradiente de velocidad vertical constante. En cada capa se especifica las velocidades del techo y del fondo, respectivamente. Los rayos son trazados usando parámetros de rayos equi-espaciados. Los parámetros utilizados para los cálculos aparecen en la Tabla II.

Tabla II

Parámetros utilizados para determinar los modelos de la estructura de velocidad 1-D de onda P.

Parámetros	valores
Distancia primera muestra:	457 m
Distancia original entre canales:	25 m
Tiempo primera muestra:	0 s
Prof. de fuente:	0 m
Prof. hidrófonos:	0 m
Razón V_s/V_p :	Modelo inicial: 0.5; modelo ajustado: variable
Densidades techo y fondo:	Modelo inicial: según Ludwig et al. (1970); modelo ajustado: variable

III.5.7. Modelo de reflectividad

El modelo de reflectividad constituye la información de entrada para el programa que genera los sismogramas sintéticos. Este se construye a partir del modelo determinado por el ajuste de las curvas camino-tiempo y contiene la información de velocidades P y S, densidades y los factores de calidad de las ondas P y S; todo para el techo y fondo de las capas. Las capas son subdivididas en varias sub-capas delgadas (apilamiento de capas) que llevan la información de velocidades, densidades y Q (figura 27).

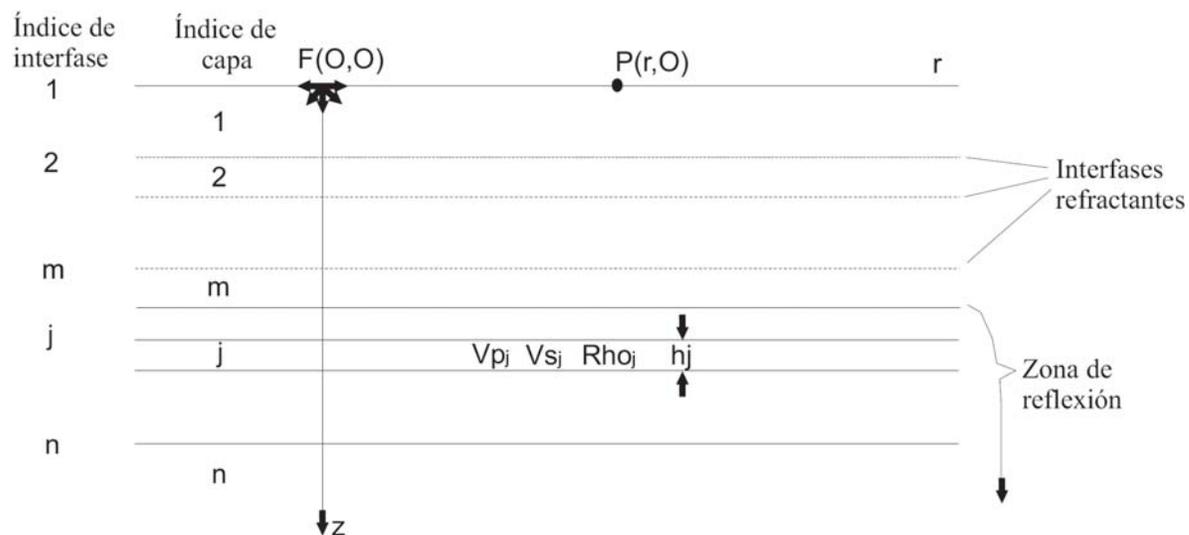


Figura 27. Esquema de un modelo de reflectividad. El medio es estratificado y tiene una fuente F y un punto de observación P . La capa i -ésima está caracterizada por la velocidad V_p , V_s , densidad (ρ) y espesor (h). Interesa la reflexión compresional desde la zona de reflexión la cual comprime las capas $m+1$ a través de n (Adaptado de Fuchs y Müller, 1971).

III.5.8. Determinación de las razones V_s/V_p

Normalmente se utiliza la nomenclatura “ V_p/V_s ” en vez de “ V_s/V_p ” para la razón entre las velocidades de onda P y de onda S, pero se eligió utilizar la nomenclatura “ V_s/V_p ” para dar correspondencia a aquélla utilizada en el trabajo de Vera et al. (1990), cuyos procedimientos son utilizados en esta tesis.

Para un modelo inicial de reflectividad se utilizó una razón V_s/V_p media y homogénea de 0.5 (a partir de varias razones de Poisson para sedimentos oceánicos). Después se utilizaron razones encontradas en la literatura modificadas levemente a través de experimentos. Las razones de Dash et al. (2004) fueron las que presentaron un mejor ajuste. La Tabla III muestra las razones V_s/V_p utilizadas.

Tabla III

Razones V_s/V_p utilizadas para los modelos de reflectividad.

Tipo de capa oceánica	Razones V_s/V_p
Sedimentos marinos con baja concentración de hidratos	0.45
Sedimentos marinos con alta concentración de hidratos	0.52
Sedimentos marinos con gas libre	0.58
Sedimentos marinos profundos	0.57

III.5.9. El factor de calidad

Como se vio en la sección III.5.5., las amplitudes de las ondas decaen a medida que se propagan por el subsuelo. La atenuación es una propiedad importante de los materiales de la Tierra y puede proporcionar un conocimiento adicional, aparte de las velocidades elásticas, como son la temperatura, volumen del fluido, cambios de fase, densidad y de los defectos del estado sólido en la corteza (Yang y Forsyth, 2005). Por eso se incluye en el método el factor de la calidad para ondas P y S (Q_p y Q_s) en el método de la reflectividad (Vera et al., 1990). En la ecuación (40) se observa la relación general entre Q y la amplitud.

$$A(x) = A_0 e^{-(w\pi Qv)x} \quad (40)$$

donde, “ A ” es la amplitud; “ w ” es la frecuencia; “ x ” la distancia y “ v ” la velocidad.

Para obtener Q_s a partir de Q_p se utilizó la relación de Müller (1985), la cual es:

$$Q_s = \frac{4}{3} \left(\frac{V_s}{V_p} \right)^2 Q_p \quad (41)$$

Para investigar la sensibilidad del modelado utilizando Q , se realizó primero el modelado con valores constantes de Q_p de 50, 100, 200 y 500. Para valores más altos de Q_p (por ejemplo, 500), no se observaron cambios importantes. Con combinaciones de Q_p para las distintas capas del modelo de reflectividad y luego de varios experimentos, se obtuvieron los mejores resultados.

III.5.10. Estimación de las densidades

Una vez ajustados los demás parámetros físicos luego de la comparación de los sismogramas reales con los sintéticos, se procedió a ajustar las densidades, variándolas en el modelo de reflectividad y, posteriormente, se reconstruyeron los modelos hasta observar un ajuste adecuado por ensayo y error. En algunas oportunidades, crear gradientes de densidad mejoró el ajuste de la forma de onda.

III.5.11. Sismogramas sintéticos

El método de “reflectividad” para el cálculo de sismogramas sintéticos fue introducido por Fuchs y Müller (1971) para describir una técnica en la cual todas las reflexiones múltiples (que se reflejan más de una vez) y conversiones entre tipos de onda son retenidas en la estructura. La fuente y el receptor se encuentran ubicados en un semi-espacio superior, debajo del cual existe un conjunto de delgadas capas horizontales homogéneas que siguen el perfil de velocidades original y un semi-espacio inferior (modelo de reflectividad).

El método calcula primero los coeficientes de reflexión generalizados (ondas planas; Mithal y Vera, 1987) para el conjunto de capas, los que luego son integrados para obtener los sismogramas en el dominio $x-t$.

Los coeficientes de reflexión se calculan mediante el algoritmo de Kennett (1974), mientras que la integración se realiza en el dominio de tiempo de intersección y parámetro de rayo ($\tau-p$) (Wenzel et al. ,1982).

III.5.11.1. Convolución con la fuente

Para simular una ondícula de fuente y convolucionarla con los sismogramas sintéticos, se extrajo la ondícula de la reflexión sobre el fondo marino. Este método se utiliza porque esta ondícula contiene la firma de la fuente y los fantasmas del receptor debido a la presencia de la superficie libre (mismo procedimiento de Xia et al., 2000). Un ejemplo de la forma de esta ondícula aparece en la figura 28.

III.5.11.2. Modelo sísmico final

El modelo sísmico final se obtiene, entonces, luego de ajustar los distintos parámetros físicos (V_p , V_s , espesor, densidad y factor de calidad) para cada capa, por comparación visual de los sismogramas sintéticos con los reales y ajustando en forma iterativa hasta obtener una exactitud aceptable en los tiempos, reflectores y formas de onda. En las secciones siguientes se describe la determinación de algunos parámetros físicos para el modelado. En la Tabla IV se indican los parámetros utilizados para el modelado relacionados con la geometría del arreglo sísmico y el parámetro de rayo.

Tabla IV

Parámetros utilizados para crear los sismogramas sintéticos.

Parámetros	Valores
Distancia primera muestra:	457 m
Distancia original entre canales:	25 m
Número de sismogramas:	108
Longitud del sismograma:	8 s
Razón de muestreo:	4 ms
Profundidad de fuente:	0 m
Profundidad hidrófonos:	0 m
Mínimo y máximo “ p ”:	0 y 0.666 (s/km)
Incremento de “ p ”:	0.0005 (s/km)
Cantidad de “ p ”:	1333

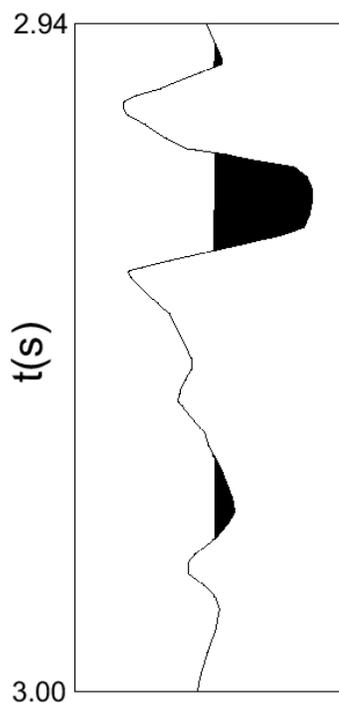


Figura 28. Ejemplo de una ondícula correspondiente a la reflexión sobre el fondo marino, la cual se convoluciona con la ondícula fuente para generar los sismogramas sintéticos.

III.6. Estimación de la concentración de los hidratos de gas

Para obtener una primera estimación de las cantidades de hidratos de gas entre los poros de los sedimentos, se utilizaron las ecuaciones sencillas de Lee et al. (1996) y re-escritas por Korenaga et al. (1997), las cuales se basan en la ecuación de tres fases de tiempo promedio de Pearson et al. (1983).

Según Korenaga et al. (1997) se tiene la ecuación que relaciona velocidades sísmicas con concentración de hidratos y porosidad:

$$\frac{1}{V_p} = \frac{\phi \cdot (1-S)}{V_w} + \frac{\phi \cdot S}{V_h} + \frac{(1-\phi)}{V_m} \quad (41)$$

donde,

S : Concentración de hidratos en los poros. V_w : Velocidad del agua.
 ϕ : % de porosidad. V_h : Velocidad del hidrato puro
 V_p : Velocidad del sedimento hidratado V_m : Velocidad de la matriz.

Korenaga et al. (1997) re-escrive la ecuación en forma más sencilla, quedando:

$$C = \phi \cdot S = \frac{\left(\frac{1}{V_p} - \frac{1}{V_u} \right)}{\left(\frac{1}{V_h} - \frac{1}{V_m} \right)} \quad (42)$$

C : Concentración del hidrato de gas en % entre los poros de sedimento
 V_h : Velocidad del hidrato puro (≈ 3.3 km/s); V_u : Velocidad del sedimento no hidratado

La concentración del hidrato de gas se calculó para cada perfil de modelado de cada línea sísmica (CMP A, B, C, D y E), utilizando el valor de velocidad de onda P de la capa de mayor concentración de hidratos de la estructura de velocidad correspondiente. Como velocidad de sedimento no hidratado, se tomó aquella correspondiente a la capa por debajo del fondo marino, donde se supone que no existe hidrato o su concentración es muy baja. La velocidad de la matriz utilizada fue de 4370 m/s que corresponde a un valor típico para sedimentos marinos someros sin porosidad (Lee et al., 1996).

IV. RESULTADOS

IV.1. Imagen de la topografía submarina (batimetría) y distribución regional del BSR

En la figura 29 se muestra el resultado de la unión de las bases de datos de batimetría para el área de estudio. En esta imagen se superpuso las posiciones de todas las líneas sísmicas efectuadas hasta el año 2003: crucero RC 2901 a bordo del R/V “Conrad” (Bangs y Cande, 1997); SPOC a bordo del R/V “Sonne” y FONDEF VG02 a bordo del AGOR “Vidal Gormaz” (Vera et al., 2003). Durante el crucero SPOC y FONDEF VG02 se determinó la posición preliminar del BSR, la cual es indicada en la imagen de la figura 29. Las posiciones del BSR determinadas en este estudio son indicadas también. La extensión del BSR determinadas en esta tesis es más larga que las encontradas preliminarmente en los cruceros, ya que el procesamiento permitió crear una mejor imagen sísmica y determinar la extensión con más fineza.

La imagen de la topografía submarina (batimetría) muestra claramente el eje de la trinchera o fosa Chile, la cual se extiende de sur a norte con orientación N 10° E. En la parte oceánica se aprecian la zona de fractura Mocha (con orientación N 30° E) y parte de la zona de fractura Valdivia (con orientación N 15° E) en el extremo sur de la figura 29. También, se aprecian alineamientos del fondo marino (orientados N 40° W) ubicados, por ejemplo, en la parte norte de la zona de fractura Mocha, que corresponden a escarpes de falla producto de la actividad magmática de la dorsal y la expansión del fondo marino. También se observan alineamientos de montes submarinos orientados N 50° E, localizados entre las zonas de fractura mencionadas.

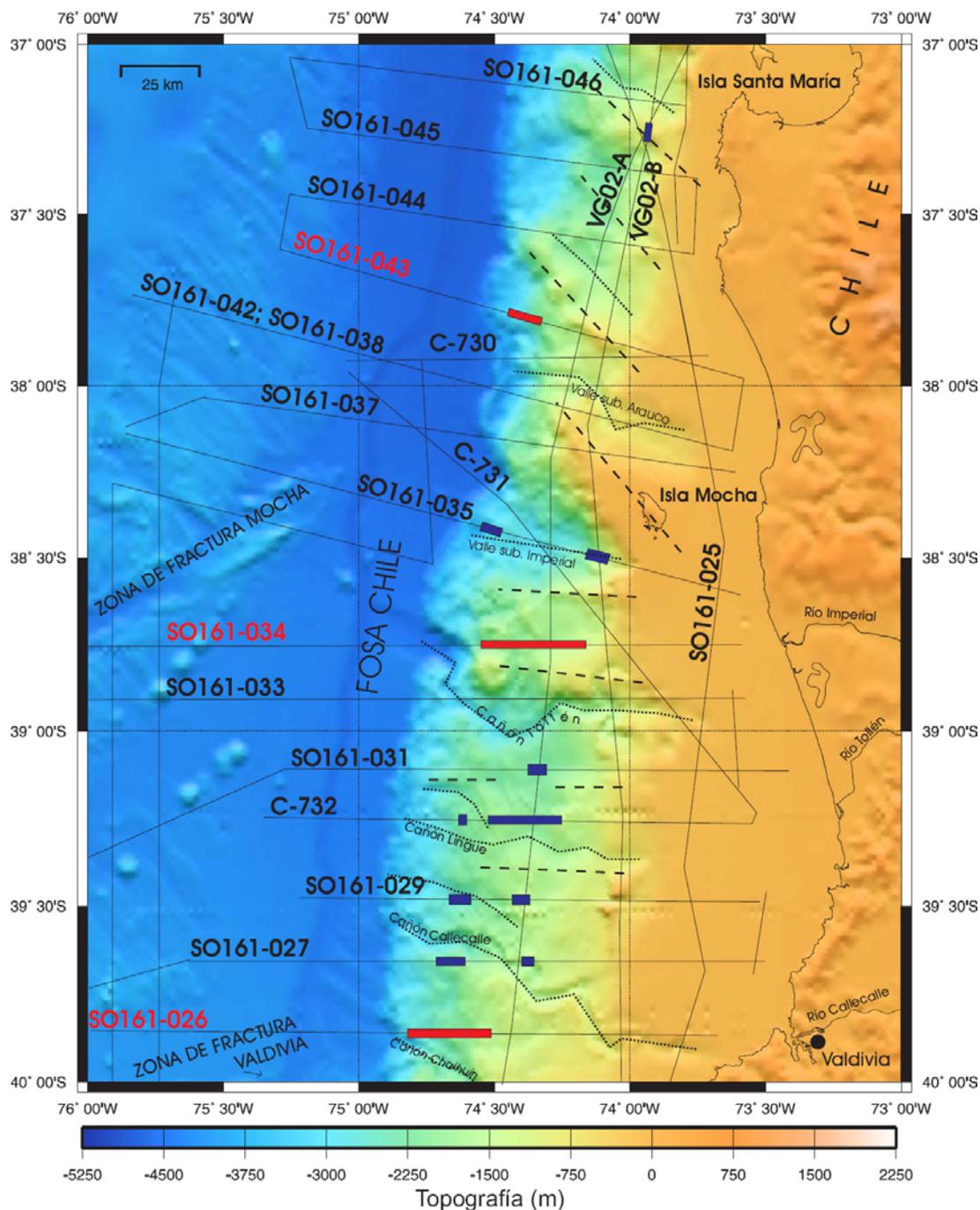


Figura 29. Batimetría del área de estudio. Con líneas continuas negras se representan todas las secciones sísmicas realizadas hasta el año 2003. Las líneas segmentadas indican lineamientos topográficos de elevaciones en el margen continental y las líneas punteadas, lineamientos de depresiones topográficas incluyendo los cañones y valles submarinos. Los cuadros azules indican las áreas donde se identificó el BSR preliminarmente (Vera et al., 2003); en rojo, las identificadas en este estudio.

La plataforma continental tiene anchos variables: al norte de isla Mocha el ancho promedio es de ~40 km, siendo su sector más angosto de tan sólo ~12 km; en el lado sur de isla Mocha, el ancho promedio es de ~60 km, siendo su sector más angosto de ~40 km. El ancho del talud continental es similar en dimensiones al de la plataforma continental contigua, por lo tanto, es más angosto al norte de isla Mocha y más ancho al sur de esta isla.

El talud continental es cortado por varios cañones y valles submarinos (figuras 29 y 30). Los cañones submarinos comienzan en la plataforma continental y su existencia se asocia a la presencia de ríos. En varios casos los cañones interrumpen la continuidad del BSR dentro de una línea sísmica. Los cañones submarinos son más numerosos al sur de isla Mocha que al norte, así también la presencia de los BSRs. El BSR se distribuye preferentemente en la parte inferior del talud (a profundidades mayores a ~1000 m). De las líneas analizadas en esta tesis, sólo en la línea 34 el BSR se aproxima al sector de la plataforma continental y, por lo tanto, tiene la mayor extensión. En general, existe una tendencia a que exista una mayor extensión del BSR cuando la desembocadura de un río se encuentra frente a éste (líneas 26, C-732 y 34).

Al norte de la isla Mocha, el rumbo de las elevaciones topográficas en el talud continental es diferente a aquellas del lado sur. En el norte, tienden a tener un rumbo N40W, en cambio en el sur, aproximadamente E-W (figura 29).

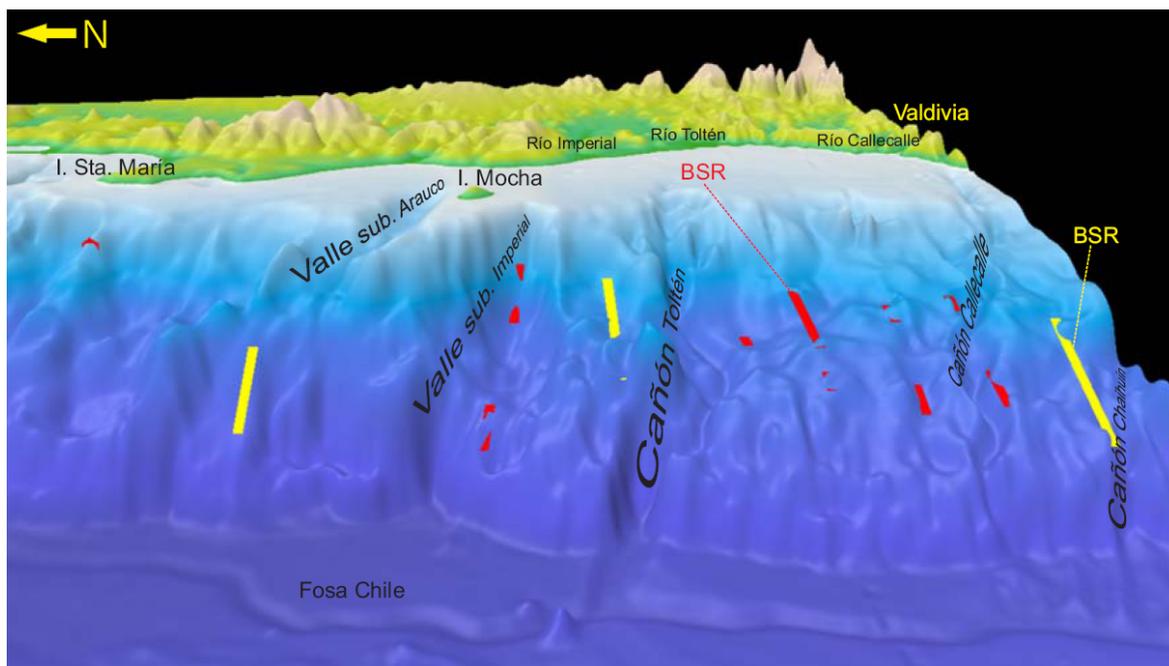


Figura 30. Posiciones del BSR sobre el relieve submarino en 3D para el sector del margen continental del área de estudio (exageración vertical 16x). Con segmentos amarillos se representan las posiciones del BSR identificadas en este estudio y con rojo según Vera et al. (2003). El BSR se localiza preferentemente en la zona del talud continental medio. Al sur de isla Mocha el BSR tiende a localizarse en pequeñas cuencas dentro del sistema de depresiones y canales submarinos del área. Al norte de la isla Mocha, el BSR disminuye su presencia, así también los cañones submarinos y ríos.

IV.2. Modelos de velocidades RMS

Las figuras 31, 32 y 33 presentan los modelos de velocidades RMS obtenidos de los análisis de velocidad utilizando el método de la semblanza para las líneas sísmicas 26, 34 y 43, respectivamente. Aunque los análisis de velocidad fueron realizados hasta los 14 s, los modelos sólo presentan las secciones hasta los 8 s, debido a que las estructuras de interés se encuentran principalmente entre los 0 y 8 s (el BSR es un reflector somero).

Las velocidades para la línea 26 (figura 31) aumentan, en función del tiempo, gradualmente desde los 1500 m/s, en el fondo del mar, hasta los 4500 m/s. Los contornos de velocidades de la figura son aproximadamente paralelos al fondo del mar, sin embargo, a pesar de ser un modelo suavizado de velocidades, presentan ondulaciones cuyas tendencias se pueden correlacionar a estructuras más profundas que se alzan hacia el fondo del mar entre los CMPs 1000 a 3500 (ver sección 4.3.1.). En los CMPs 5000 a 6500 se presenta otra ondulación hacia abajo, la cual se puede asociar a la presencia del cañón submarino. Bajas velocidades son observadas en el sector de la trinchera oceánica, debido posiblemente al proceso de acumulación de sedimentos, los cuales están poco consolidados.

Las velocidades para la línea 34 (figura 32) aumentan gradualmente en función del tiempo al igual que la línea 26. Sin embargo, el espesor de la capa con velocidades entre 1500 y 1700 m/s es más ancho que el de la línea 26. También presenta ondulaciones que pueden relacionarse con las deformaciones del basamento.

El modelo de velocidad de la línea 43 (figura 33) es más parecido al de la línea 26. Sin embargo, todos los modelos difieren en su estilo en la parte del talud inferior,

específicamente en el sector del prisma de acreción y trinchera, debido probablemente a diferencias en los estilos de deformación y acreción.

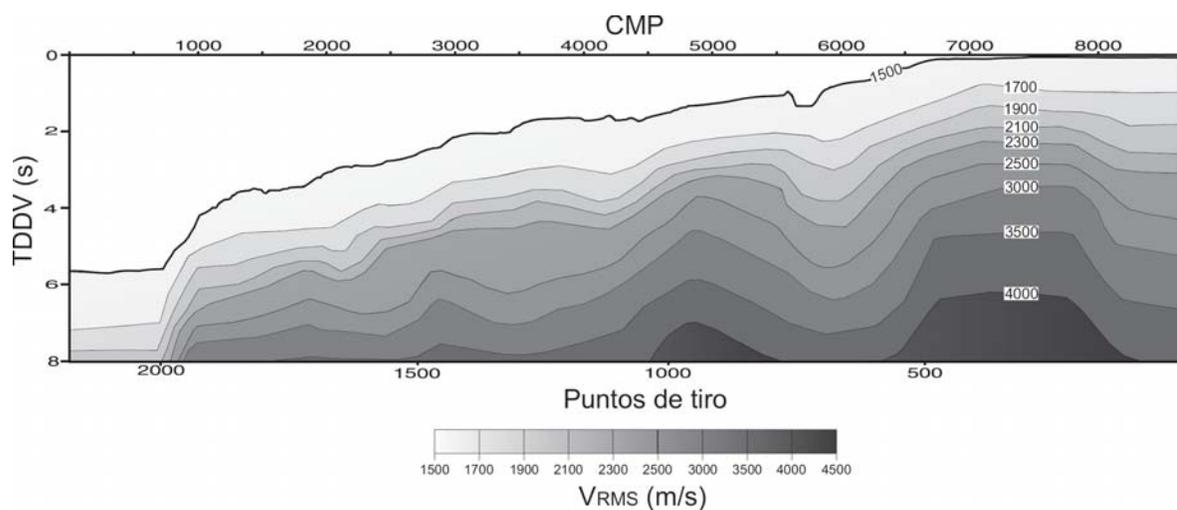


Figura 31. Modelo de velocidades RMS para la línea sísmica SO161-26, obtenido del análisis de velocidades utilizando el método de la semblanza.

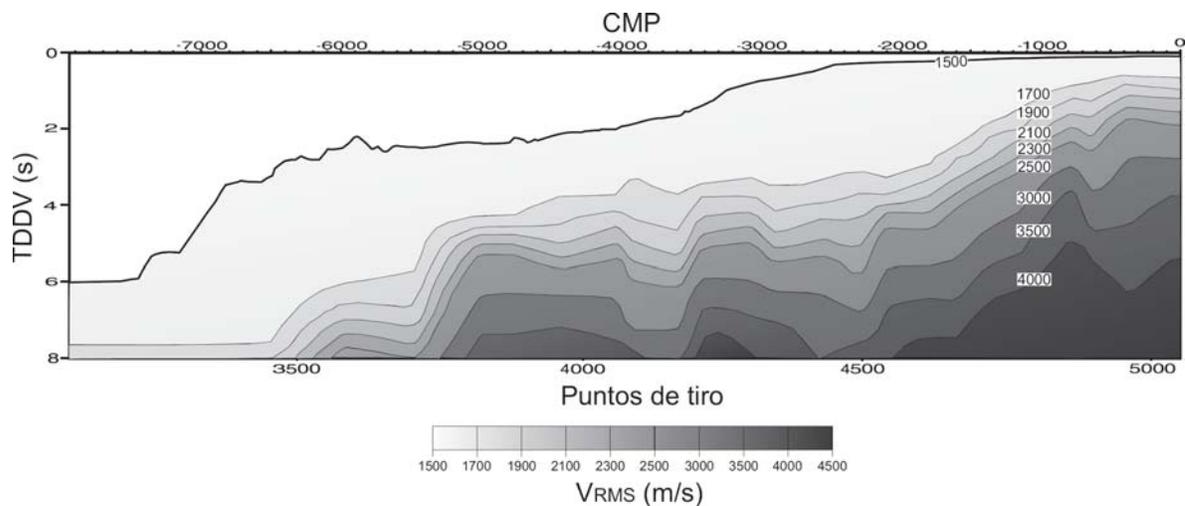


Figura 32. Modelo de velocidades RMS para la línea sísmica SO161-34, obtenido del análisis de velocidades utilizando el método de la semblanza.

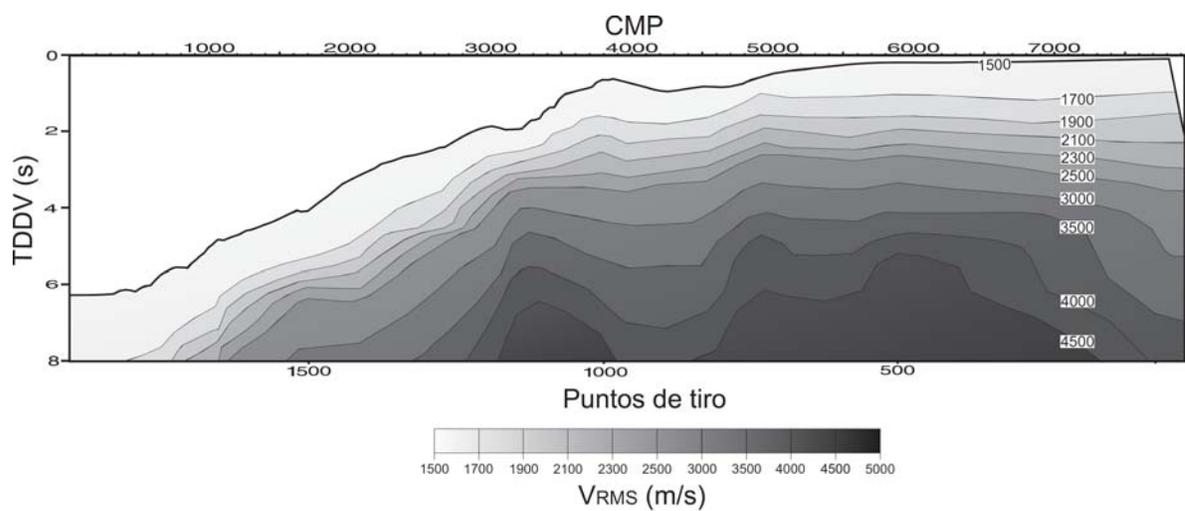


Figura 33. Modelo de velocidades para la línea sísmica SO161-43, obtenido del análisis de velocidades utilizando el método de la semblanza.

IV.3. Imágenes sísmicas y estructura de la corteza

IV.3.1. Línea sísmica SO161-26

Bajo el piso marino de la plataforma continental existen varios reflectores fuertes (figuras 34 y 35). Los reflectores superficiales (hasta ~250 m de profundidad) son relativamente horizontales, bajo éstos, la inclinación de los reflectores cambia debido a diferencias en los procesos depositacionales en el tiempo. El reflector más marcado corresponde al basamento (figura 34), el cual separa las rocas sedimentarias superiores de las rocas metamórficas de alta velocidad, según resultados de pozos reportados por Mordojovich (1974), González (1989) y Bangs y Cande (1997) en un área cercana. El espesor promedio de la capa sedimentaria en esta zona es de ~1100 m.

El basamento está interrumpido por varias fallas normales e inversas que producen segmentos irregulares. El basamento tiene un ángulo de inclinación relativamente constante de aproximadamente $\sim 1.28^\circ$, hasta el punto de quiebre, que da el origen al talud, donde el ángulo cambia a uno más horizontal, donde se forman domos suaves. Sin embargo, su continuación al oeste (bajo el talud superior), sigue la inclinación original de $\sim 1.28^\circ$ y muestra varios segmentos menores, también causados por fallas.

En la zona del talud superior hay tres fallas normales principales (F1, F2 y F3 en figuras 34 y 35). Estas fallas se correlacionan con un cambio de pendiente en el piso marino. Las fallas F4 y F5 delimitan a los taludes inferior y superior, respectivamente.

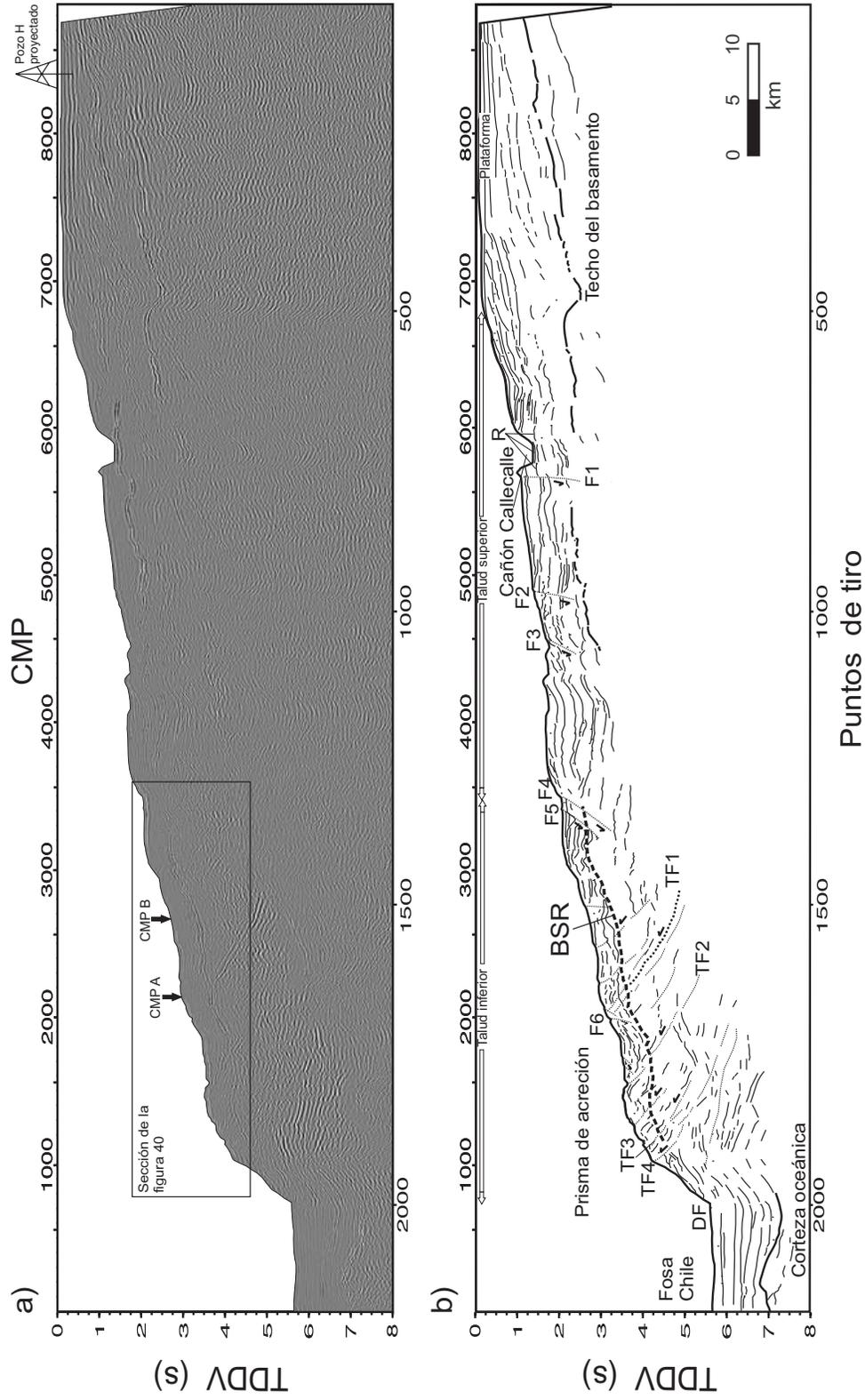


Figura 34. a): Imagen sísmica en tiempos y migrada de la línea SO161-26. En el rectángulo se muestra la sección de la figura 40. Se indican los puntos de modelado CMP A y B y la posición proyectada del pozo H según González (1989). b): Interpretación de la imagen sísmica de a). BSR: Reflector Simulador del Fondo; F: falla normal. TF: falla inversa de bajo ángulo; DF: frente de deformación; TDDV: tiempo doble de viaje, R: reflector.

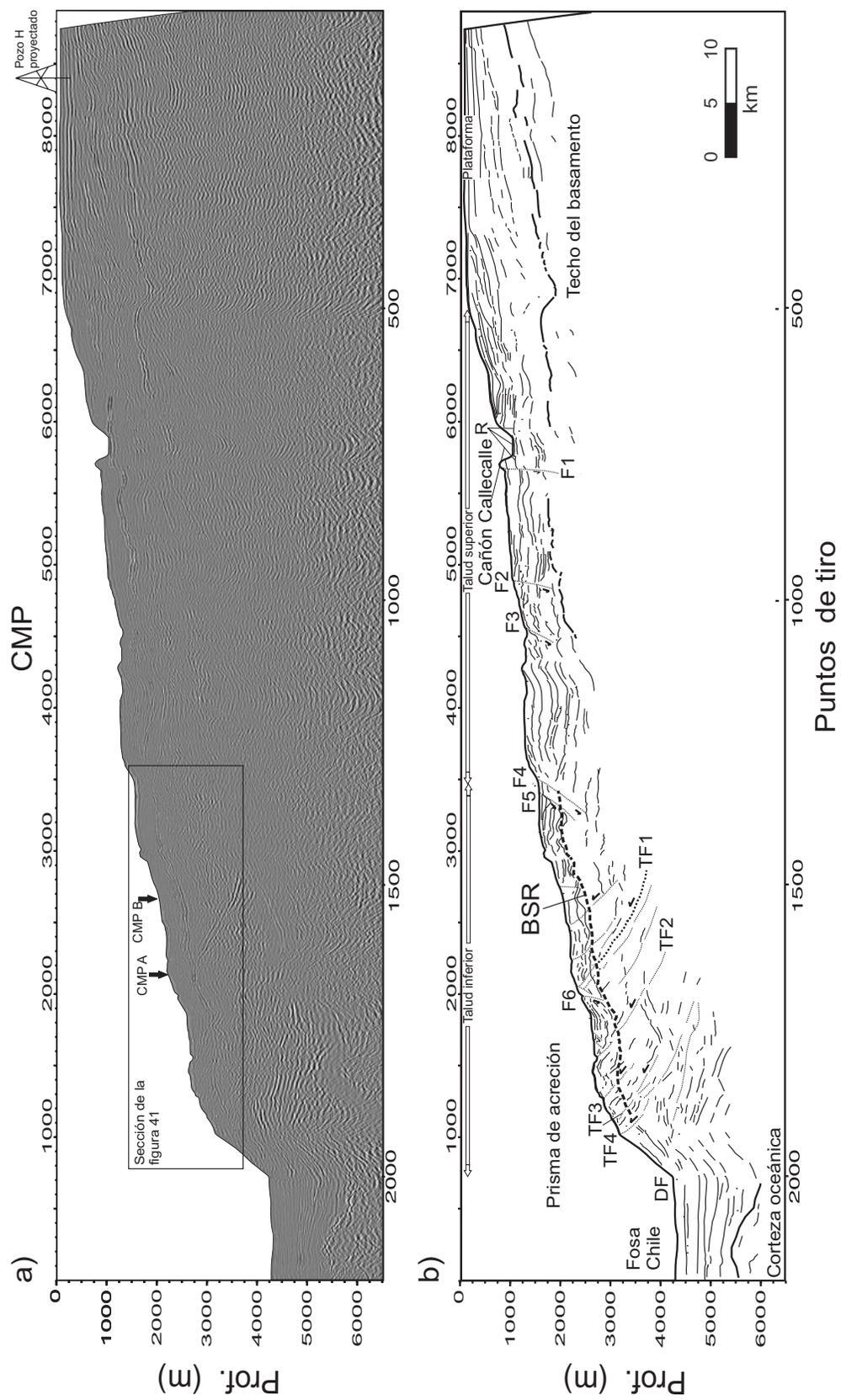


Figura 35. a): Imagen sísmica en profundidades y migrada de la línea SO161-26. En el rectángulo se muestra la sección de la figura 41. Se indican los puntos de modelado CMP A y B y la posición proyectada del pozo H según González (1989). b): Interpretación de la imagen sísmica de a). BSR: Reflector Simulador del Fondo; F: falla normal. TF: falla inversa de bajo ángulo; DF: frente de deformación. R: reflector. Exageración vertical de ~4.4x.

También, en la zona del talud superior, un reflector más fuerte está al nivel de la base del cañón submarino Callecalle (reflector R en figuras 34 y 35). Dada su prolongación lateral, quizás este reflector representa la huella del movimiento de la base del cañón submarino en el tiempo.

La zona del talud inferior muestra un sistema de fallas inversas de bajo ángulo, las cuales dividen esta porción del margen continental en una serie de grandes cabalgaduras, que conforman el prisma de la acreción. Una gran falla inversa (TF1 en figuras 34 y 35) se localiza casi al centro de esta zona, la cual presenta una fuerte amplitud de reflexión. Se localizan otras fallas importantes con inclinación al este (TF2, TF3 y TF4). Generalmente las fallas inversas identificadas y otras fallas menores se asocian a cambios en pendientes, irregularidades o escarpes sobre el fondo del mar.

El BSR se localiza en la zona del talud inferior y corre casi paralelo al fondo marino. Debajo del BSR hay reflectores más débiles que tienen una distribución más irregular, debido a la deformación compresiva. Sobre el BSR se aprecian pequeñas cuencas sedimentos relativamente horizontales. Algunas cuencas están limitadas por fallas normales menores (por ejemplo, F6 en figuras 34 y 35). Sin embargo, en el lado oeste y límite del talud inferior, se observan fallas normales mayores (F4 y F5), las cuales están relacionadas con la formación de la planicie principal del talud (entre F4 y F3).

El techo de la corteza oceánica en la zona del talud inferior no es muy claro debido a la presencia de varios reflectores fuertes bajo 4000 m de profundidad (figura 34). Como indica la figura respectiva, se observa que el techo de la corteza oceánica es irregular como

consecuencia del proceso de subducción. Este proceso causa el fallamiento inverso del prisma de acreción. Las reflexiones desordenadas en los sectores más profundos del prisma de acreción pueden ser producidas por la entrada de diversos tipos de materiales sedimentarios.

La zona de la fosa Chile en el área del estudio tiene un espesor sedimentario promedio de ~1500 m. Los primeros 600 m poseen reflectores relativamente horizontales que empiezan a plegarse en las proximidades del talud continental (frente de deformación en figura 34). Estos reflectores corresponden a estratos sedimentarios de turbiditas (Thornburg et al., 1990).

IV.3.2. Línea sísmica SO161-34

Bajo el piso marino de la plataforma continental (figuras 36 y 37) se presentan reflectores horizontales débiles y ordenados, pero bajo los 400 m de profundidad en el subsuelo marino, la inclinación comienza a aumentar, creándose en el borde occidental una cuenca sedimentaria (entre los puntos de tiro 1500 y 2500). El techo del basamento de rocas metamórficas bajo la plataforma está ubicado a ~1100 m de profundidad. El techo del basamento puede también ser observado más hacia el oeste, en el sector del talud superior, alrededor de una profundidad de 2000 m. Este reflector no aparece continuo, sino en segmentos, probablemente originados por fallas (por ejemplo, F1, F2 y F4).

La zona bajo el talud superior se presenta con una serie de fallas normales, las cuales se manifiestan en el fondo marino con un escarpe o con alguna irregularidad topográfica. Los reflectores en esta zona tienen una forma discontinua que los del sector de la plataforma. Se podría considerar que toda esta zona tiene cuencas someras, siendo la más extendida aquella localizada en el límite oeste del talud superior (figura 36).

El subsuelo marino bajo el talud inferior está representado por el prisma de acreción, cuyas características incluyen deformación debido a encuentro o convergencia de las cortezas oceánica y continental, que produce fallas inversas y reflectores caóticos en varios sectores. El prisma presenta varias fallas inversas, las cuales se manifiestan sobre el fondo marino formando un escarpe o un cambio en pendiente.

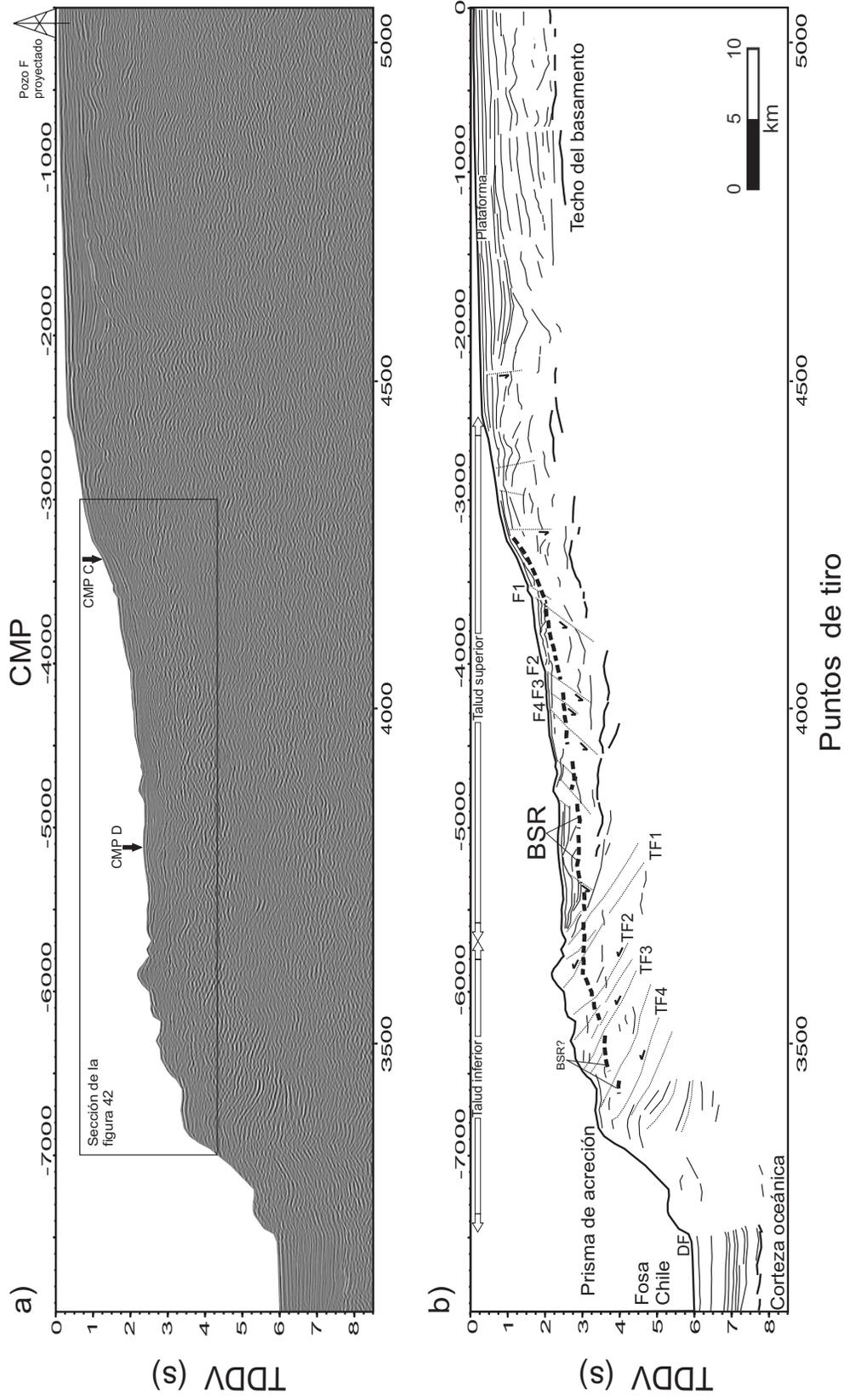


Figura 36. a): Imagen sísmica en tiempos y migrada de la línea SO161-34. En el rectángulo se muestra la sección de la figura 42. Se indican los puntos de modelado CMP C y D y la posición proyectada del pozo F según González (1989). b): Interpretación de la imagen sísmica de a). BSR: Reflector Simulador del Fondo; F: falla normal; TF: falla inversa de bajo ángulo; DF: frente de deformación; TDDV: tiempo doble de viaje.

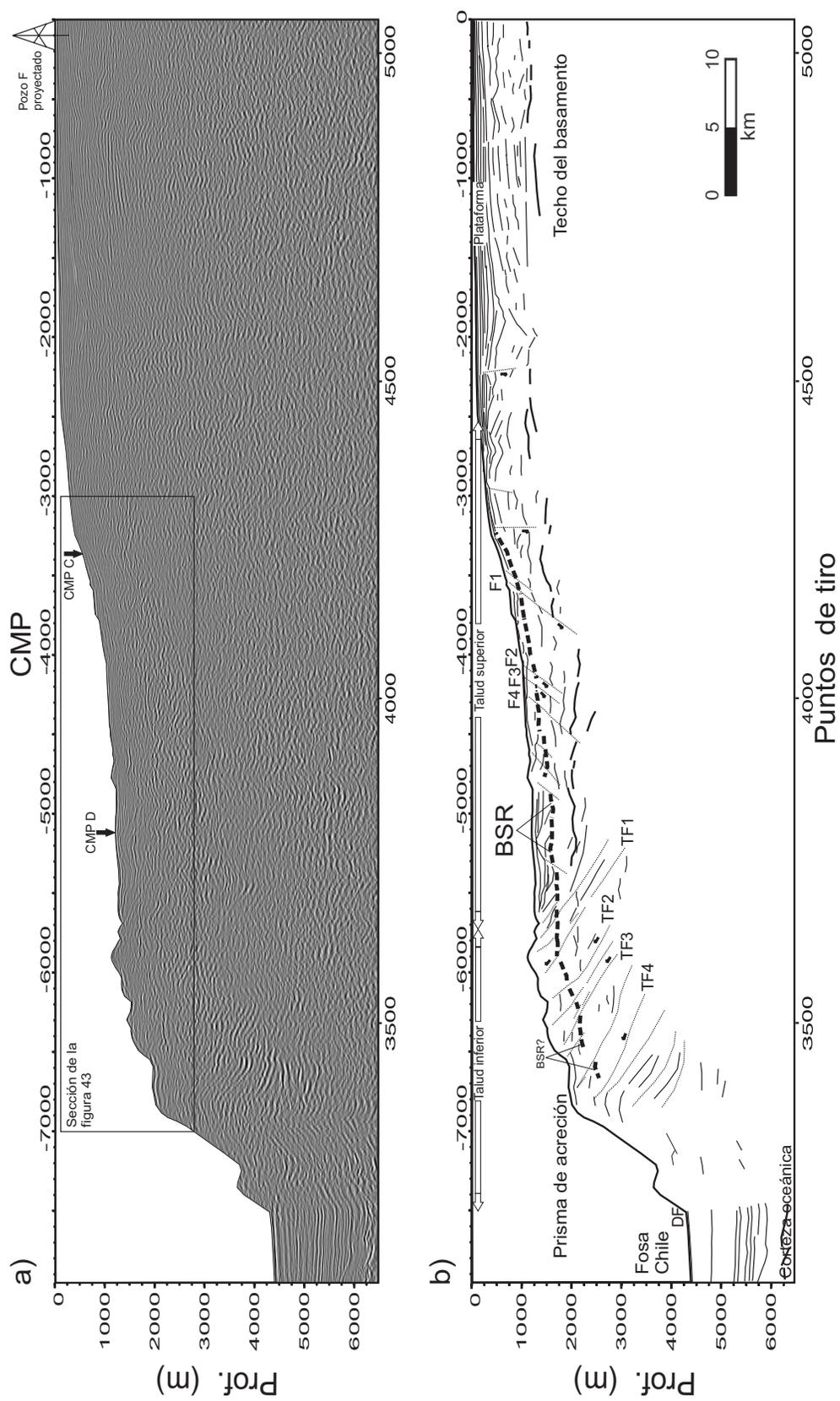


Figura 37. a): Imagen sísmica en profundidades y migrada de la línea SO161-34. En el rectángulo se muestra la sección de la figura 43. Se indican los puntos de modelado CMP C y D y la posición proyectada del pozo F según González (1989). b): Interpretación de la imagen sísmica de a). BSR: Reflector Simulador del Fondo; F: falla normal; TF: falla inversa de bajo ángulo; DF: frente de deformación. Exageración vertical de $\sim 4.4x$

A profundidades mayores de 5000 m ya no es posible detallar los reflectores debido a su complejidad, sin embargo, se puede apreciar el techo de la corteza oceánica, en la trinchera, alrededor de los 6000 m de profundidad (figura 37).

Bajo el fondo marino de la fosa o trinchera, los reflectores están relativamente paralelos y horizontales. El borde oriental de los estratos se deforma levemente al hacer contacto con el talud. Los sedimentos contenidos en la trinchera tienen un espesor aproximado de 1700 m (figura 37).

IV.3.3. Línea sísmica SO161-43

Bajo el fondo marino de la plataforma (figuras 38 y 39) los reflectores se presentan sub-horizontales, pero bajo los 500 m de profundidad en el subsuelo marino, aumenta progresivamente el echado. El techo del basamento de las rocas metamórficas bajo la plataforma está ubicado a unos 1100 m de profundidad. Éste está conformado por varios segmentos y además presenta algunas ondulaciones, en especial, en el costado este. Se observa una falla normal en el costado oeste de esta ondulación principal (F1). También al oeste de esta falla, el techo del basamento metamórfico cambia su inclinación y es relativamente paralelo al fondo marino, continuando por debajo del talud superior y hasta el borde oriental del talud inferior (figuras 38 y 39).

Bajo la zona del talud superior los reflectores son algo irregulares. Algunas fallas normales son posibles de identificar entre los estratos sedimentarios. Esta zona también tiene la tendencia a cambiar el echado según la profundidad. En el borde, con el talud inferior, se presentan varias fallas normales bien marcadas, las cuales se manifiestan en el fondo marino a través de escarpes (figuras 38 y 39). En esta parte, el basamento se presenta ondulado y próximo a la superficie.

En el costado oeste del reflector ondulado del basamento, se encuentra el BSR ubicado en la zona del talud inferior. Este sector que corresponde al prisma de acreción, presenta varias fallas inversas (por ejemplo, TF1, TF2 y TF3).

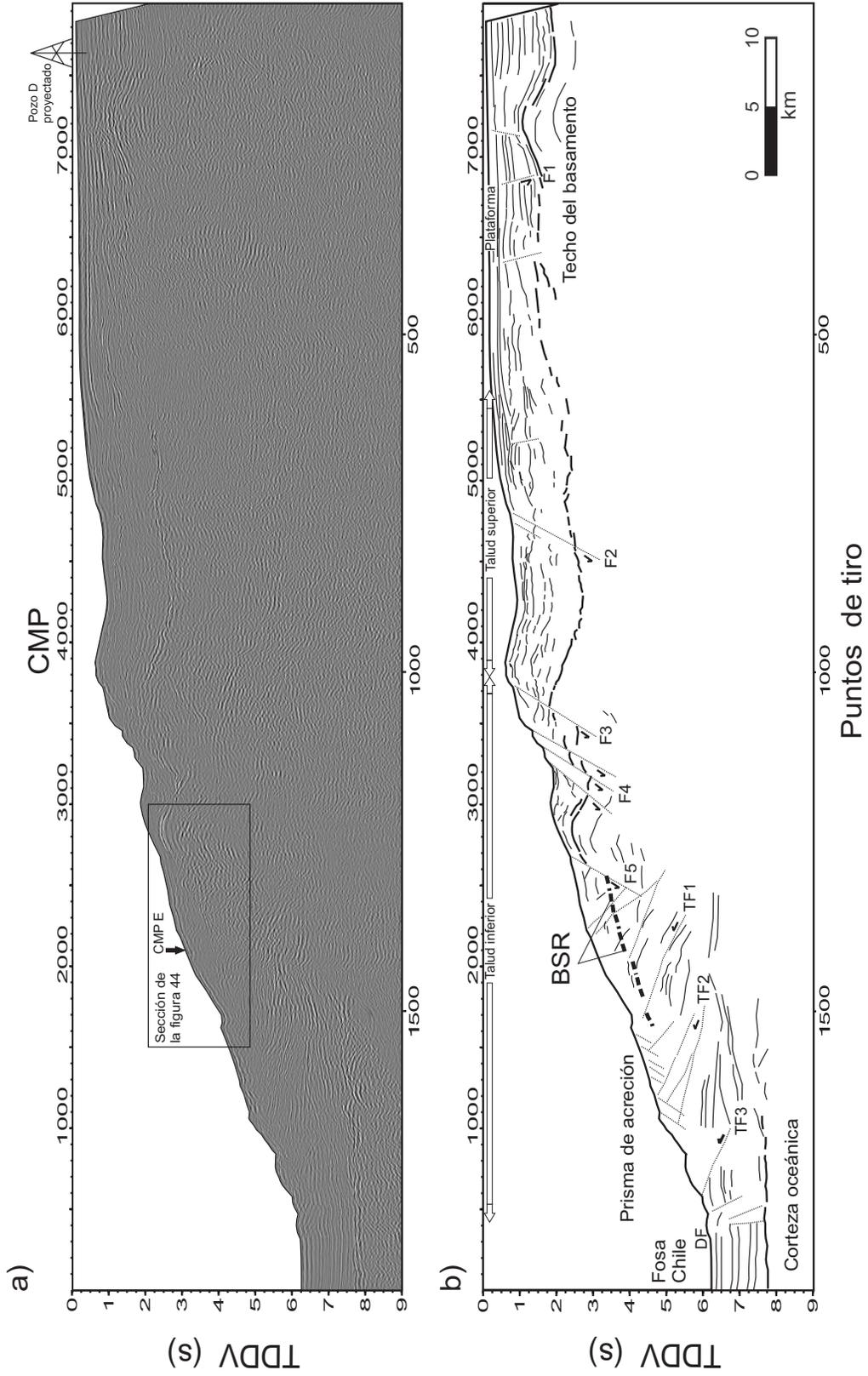


Figura 38. a): Imagen sísmica en tiempos y migrada de la línea SO161-43. En el rectángulo se muestra la sección de la figura 44. Se indica el punto de modelado CMP E y la posición proyectada del pozo D según González (1989). b): Interpretación de la imagen sísmica de a). BSR: Reflector Simulador del Fondo; F: falla; TF: falla inversa de bajo ángulo; DF: frente de deformación; TDDV: tiempo doble de viaje.

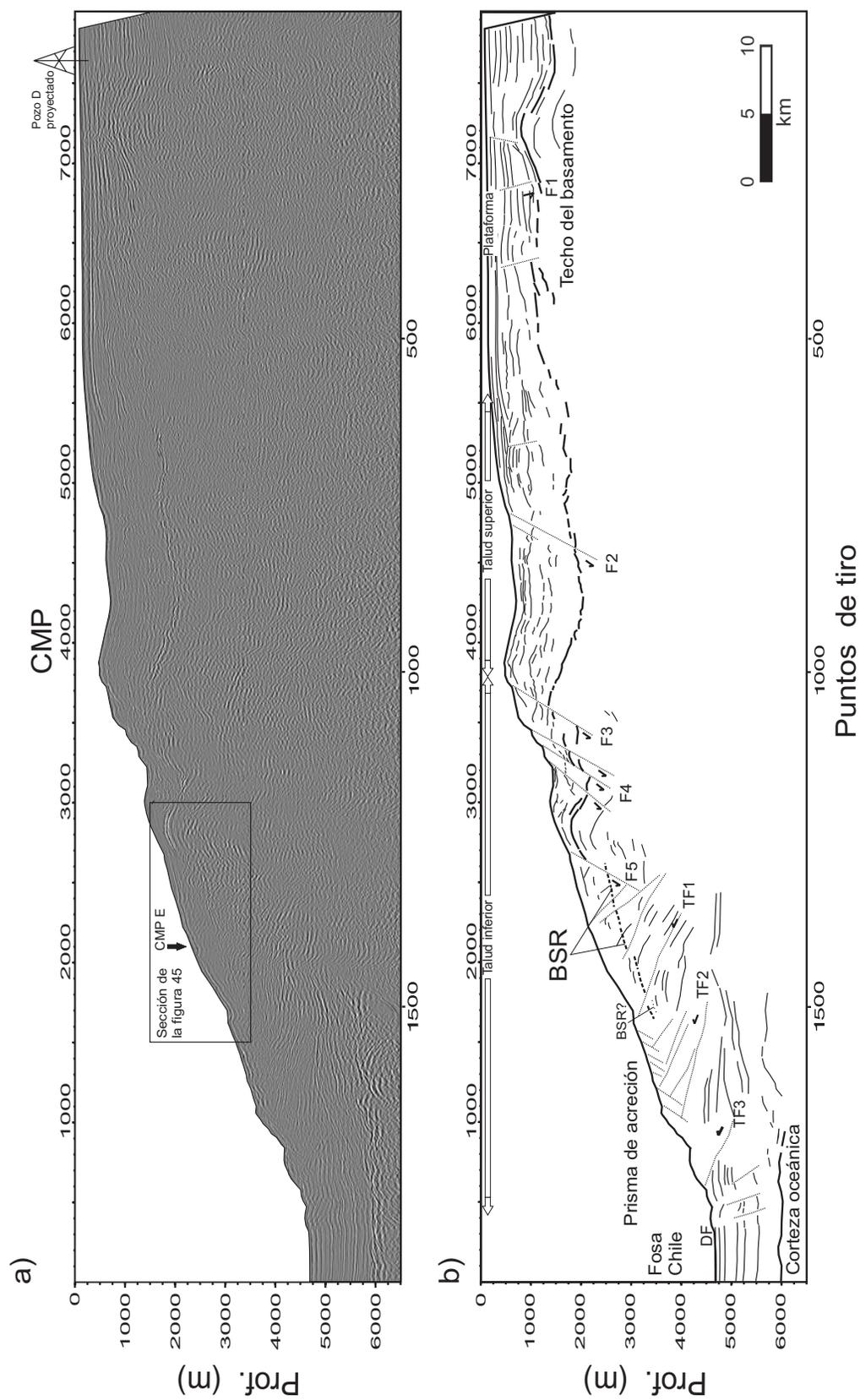


Figura 39. a): Imagen sísmica en profundidades y migrada de la línea SO161-43. En el rectángulo se muestra la sección de la figura 45. Se indica el punto de modelado CMP E y la posición proyectada del pozo D según González (1989). b): Interpretación de la imagen sísmica de a). BSR: Reflector Simultador del Fondo; F: falla normal; TF: falla inversa de bajo ángulo; DF: frente de deformación. Exageración vertical ~4.4x.

Al igual que lo observado en las otras líneas sísmicas, bajo el fondo marino de la fosa o trinchera, los reflectores se presentan relativamente paralelos y continuos. En el sector del frente de deformación se observan algunas fallas inversas menores (figura 39). Los sedimentos contenidos en la trinchera tienen un espesor de ~1100 m.

Bajo los sedimentos de la trinchera, se aprecia el reflector que se asocia al techo de la unidad basáltica de la corteza oceánica. Ésta se presenta horizontal y relativamente continua. La corteza oceánica está ubicada a una profundidad aproximada de 6000 m (figura 39).

IV.4. Distribución del BSR en las secciones sísmicas y características de reflexión

IV.4.1. Línea sísmica SO161-26

En la línea sísmica SO161-26, el BSR se localiza en la zona del talud inferior (figura 34) del margen continental entre, aproximadamente, 1700 a 3500 m de profundidad bajo la superficie del mar (figura 40 y 41). El espesor promedio entre el piso marino y el BSR es de menos de 500 m. El BSR tiene una extensión horizontal de ~30 km.

El BSR no es continuo lateralmente, en algunos sectores está interrumpido por la presencia de fallas normales e inversas y fracturas, o es débil por la presencia de otras estructuras (por ejemplo, pliegues). Muchas veces las interrupciones debido a fallas producen irregularidades en la distribución espacial del BSR. Por ejemplo,

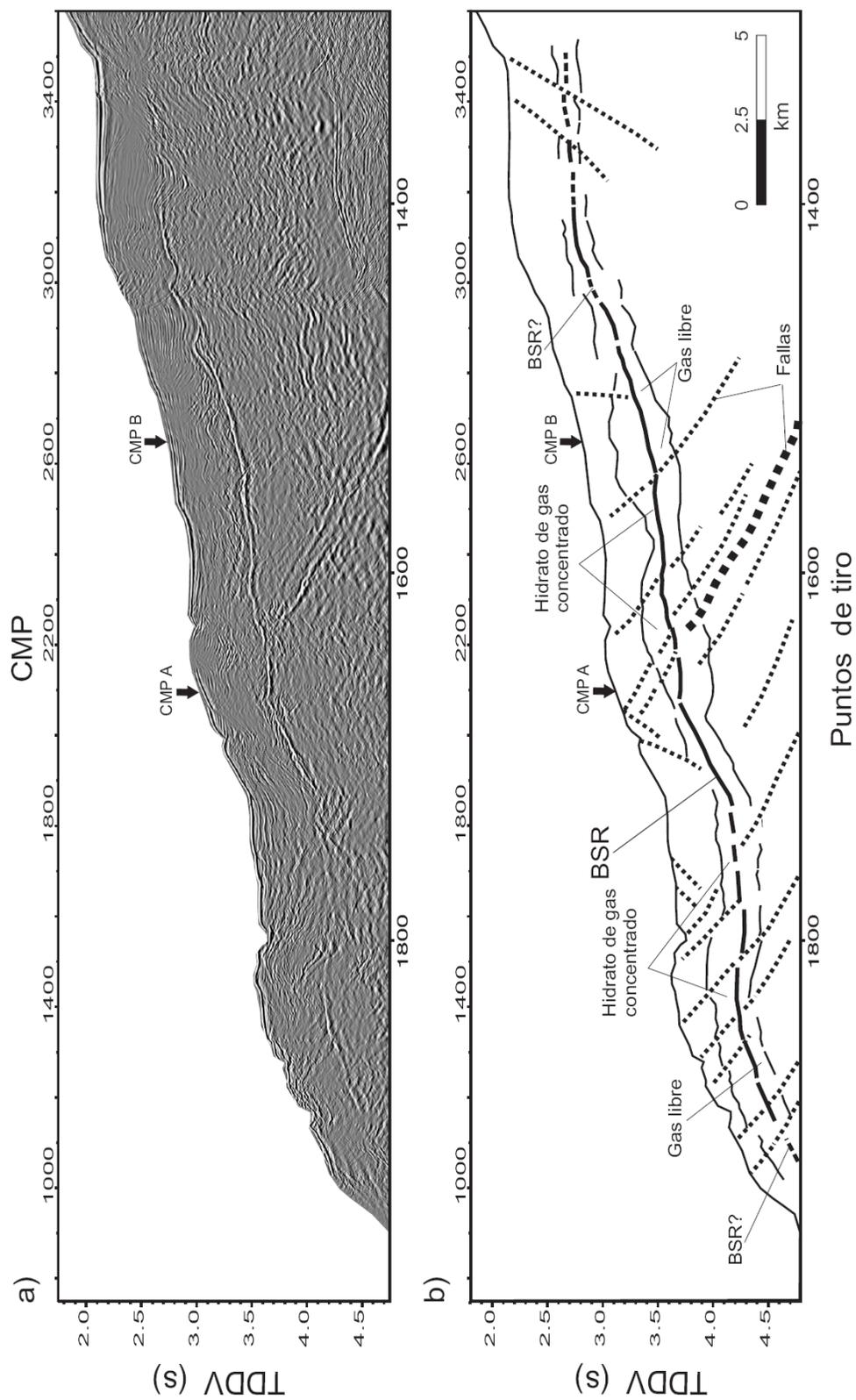


Figura 40. a): Ampliación de la imagen sísmica en tiempos de la figura 34 para el área del BSR (línea SO161-026). Se indican los puntos de modelado CMP A y B. b): Interpretación de la imagen sísmica de a). La posición del BSR se indica con una línea gruesa continua. Cuando es discontinua, la existencia del BSR es dudosa. Con una línea delgada, por sobre el BSR, se indica el techo de la capa de sedimentos con hidrato de gas más concentrado. También, con una línea delgada se indica la base de la capa de sedimentos con mayor concentración de gas libre, pero debajo del BSR. BSR: Reflector Simulador del Fondo. Líneas segmentadas indican fallas o fracturas. TDDV: tiempo doble de viaje.

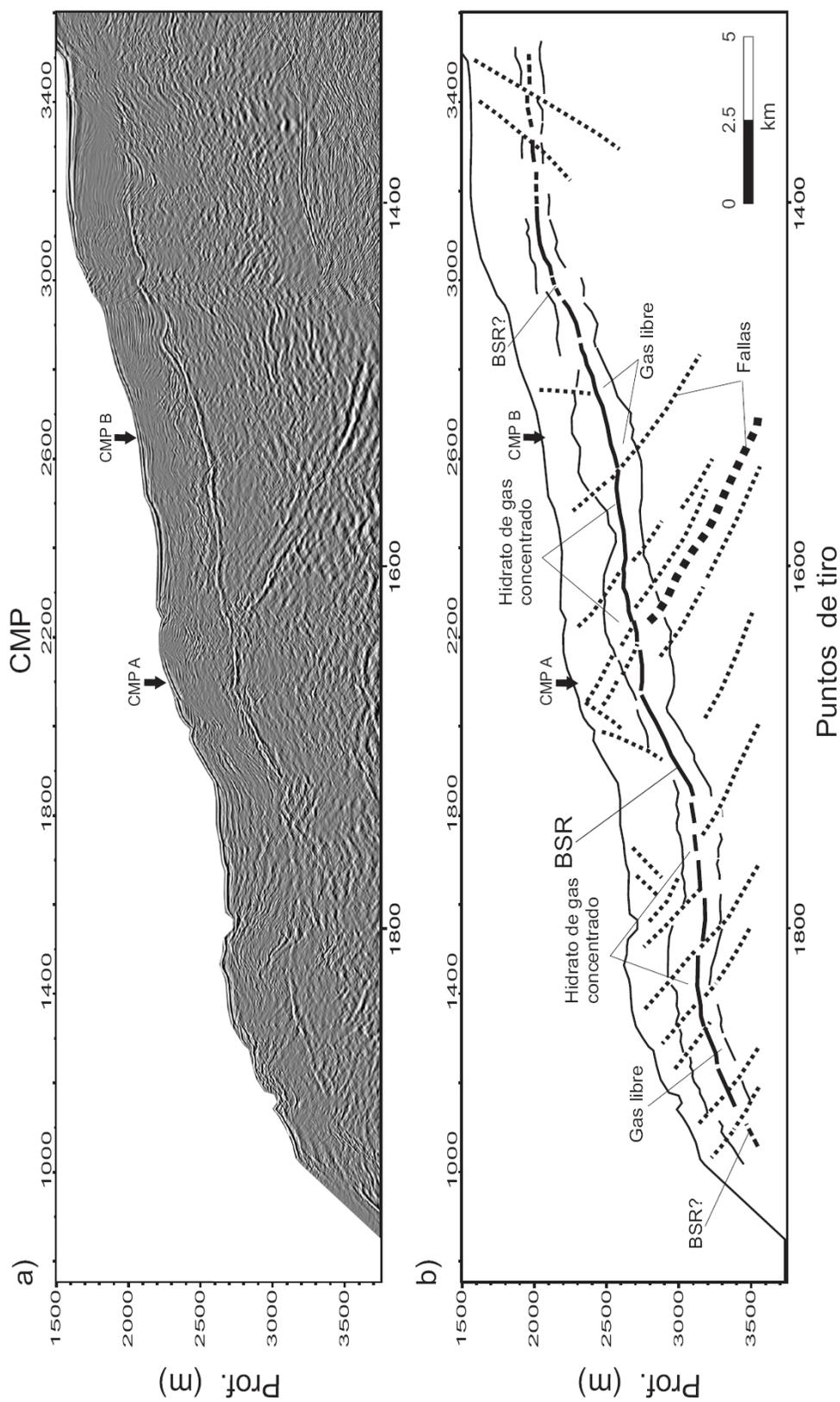


Figura 41. a): Ampliación de la imagen sísmica en profundidades de la figura 35 para el área del BSR (línea SO161-026). Se indican los puntos de modelado CMP A y B. b): Interpretación de la imagen sísmica de a). La posición del BSR se indica con una línea gruesa continua. Cuando es discontinua, la existencia del BSR es dudosa. Con una línea delgada, por sobre el BSR, se indica el techo de la capa de sedimentos con hidrato de gas más concentrado. También, con una línea delgada se indica la base de la capa de sedimentos con mayor concentración de gas libre, pero debajo del BSR. BSR: Reflector Simulador del Fondo. Líneas segmentadas indican fallas o fracturas. Exageración vertical de $\sim 4.4x$.

la gran falla inversa produce cortes y desalineación de la posición vertical del BSR (indicada con líneas segmentadas gruesas alrededor del CMP 2200 en figura 40).

El BSR llega a ser más fuerte en el sector central del talud inferior, especialmente, en el sector que queda al oeste de la falla inversa más notoria (área del CMP A, en figura 40) y al oeste de otra falla alrededor del CMP 2600 (al oeste de CMP B, en figura 40). Amplitudes medias se encuentran en el sector oriental de esa falla y del CMP 1400 (figura 40). Entre el CMP 1500 y 1800, el BSR es débil, cuya área dentro de la sección, coincide con la presencia de una cuenca superior. Otros sectores con BSR débil, están entre los CMP 2700 a 3000 y los CMP 3200 a 3300, donde existen estratos plegados (figuras 40 y 41). En los bordes de la zona del talud inferior, el BSR es más débil hasta desaparecer. En el lado occidental de estas fronteras, el BSR continúa más horizontalmente hacia el talud de mayor inclinación, pero esta observación no es muy clara. En el lado oriental en el sector de las fallas normales, el BSR está pobremente definido.

Las amplitudes del BSR son variables a lo largo de la sección sísmica. En general, el BSR tiene una alta amplitud y polaridad inversa relativa al reflector del piso marino. En varios casos el BSR pasa a través de los estratos sedimentarios (por ejemplo, entre los CMPs 1500 a 1800, 2700 a 3400) y en algunos casos de estratos plegados la amplitud del BSR disminuye (entre los CMPSs 2700 y 2900; y entre 3100 y 3300). Por otro lado, existe una tendencia para encontrar altas amplitudes del BSR bajo altos topográficos (alrededor de CMPs 1300, 2100, 2500 y 3100).

IV.4.2. Línea sísmica SO161-34

En la línea sísmica SO161-34, el BSR se localiza en la zona del talud inferior del margen continental entre, aproximadamente, 600 a 2500 m de profundidad bajo la superficie del mar (figuras 42 y 43). El espesor entre el fondo marino y el BSR es variable según las características asociadas a la estabilidad del hidrato de gas (figura 4). Su parte más delgada (~150 m) se localiza en el costado este del talud continental. El BSR continúa hacia el oeste ensanchándose suavemente hasta alcanzar un espesor de ~650 m en el borde occidental del talud inferior (figura 42). El BSR tiene una extensión horizontal de ~40 km.

El BSR no es continuo lateralmente, al igual que las características encontradas para el BSR de línea SO161-26, es interrumpido por la presencia de fallas o fracturas o es débil por la presencia de otras estructuras. Entre los CMPs 6900 y 5400 se encuentran las fallas inversas que caracterizan al prisma de acreción (figura 42). Estas fallas cortan en varios sectores al BSR, el cual tiende a ser paralelo con el fondo del mar. Entre los CMPs 5300 y 3200, las fallas normales también interrumpen el BSR (figura 42).

El BSR está mejor definido en el sector del talud inferior, entre los CMPs 6100 a 5000. También el BSR está bien representado en la parte más somera del talud superior entre los CMPs 3300 y 4000 (figura 42). Pero en la zona del talud inferior el BSR tiene una mayor amplitud y una mayor longitud de onda, lo que produce que sea más notorio en este sector. En algunos sitios (por ejemplo, entre CMPs 4600 a 5000 y 5300 a 5500) existe una tendencia a existir BSRs dobles o segmentos de BSR desalineados en la horizontal.

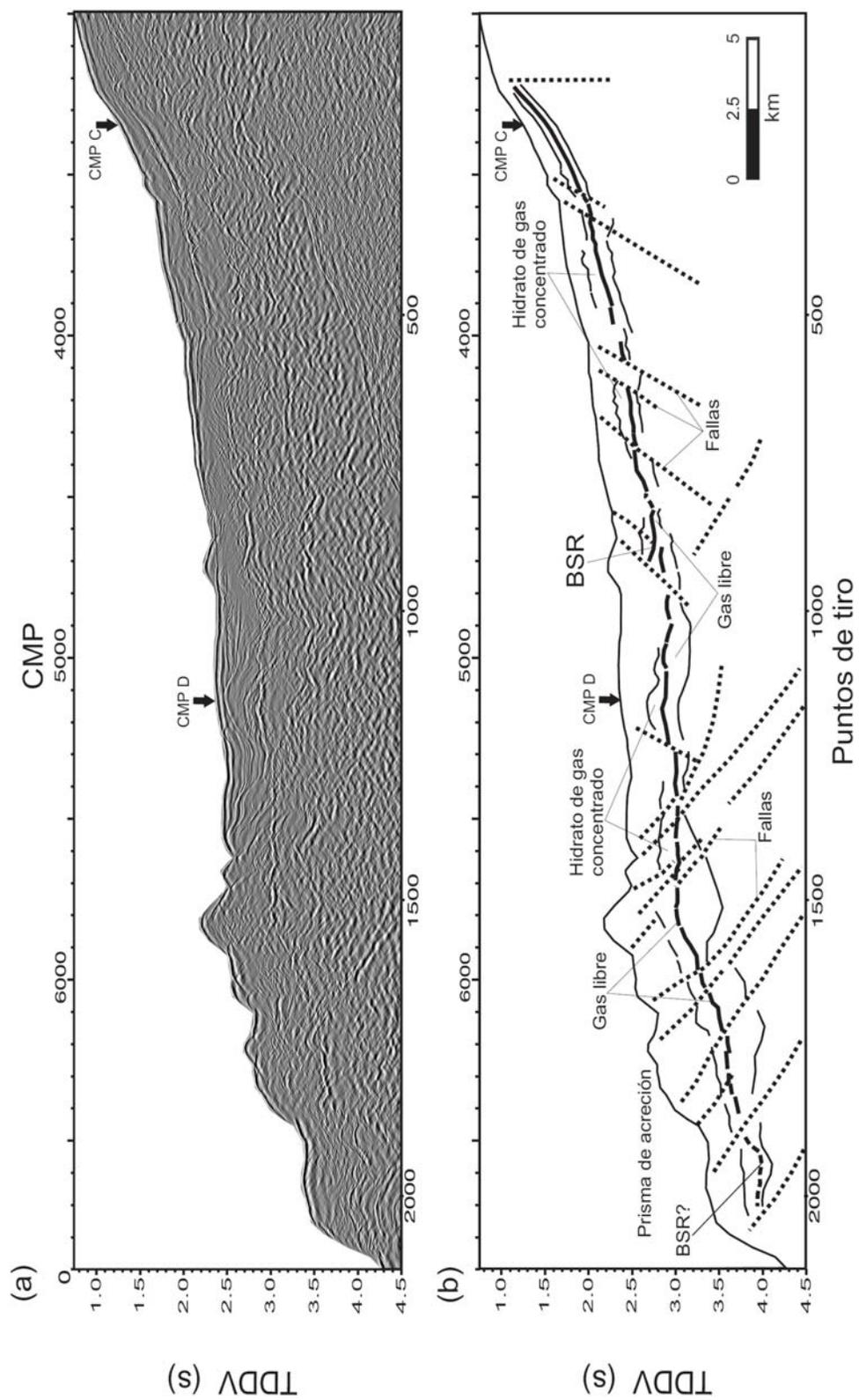


Figura 42. a): Ampliación de la imagen sísmica en tiempos de la figura 36 para el área del BSR (línea SO161-034). Se indican los puntos de modelado CMP C y D. b): Interpretación de la imagen sísmica de a). La posición del BSR se indica con una línea gruesa continua. Cuando es discontinua, la existencia del BSR es dudosa. Con una línea delgada, por sobre el BSR, se indica el techo de la capa de sedimentos con hidrato de gas más concentrado. También, con una línea delgada se indica la base de la capa de sedimentos con mayor concentración de gas libre, pero debajo del BSR. BSR: Reflector Simulador del Fondo. Líneas segmentadas indican fallas. TDDV: tiempo doble de viaje.

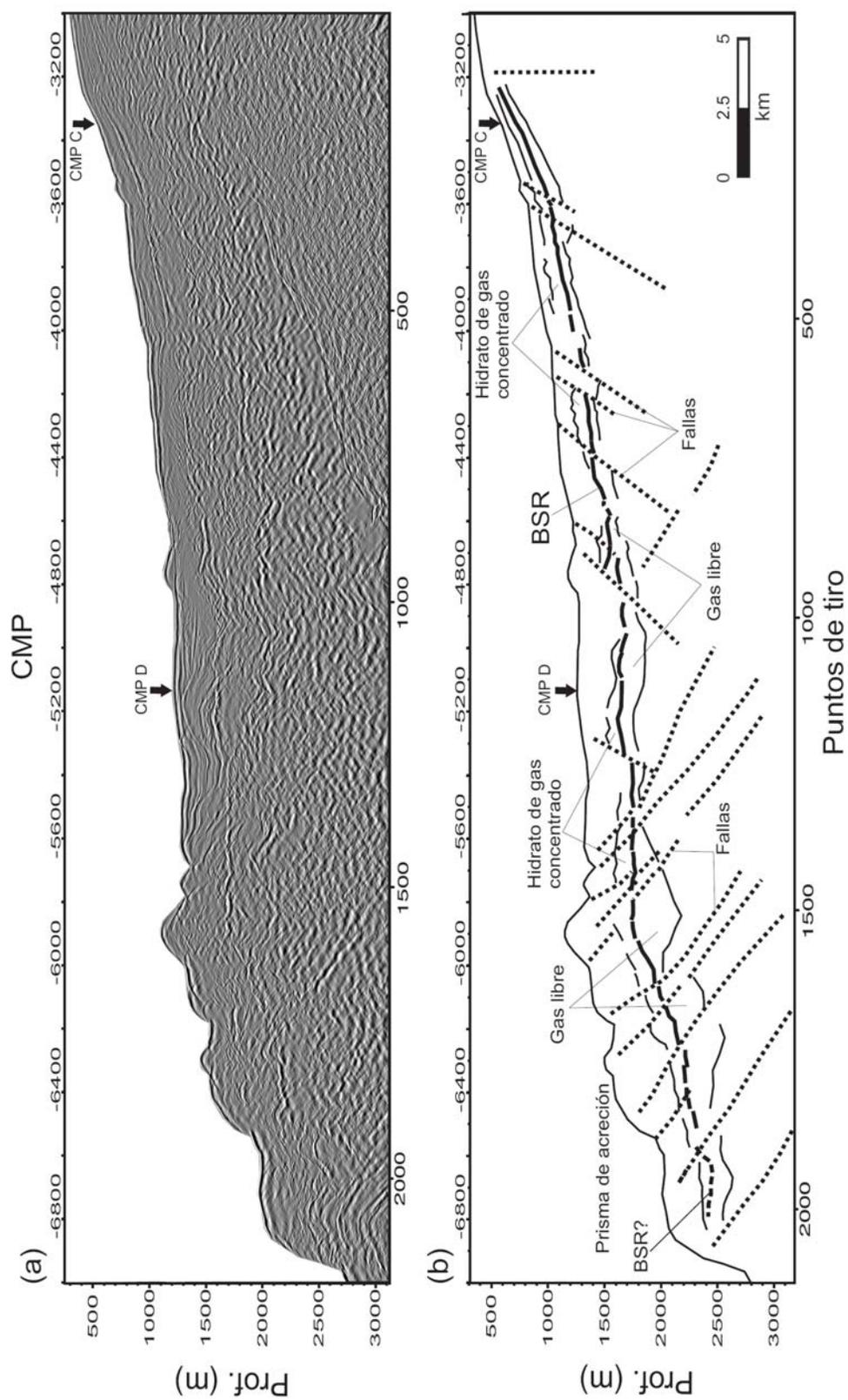


Figura 43. a): Ampliación de la imagen sísmica en profundidades de la figura 37 para el área del BSR (línea SO161-034). Se indican los puntos de modelado CMP C y D. b): Interpretación de la imagen sísmica de a). La posición del BSR se indica con una línea gruesa continua. Cuando es discontinua, la existencia del BSR es dudosa. Con una línea delgada, por sobre el BSR, se indica el techo de la capa de sedimentos con hidrato de gas más concentrado. También, con una línea delgada se indica la base de la capa de sedimentos con mayor concentración de gas libre, pero debajo del BSR. BSR: Reflector Simulador del Fondo. Líneas segmentadas indican fallas o fracturas. Exageración vertical de ~4.4x.

IV.4.3. Línea sísmica SO161-43

En la línea sísmica SO161-43 el BSR se localiza en la zona del talud inferior del margen continental entre, aproximadamente, 2500 a 3500 m de profundidad bajo la superficie del mar (figuras 44 y 45). El espesor entre el fondo marino y el BSR es variable (figura 45). Su parte más delgada (de ~400 m) se localiza en la parte occidental del talud inferior y su parte más ancha, en el sector oriental con un espesor de ~600 m. En este lado occidental el BSR se presenta débil y, en varios sectores, es difícil distinguirlo. El BSR tiene una extensión horizontal de ~11 km.

Al igual que los BSRs de las otras líneas sísmicas, en la línea 43 la continuidad del BSR está interrumpida principalmente por fallas inversas. En algunos sectores los segmentos del BSR están a distintos niveles de profundidades, en varios casos los desniveles se presentan en los bordes con las fallas, pero en otros, sin la presencia de una falla aparente, quizás producto de la deformación por el proceso de convergencia.

Al oeste del área del CMP E, el BSR se presenta doble, es decir, que continúa hacia el oeste sobre el BSR indicado en la figura. Situación similar ocurre entre los CMPs 1600 y 1800 (figura 45).

El BSR tiene una mayor amplitud en el sector central del área, entre los CMPs 2200 y 2400. Hacia los extremos de este sector central, el BSR entonces es débil y difícil de localizar.

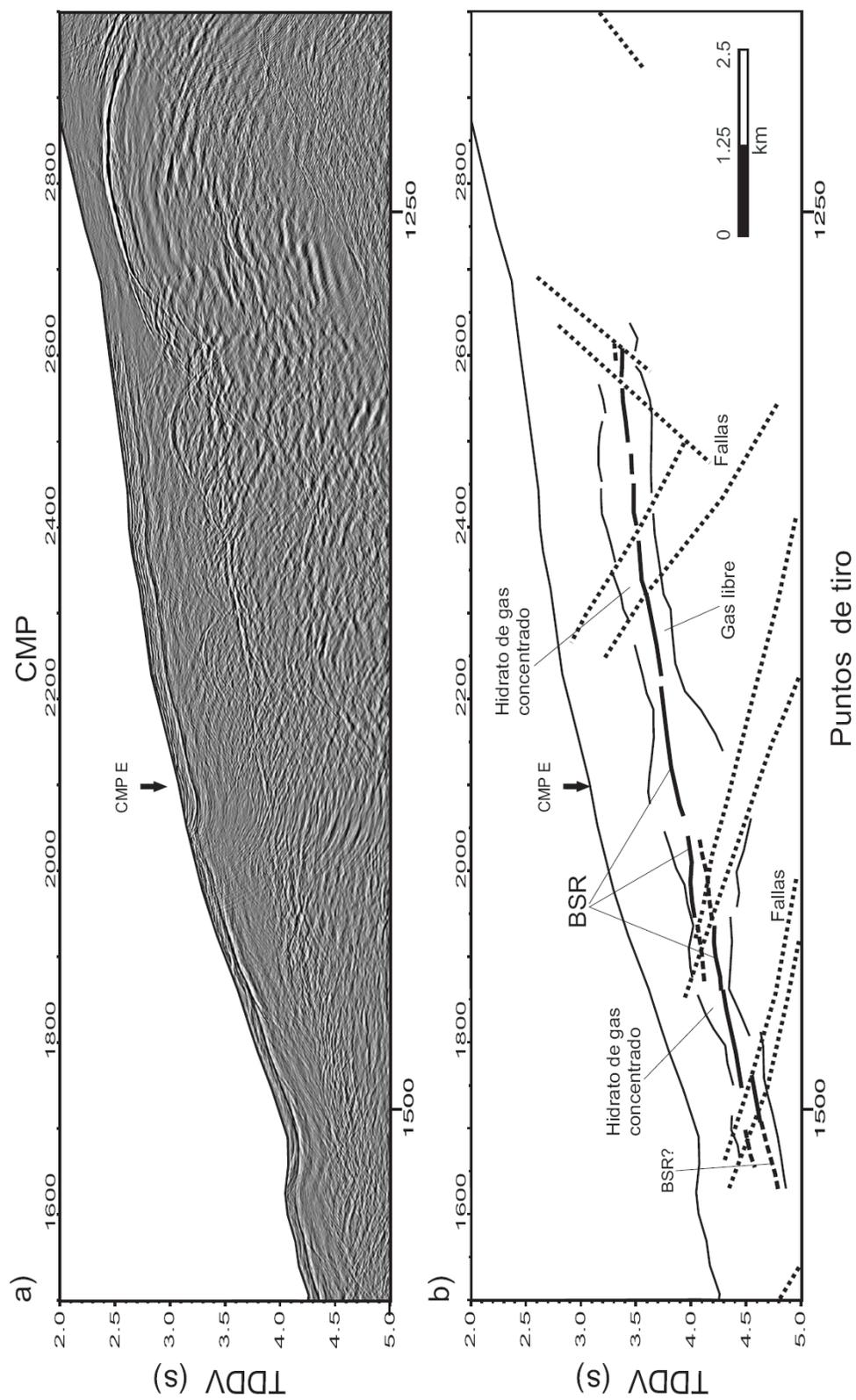


Figura 44. a): Ampliación de la imagen sísmica en tiempos de la figura 38 para el área del BSR (línea SO161-043). Se indica el punto de modelado CMP E. b): Interpretación de la imagen sísmica de a). La posición del BSR se indica con una línea gruesa continua. Cuando es discontinua, la existencia del BSR es dudosa. Con una línea delgada, por sobre el BSR, se indica el techo de la capa de sedimentos con hidrato de gas más concentrado. También, con una línea delgada se indica la base de la capa de sedimentos con mayor concentración de gas libre, pero debajo del BSR. BSR: Reflector Simulador del Fondo. Líneas segmentadas indican fallas. TDDV: tiempo doble de viaje.

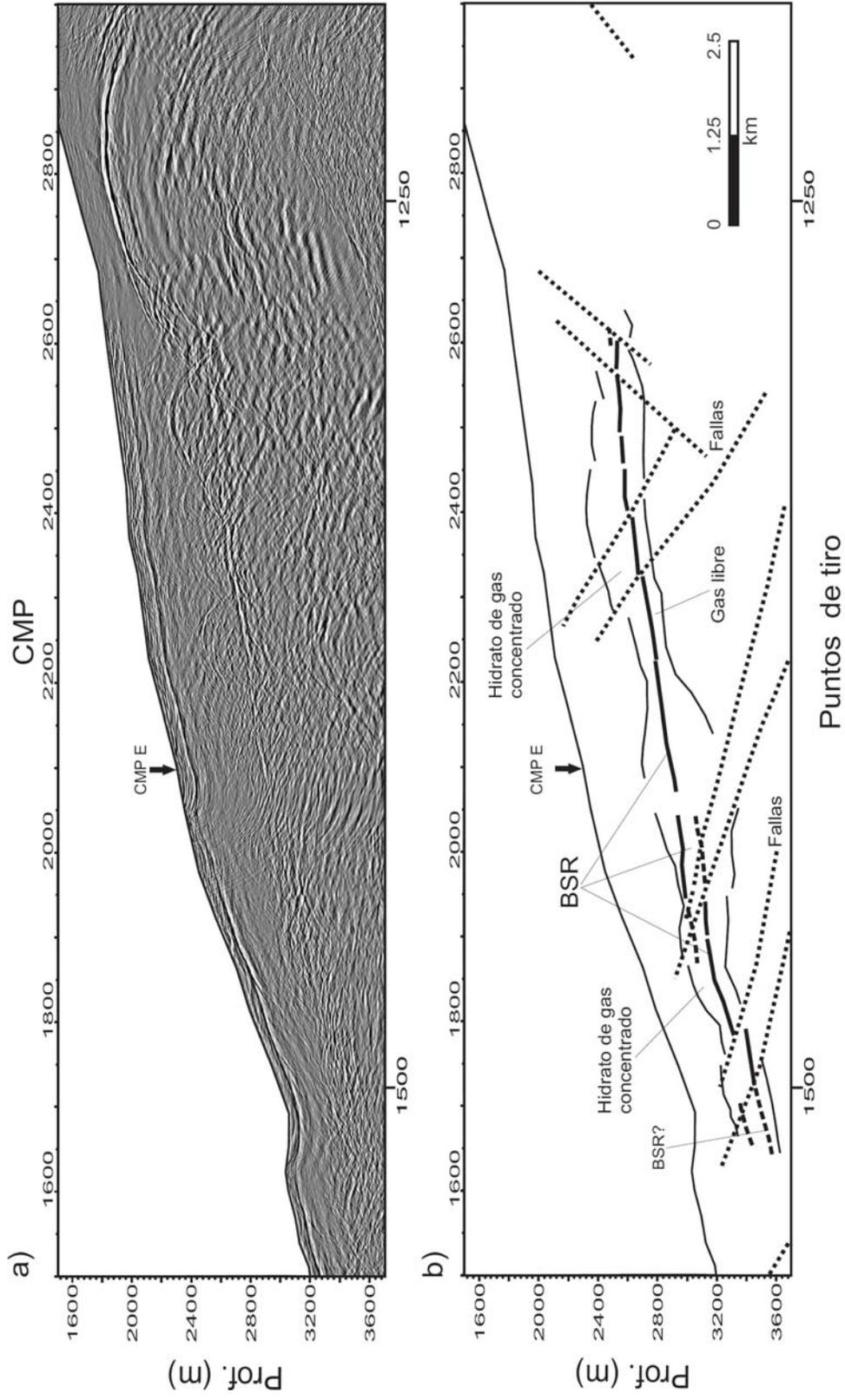


Figura 45. a): Ampliación de la imagen sísmica en profundidades de la figura 39 para el área del BSR (línea SO161-034). Se indica el punto de modelado CMP E. b): Interpretación de la imagen sísmica de a). La posición del BSR se indica con una línea gruesa continua. Cuando es discontinua, la existencia del BSR es dudosa. Con una línea delgada, por sobre el BSR, se indica el techo de la capa de sedimentos con hidrato de gas más concentrado. También, con una línea delgada se indica la base de la capa de sedimentos con mayor concentración de gas libre, pero debajo del BSR. BSR: Reflector Simulador del Fondo. Líneas segmentadas indican fallas o fracturas. Exageración vertical de ~4.4x.

IV.5. Modelos de la estructura de velocidad del BSR y parámetros físicos asociados

De acuerdo al método indicado en esta tesis, es esencial para la estimación de las propiedades físicas del sedimento, que contiene a los hidratos de gas, la determinación de la estructura de velocidad del BSR y los espesores asociados. En esta sección se describen los resultados obtenidos luego de realizar los ajustes de las curvas camino-tiempo sobre las imágenes de los CMPs y la estimación de las velocidades compresionales, de cizalle, densidades y factores de calidad.

IV.5.1. Línea sísmica SO161-26

El modelo de la estructura de velocidad del CMP A (figura 46 y tabla V) se representa por velocidades de intervalo de onda P en función de la profundidad. En la figura 46 se aprecia, además, el resultado del ajuste de las curvas x-t sobre la imagen del CMP modelado, que avala la estructura encontrada. Entre cada curva x-t se define entonces una capa con un cierto espesor.

La estructura de la velocidad del CMP A está compuesta por once capas. El espesor de la primera capa (la capa de agua de mar) es de ~2250 m. En la próxima capa, bajo el fondo del mar, la velocidad aumenta a 1540 m/s y ésta tiene un espesor de ~80 m (tabla V).

El próximo grupo de capas (de la segunda a la séptima) la velocidad aumenta gradualmente en sucesivas capas relativamente delgadas, hasta que se produce un aumento brusco de la velocidad a 2380 m/s. En este gradiente de velocidades el factor de calidad Q

también aumenta hasta un valor de 200, pero luego se mantiene constante entre la quinta y la octava capa.

El comportamiento de las densidades es diferente comparado al de las velocidades, ya que en algunas capas se produce una disminución en función de la profundidad (tabla V). Bajo la octava capa se produce un descenso brusco de la velocidad, en este límite se interpreta la existencia de un BSR. La velocidad disminuye a un valor de 1450 m/s.

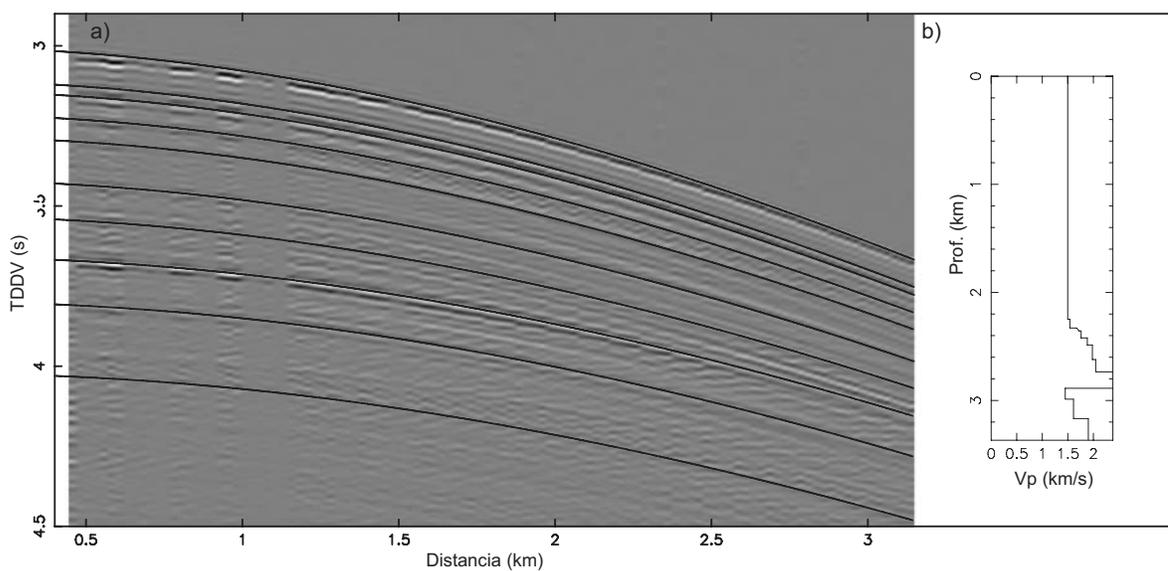


Figura 46. Imagen sísmica en tiempos y modelo de la estructura de velocidad del CMP A. a) ajuste de las curvas camino-tiempo (x-t) sobre la imagen del CMP A y en b) gráfico de velocidades compresionales y espesores luego del ajuste de las curvas camino-tiempo. TDDV: tiempo doble de viaje.

Tabla V
Modelo de velocidades y parámetros para el CMP A

Capa	Vp techo (m/s)	Vp fondo (m/s)	Vs techo (m/s)	Vs fondo (m/s)	TWTT (s)	Espesor (m)	Profundidad fondo (m)	Densidad techo (kg/m ³)	Densidad fondo (kg/m ³)	Qp techo- fondo	Qs techo- fondo
1	1497	1497	0	0	3.005	2250	2250	1027	1027	----	---
2	1540	1540	693	693	3.110	80	2330	1400	1300	50-100	14-27
3	1671	1720	752	774	3.142	30	2360	1500	1400	100-100	27-27
4	1760	1760	792	792	3.214	65	2425	1600	1400	100-100	27-27
5	1880	1880	978	978	3.285	65	2490	1500	1500	200-200	72-72
6	1980	1980	1030	1030	3.420	135	2625	1500	1500	200-200	72-72
7	2044	2044	1063	1063	3.533	115	2740	1700	1500	200-200	72-72
8	2380	2380	1238	1238	3.646	135	2875	1500	1500	200-200	72-72
9	1450	1450	841	841	3.796	110	2985	1200	1400	50-50	22-22
10	1610	1610	934	934	3.986	150	3135	1650	1700	50-50	22-22
11	1900	1900	1064	1064	4.197	200	3335	2000	2000	100-100	42-42

Esta capa de baja velocidad tiene un espesor de ~110 m. También disminuyen los valores de las densidades y del factor Q . A continuación, aumenta la velocidad a un valor de 1610 m/s y las densidades también, aunque el factor de calidad se mantiene con un valor de 50. La última capa corresponde al semi-espacio con una velocidad de 1900 m/s.

En el modelo de la estructura de velocidad del CMP B (figura 47) existen tendencias similares comparadas con las del modelo del CMP A, pero en él se tienen menos capas y podemos ver dos grupos principales: uno con bajas velocidades bajo el fondo marino y la otra, compuesta por varias capas delgadas (entre 2330 y 2047 m, tabla VI). Estas capas delgadas pueden mejor observarse en la imagen sísmica del CMP B en la figura 40a. También en estas capas se produce una disminución de las densidades en función de la profundidad, aunque en la sexta capa se verifique un gradiente interno con una tendencia hacia el aumento de los valores de densidad.

En la capa número siete la velocidad se mantiene homogénea y ella tiene un espesor de ~190 m. Esta capa tiene una velocidad máxima de 2400 m/s y bajo ella, la velocidad cae a 1400 m/s, lo que produce el BSR en este nivel. La capa de baja velocidad tiene un espesor de ~135 m.

Las capas con velocidad sísmica alta (sobre 1800 m/s) tiene un valor alto del factor de calidad ($Q = 200$), pero en la de baja velocidad, el factor Q disminuye a 50.

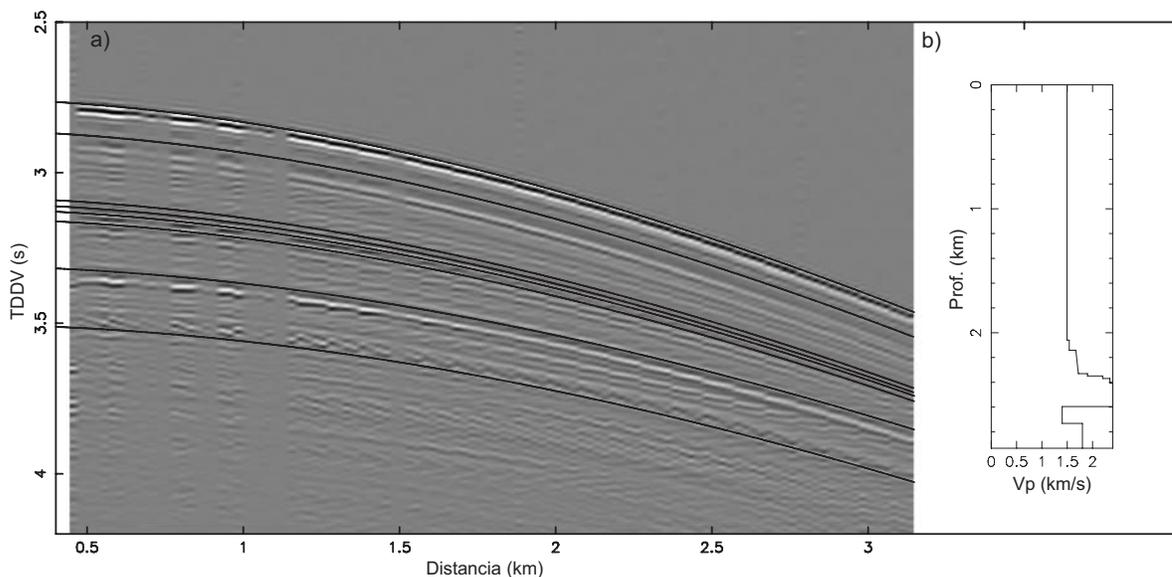


Figura 47. Imagen sísmica en tiempos y modelo de la estructura de velocidad del CMP B. En a) ajuste de las curvas camino-tiempo (x-t) sobre la imagen del CMP B y en b) gráfico de velocidades compresionales y espesores luego del ajuste de las curvas camino-tiempo. TDDV: tiempo doble de viaje.

Tabla VI
Modelo de velocidades y parámetros para el CMP B

Capa	Vp techo (m/s)	Vp fondo (m/s)	Vs techo (m/s)	Vs fondo (m/s)	TWTT (s)	Espesor (m)	Profundidad fondo (m)	Densidad techo (kg/m ³)	Densidad fondo (kg/m ³)	Qp techo- fondo	Qs techo- fondo
1	1497	1497	0	0	2.752	2060	2060	1027	1027	---	---
2	1540	1540	693	693	2.857	80	2140	1590	1590	50-100	14-27
3	1670	1720	752	752	3.080	190	2330	1680	1800	100-100	27-27
4	1900	1900	988	988	3.100	20	2350	1400	1400	200-200	72-72
5	2200	2200	1144	1144	3.119	20	2370	1420	1420	200-200	72-72
6	2341	2341	1170	1170	3.151	40	2410	1200	1450	200-200	72-72
7	2400	2400	1248	1248	3.309	190	2600	1200	1200	200-200	72-72
8	1400	1400	870	870	3.503	135	2735	1450	1450	50-50	22-22
9	1800	1800	200	2932	3.725	200	2935	1300	1750	100-100	42-42

IV.5.2. Línea sísmica SO161-34

La estructura de la velocidad del CMP C está compuesta por cinco capas (figura 48 y tabla VII). La primera capa corresponde al agua de mar con un espesor de ~970 m. A continuación existe una con un espesor de ~60 m y una velocidad de 1600 m/s (tabla VII). Posteriormente, al profundizar, la velocidad aumenta abruptamente a 1776 m/s y se mantiene constante dentro de una capa con espesor de ~155 m. Más hacia abajo se localiza el BSR, caracterizado por una reducción brusca de la velocidad a un valor de 1455 m/s. La densidad en esta capa se reduce, así también el factor de calidad Q (tabla VII). Esta capa de baja velocidad tiene un espesor de 30 m. Por debajo de ésta, se encuentra un semi-espacio con una velocidad de 1620 m/s, donde también aumentan las densidades y el factor de calidad.

La estructura de velocidad del CMP D se compone de más capas comparada con la del CMP C (figura 49 y tabla VIII). También el CMP D se encuentra en un sector más profundo que el CMP C (1760 m). Pero se encuentran valores similares de velocidades en

las capas superiores para ambas estructuras (entre 1600 y 1650 m/s) y se crea un gradiente hasta aumentar a un valor de 1840 m/s en la quinta capa. El factor de calidad Q tiene un valor constante de 100 hasta esa capa, pero bajo ella aumenta a 200. Esta última capa es la que tiene un espesor mayor, donde el Q es de ~ 250 m.

Bajo la capa anterior la velocidad aumenta bruscamente a 2005 m/s, pero su espesor es de tan sólo ~ 40 m. El BSR se crea al reducirse la velocidad a 1637 m/s, a una profundidad de ~ 2260 m. El espesor de esta capa de baja velocidad es de 125 m. El factor de calidad y las densidades disminuyen en la capa de baja velocidad. En la siguiente capa (el semi-espacio) la velocidad aumenta nuevamente a 1800 m/s.

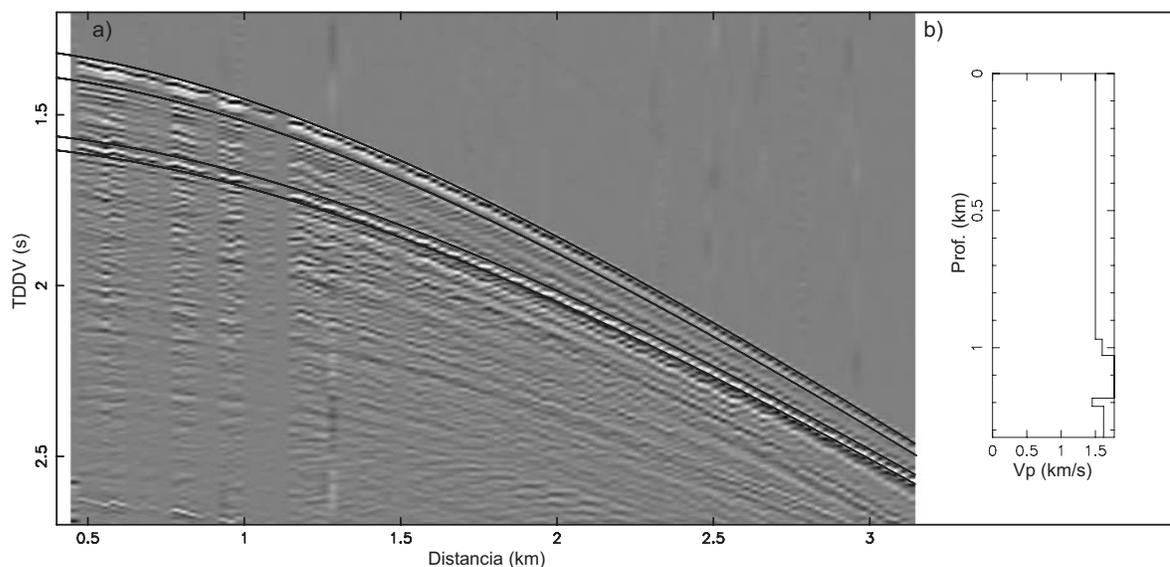


Figura 48. Imagen sísmica en tiempos y modelo de la estructura de velocidad del CMP C. En a) ajuste de las curvas camino-tiempo (x-t) sobre la imagen del CMP C y en b) gráfico de velocidades compresionales y espesores luego del ajuste de las curvas camino-tiempo. TDDV: tiempo doble de viaje.

Tabla VII
Modelo de velocidades y parámetros para el CMP C

Capa	Vp techo (m/s)	Vp fondo (m/s)	Vs techo (m/s)	Vs fondo (m/s)	TWTT (s)	Espesor (m)	Profundidad fondo (m)	Densidad techo (kg/m ³)	Densidad fondo (kg/m ³)	Qp techo- fondo	Qs techo- fondo
1	1500	1500	0	0	1.292	970	970	1027	1027	---	---
2	1600	1600	720	720	1.366	60	1030	1650	1650	50-100	14-27
3	1776	1776	923	923	1.541	155	1185	1788	1788	200-200	72-72
4	1455	1455	843	843	1.583	30	1215	1505	1505	50-50	22-22
5	1620	1620	907	907	1.722	115	1330	1670	1670	100-100	42-42

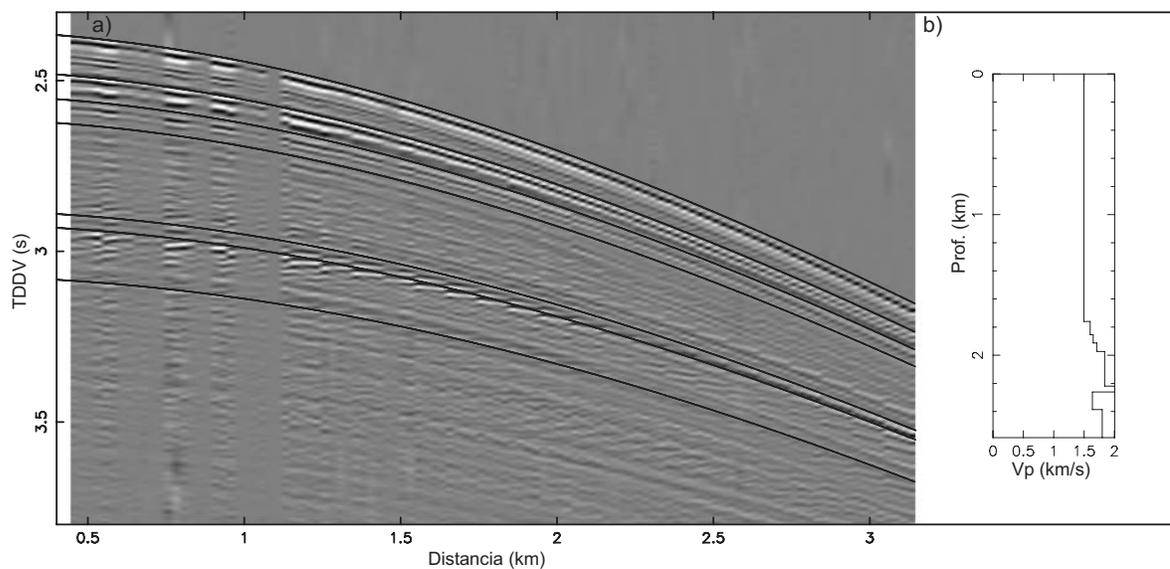


Figura 49. Imagen sísmica en tiempos y modelo de la estructura de velocidad del CMP D. En a) ajuste de las curvas camino-tiempo (x-t) sobre la imagen del CMP D y en b) gráfico de velocidades compresionales y espesores luego del ajuste de las curvas camino-tiempo. TDDV: tiempo doble de viaje.

Tabla VIII
Modelo de velocidades y parámetros para el CMP D

Capa	Vp techo (m/s)	Vp fondo (m/s)	Vs techo (m/s)	Vs fondo (m/s)	TWTT (s)	Espesor (m)	Profundidad fondo (m)	Densidad techo (kg/m ³)	Densidad fondo (kg/m ³)	Qp techo- fondo	Qs techo- fondo
1	1497	1497	0	0	2.351	1760	1760	1027	1027	---	---
2	1600	1600	800	800	2.468	90	1850	1650	1650	100-100	27-27
3	1650	1650	825	825	2.540	60	1910	1700	1700	100-100	27-27
4	1710	1710	855	855	2.611	60	1970	1755	1755	100-100	27-27
5	1840	1840	920	920	2.879	250	2220	1820	1820	200-200	72-72
6	2005	2005	1003	1003	2.920	40	2260	1903	1903	200-200	72-72
7	1637	1637	830	830	3.073	125	2385	1710	1710	50-50	22-22
8	1800	1800	895	895	3.295	200	2585	1795	1795	100-100	42-42

IV.5.3. Línea sísmica SO161-43

La estructura de la velocidad del CMP E está compuesta por 10 capas (figura 50 y tabla IX). La primera capa corresponde al agua de mar, con un espesor de ~2210 m, seguida por una capa gruesa con un espesor de ~215 m y una velocidad de 1600 m/s (tabla IX); enseguida se observa un gradiente de velocidad con varias capas relativamente delgadas. En la sexta capa se produce un aumento brusco de la velocidad a un valor de 2165 m/s. En esta misma capa el factor de calidad aumenta de 200 a 250 (tabla IX). Una capa intermedia del gradiente descrito, presenta una disminución de la densidad en función de la profundidad.

Por debajo de la capa de alta velocidad, se produce también un descenso a 2001 m/s, así también la densidad disminuye y el factor de calidad a 150 m/s. Similar comportamiento a lo descrito presenta la capa inmediatamente inferior, la cual mantiene el mismo factor de calidad, aunque los otros parámetros son menores en magnitud (V_p , V_s y densidad).

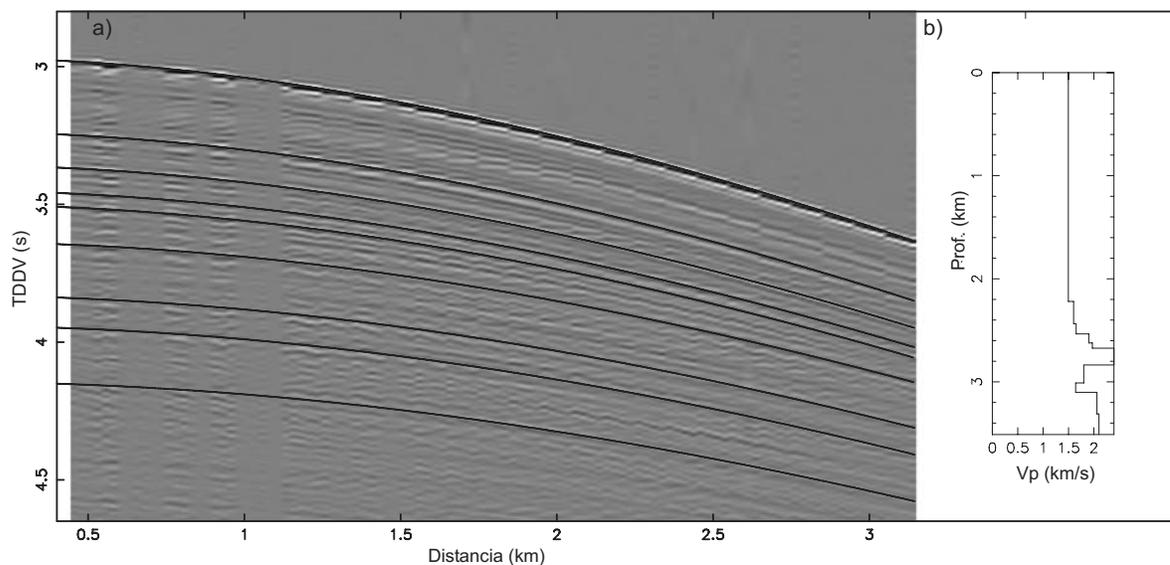


Figura 50. Imagen sísmica en tiempos y modelo de la estructura de velocidad del CMP E. En a) ajuste de las curvas camino-tiempo (x-t) sobre la imagen del CMP E y en b) gráfico de velocidades compresionales y espesores luego del ajuste de las curvas camino-tiempo. TDDV: tiempo doble de viaje.

Tabla IX
Modelo de velocidades y parámetros para el CMP E

Capa	Vp techo (m/s)	Vp fondo (m/s)	Vs techo (m/s)	Vs fondo (m/s)	TWTT (s)	Espesor (m)	Profundidad fondo (m)	Densidad techo (kg/m ³)	Densidad fondo (kg/m ³)	Qp techo- fondo	Qs techo- fondo
1	1497	1497	0	0	2.957	2210	2210	1027	1027	---	---
2	1600	1600	912	912	3.227	215	2425	1530	1530	200-200	54-54
3	1650	1650	743	743	3.344	100	2525	1700	1700	200-200	54-54
4	1910	1910	859	859	3.369	25	2550	1600	1600	200-200	54-54
5	1970	1970	1024	1024	3.394	25	2575	1885	1885	250-250	90-90
6	2165	2165	1126	1126	3.492	105	2680	1980	1800	250-250	90-90
7	2001	2001	1160	1160	3.640	150	2830	1600	1700	150-150	67-67
8	1920	1920	1114	1114	3.832	185	3015	1500	1690	150-150	67-67
9	2040	2040	1140	1140	4.032	205	3220	1800	1800	200-200	83-83
10	2100	2100	1176	1176	4.223	200	3420	1950	1950	200-200	83-83

IV.6. Sismogramas registrados y sintéticos

En esta sección se describen las características de los sismogramas sintéticos obtenidos, correspondientes a los puntos de modelado de los CMPs (A, B, C, D y E), luego de ajustar sus formas de onda con los registrados o reales para los reflectores de interés (por ejemplo, el BSR), por medio de la modificación iterativa de los parámetros físicos (velocidades elásticas, densidades y factores de calidad).

IV.6.1. Línea sísmica SO161-26

Los sismogramas registrados contienen reflexiones por múltiples, difracciones y ruido. Por lo tanto, se tomaron los reflectores (ondículas) mejor definidos y de mayor amplitud para el modelado.

En el caso del CMP A (figura 51) los sismogramas registrados tienen reflectores complejos, sobre todo para el BSR a mayores distancias (*offsets*) sobre el CMP y en varios reflectores de baja amplitud entre el fondo del mar y el BSR (figura 51). Se aplica NMO sólo para una mejor representación visual de las figuras correspondientes. Bajo el BSR varios reflectores son mostrados desalineados, indicando quizás la influencia del gas en esta zona. Esta misma observación se aprecia para el CMP B (figura 52).

Las amplitudes de onda de los sismogramas registrados para los CMP A y B (figuras 51 y 52), tienen características similares para los reflectores correspondientes del fondo marino. Ellos reducen las amplitudes para largas distancias. Las formas de onda para los reflectores sintéticos del fondo marino muestran las mismas características comparadas

con los registrados (figuras 51 y 52). Para el CMP A, los sismogramas sintéticos se crean usando la estructura de velocidad mostrada en la figura 46 y las propiedades físicas (V_p , V_s , ρ y Q) indicadas en la tabla IV; para el CMP B, la estructura de velocidad de la figura 47 y las propiedades de la tabla V.

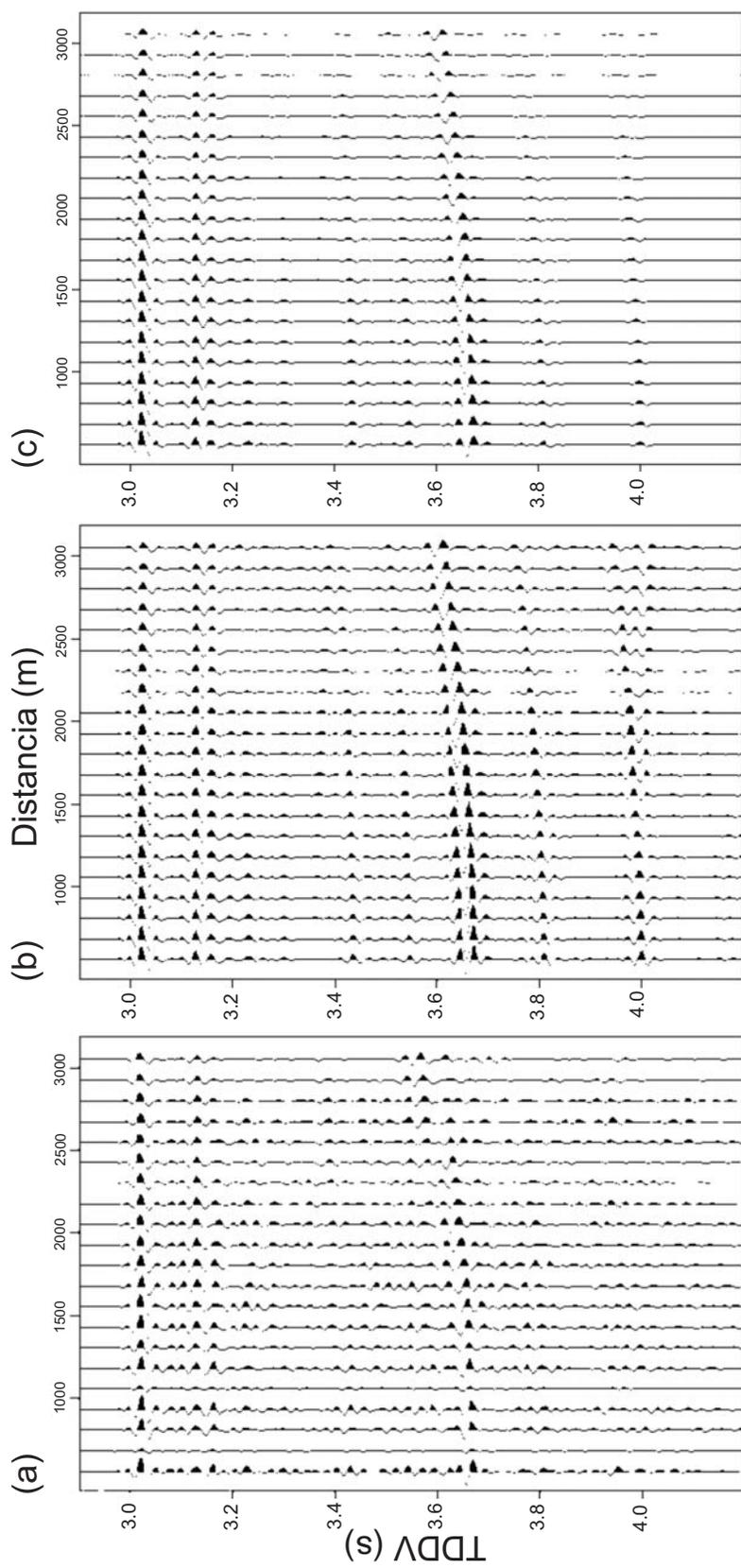


Figura 51. Sismogramas para el CMP A. Representación cada 5 sismogramas y usando una velocidad NMO de 1497 m/s. (a): Real (registrado); (b): sintético; (c): sintético con Q (factor de calidad) variable. TDDV: tiempo doble de viaje.

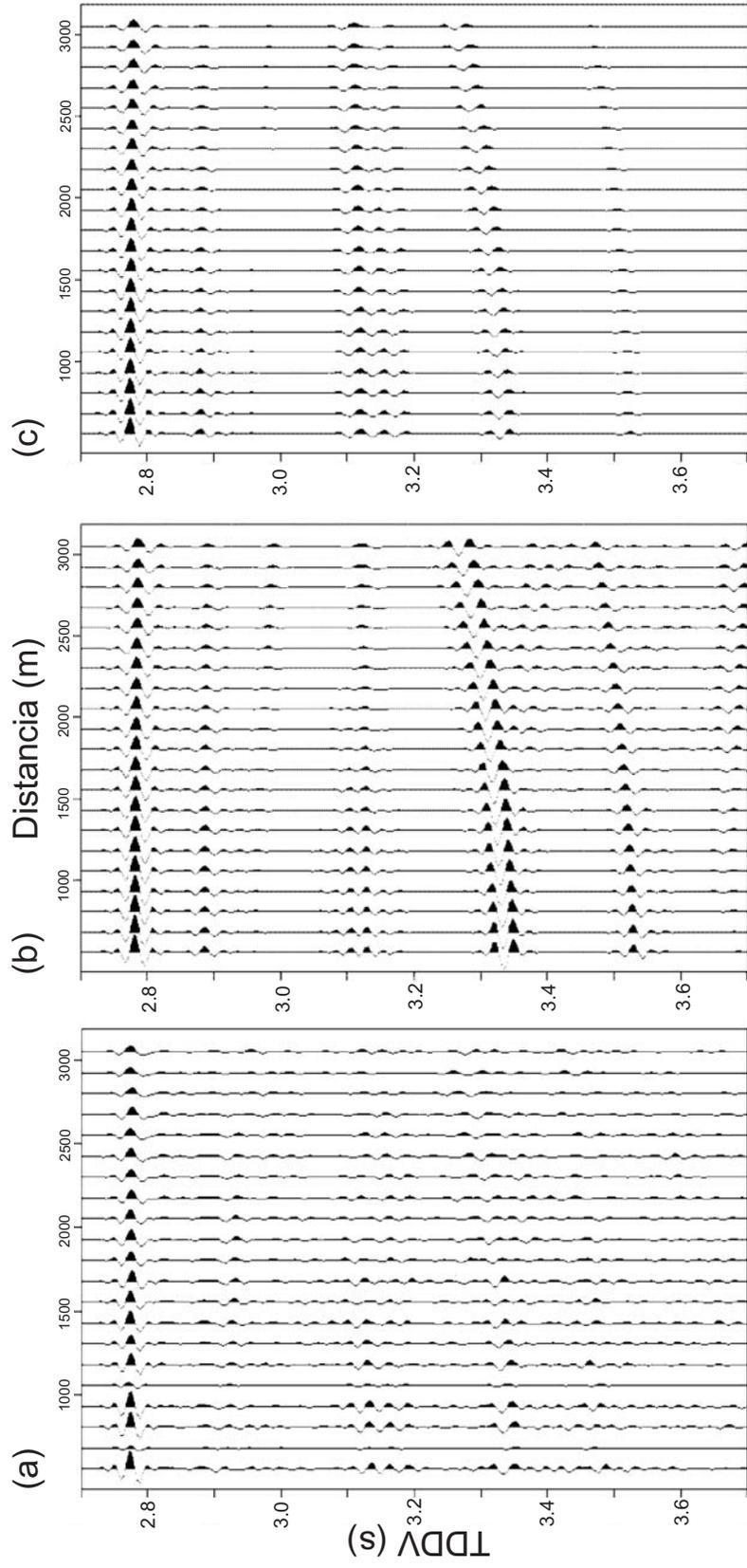


Figura 52. Sismogramas para el CMP B. Representación cada 5 sismogramas y usando una velocidad NMO de 1497 m/s. (a): Real (registrado); (b): sintético; (c): sintético con Q (factor de calidad) variable. TDDV: tiempo doble de viaje.

Para ajustar las formas de onda de los sintéticos fue necesario cambiar los valores de la densidad inicial dado por Ludwig et al. (1970), en general, las densidades modificadas fueron más pequeñas que las de Ludwig et al. (1970) y, en varias capas, las densidades fueron disminuyendo para niveles más profundos (por ejemplo, en la tabla V y VI).

De la figura 51, se observa que las ondículas de los sintéticos bajo el piso marino muestran amplitudes y formas de onda similares comparadas con el sismograma registrado. En distancias largas los sismogramas registrados tienen superposición de ondas. Para distancias mayores, el BSR se muestra con amplitudes decrecientes (figura 51a).

En el sismograma sintético donde no se considera el factor Q (figura 51b) las amplitudes son algo mayores que el sismograma registrado, en especial bajo el BSR. Lo mismo sucede para el sintético del CMP B (figura 52). Pero al introducir el factor Q , las amplitudes disminuyen hasta producir una buena coincidencia con las ondículas de los sismogramas registrados.

IV.6.2. Línea sísmica SO161-34

En los sismogramas del CMP C se aprecia que las ondículas que representan la reflexión del fondo marino disminuyen su amplitud para mayores distancias, debido al ángulo de incidencia de la energía emitida desde la fuente sísmica y por la divergencia esférica (figura 53a). También se observa la disminución de la amplitud para algunas ondículas intermedias, producida probablemente por problemas instrumentales, además de una leve desalineación producida por problemas durante la navegación. Los sintéticos

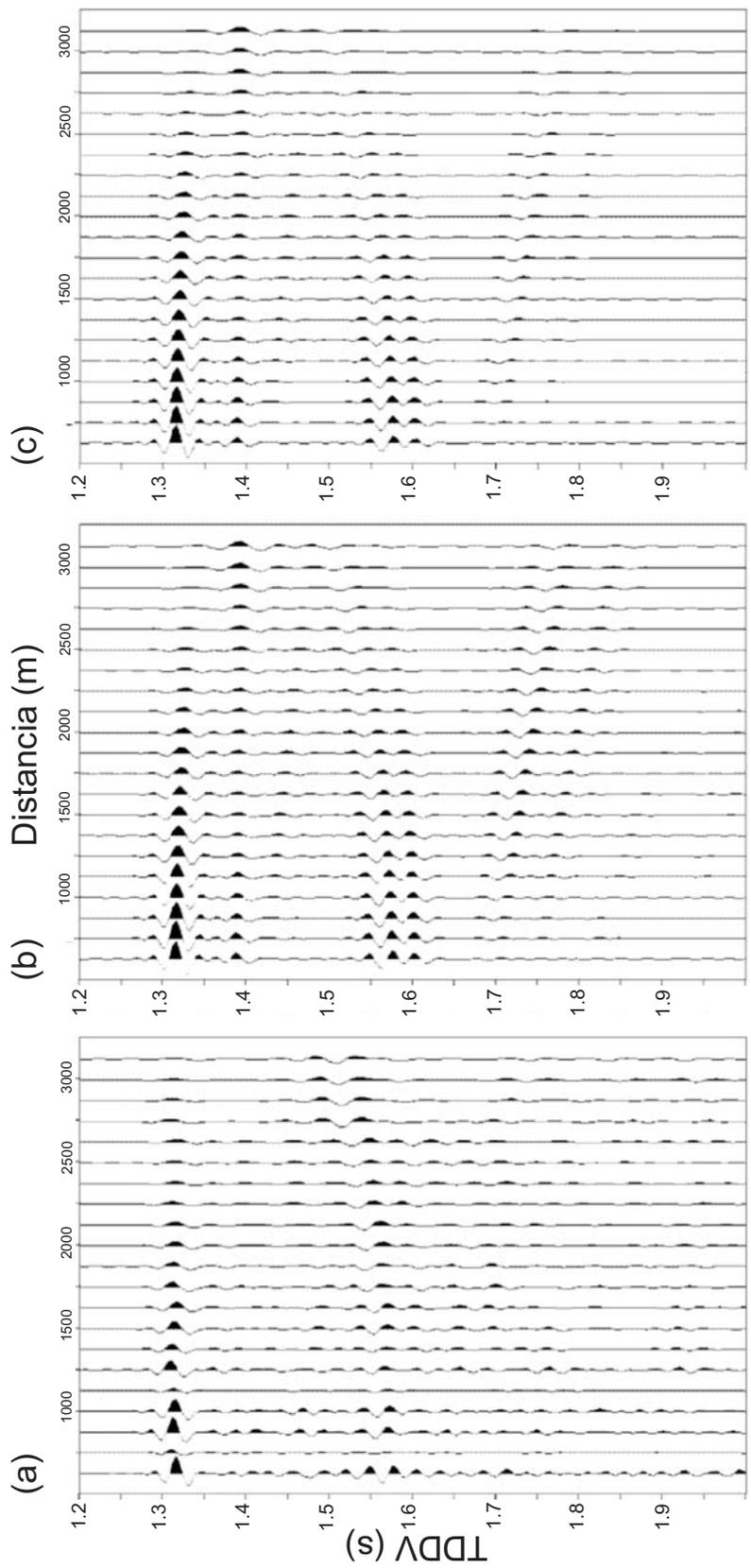


Figura 53. Sismogramas para el CMP C. Representación cada 5 sismogramas y usando una velocidad NMO de 1497 m/s. (a): Real (registrado); (b): sintético; (c): sintético con Q (factor de calidad) variable. TDDV: tiempo doble de viaje.

(figura 53b y c) representan bien el decaimiento de las amplitudes en función de la distancia. En el caso del CMP D (figura 54) el comportamiento de las ondículas para la reflexión en el fondo marino es normal. El decaimiento en amplitud está bien representado por los sintéticos (figuras 54b y c).

La capa por debajo del fondo del mar permanece con un poco más de amplitud en los sintéticos, comparado con el registrado (figura 53). Entre esta capa y el BSR, se observa con más claridad la manifestación de ondas convertidas en esta zona, las que en el registrado aparecen con menos amplitud. Características similares se aprecian en el CMP D (figura 54) sólo que en este caso existen varias capas entre el fondo del mar y el BSR, las cuales quedan bien representadas en los sintéticos, pero con mayores amplitudes. Las amplitudes mejoran (disminuyen) cuando se introduce el factor de calidad Q para ambos grupos de CMPs sintéticos (figuras 53c y 54c). En estos casos las convertidas tienen amplitudes similares a las registradas.

El BSR queda bien representado en los sintéticos del CMP C (figuras 51b y c). La ondículas correspondientes a la capa que está por debajo del BSR, permanecen con una amplitud superior a la registrada. Lo mismo sucede para las capas por debajo del BSR de los sintéticos del CMP D (figura 52b y c). Además el techo de la última capa tiene levemente mayor amplitud que la correspondiente del grupo de sismogramas registrado a pesar de la aplicación de Q .

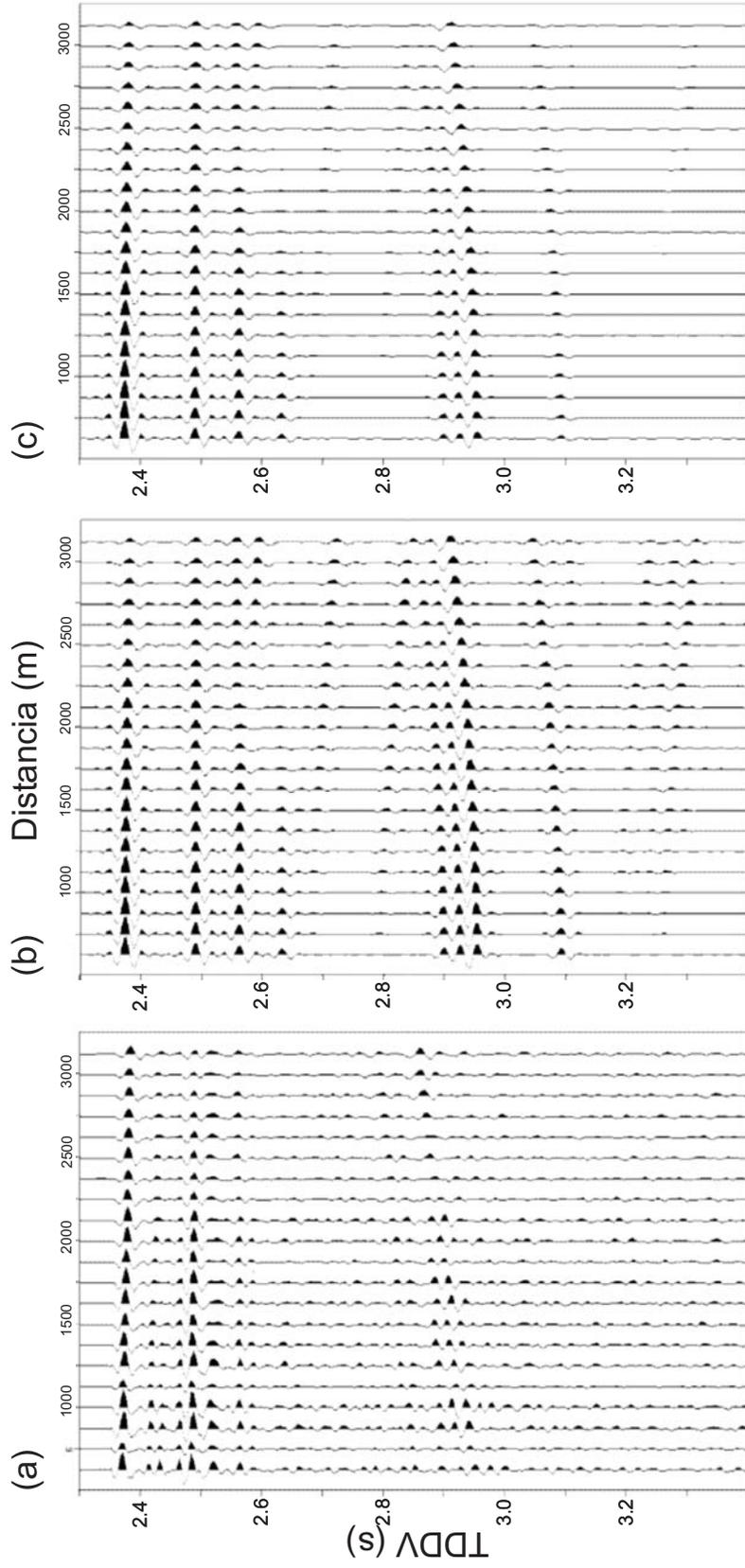


Figura 54. Sismogramas para el CMP D. Representación cada 5 sismogramas y usando una velocidad NMO de 1497 m/s. (a): Real (registrado); (b): sintético; (c): sintético con Q (factor de calidad) variable. TDDV: tiempo doble de viaje.

IV.6.3. Línea sísmica SO161-43

En general, para el CMP E las ondículas de los reflectores considerados están bien representadas en los sintéticos (figura 55). Las amplitudes son menores a las encontradas en los otros CMPs, siendo el BSR más débil. Este queda bien representado en los sintéticos (incluyendo Q o no), aunque en el registrado se presentan otras ondículas (reflectores) en tiempos mayores y menores que poseen amplitudes similares al BSR las cuales dificultan la identificación inmediata del BSR.

Las ondículas de los reflectores sobre el BSR, quedan bien modeladas incluyendo aquellas muy próximas entre sí en tiempo. Con la aplicación del factor de calidad Q éstas se asemejan más a las registradas.

Las ondículas por debajo del BSR para el grupo registrado de sismogramas, no son muy claras ya que presentan amplitudes similares aunque no conforman un reflector específico, por lo que se puede considerar como ruido o como resultado de alguna interferencia de ondas. Las que son modeladas y conforman un reflector están relativamente bien representadas en los sintéticos, aunque cuando se introduce Q disminuyen levemente la amplitudes.

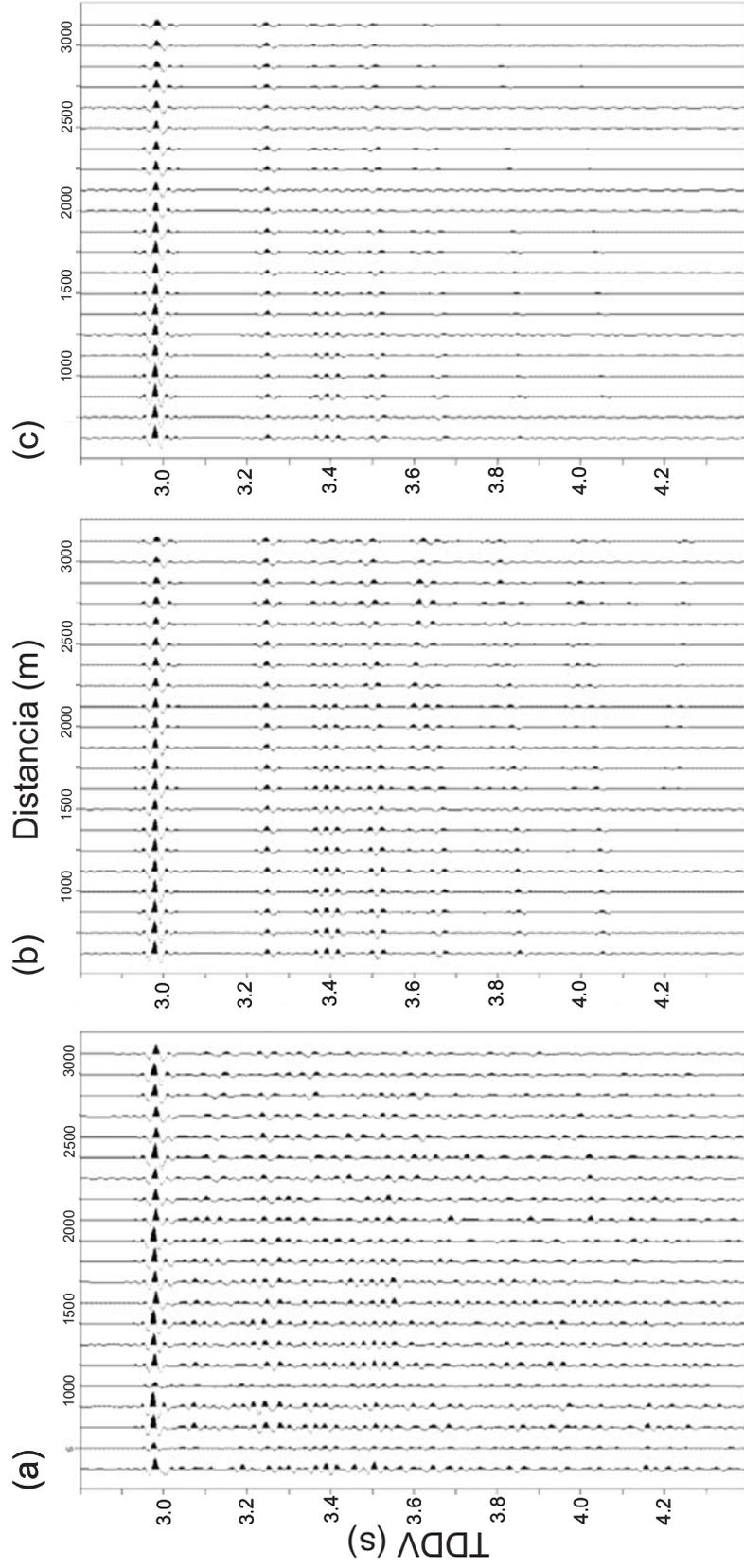


Figura 55. Sismogramas para el CMP E. Representación cada 5 sismogramas y usando una velocidad NMO de 1500 m/s. (a): Real (registrado); (b): sintético; (c): sintético con Q (factor de calidad) variable. TDDV: tiempo doble de viaje.

IV.7. Distribución del hidrato de gas y del gas libre

Como se indicó en la introducción de este trabajo, el BSR puede ser considerado como la zona de estabilidad de los hidratos de gas. De los resultados mostrados se observa que las capas tienen gradientes de velocidad característicos. Estas capas y, en especial, el techo de la que produce el aumento brusco de velocidad, se pueden considerar como el límite o el cambio de la zona de menor a mayor concentración de hidrato de gas.

Si se supone que por debajo del BSR hay gas libre, debe haber también un límite inferior o base donde la concentración del gas sea muy baja. De los resultados mostrados también se observa la presencia de un reflector que puede ser el límite inferior entre la zona de mayor concentración de gas libre y la de menor. Tomando en cuenta los resultados de las estructuras de velocidad de los CMPs modelados (figuras 51 a la 55), se puede continuar con los reflectores correspondientes en el apilamiento sísmico (*stack*) de cada línea sísmica para encontrar la posible distribución o extensión del techo de la capa de los hidratos de gas más concentrado igual que para la base de gas libre.

Los perfiles de las figuras 40 a 45 presentan los resultados de la posible extensión o distribución de la zona con hidratos de gas concentrados y la de gas libre.

En general, la zona con hidrato de gas concentrado se mantiene en una capa relativamente delgada próxima al BSR, cuyo espesor promedio es de ~150 m, al igual que la capa de gas libre. Sin embargo, los espesores son variables, pues en algunos sectores los techos de la capa más concentrada son relativamente constantes y paralelos al BSR (por ejemplo, entre CMP 1000 a 1600 en la figura 40), pero normalmente son irregulares. En los

lugares donde hay varias fallas inversas grandes, las zonas de hidratos y de gas libre tienden a ser más amplias. En otros sitios, la continuación del techo de la zona con hidrato más concentrado y de gas libre aparecen interrumpidos por la presencia de fallas (inversas y normales).

Otra observación que se extrae de las secciones interpretadas respectivas, es que la capa de gas libre tiende a estar presente cuando existe el BSR, pero no siempre está presente la capa de hidrato más concentrado.

IV.8. Estimación de la concentración del hidrato de gas

La tabla X presenta las concentraciones de los hidratos de gas contenidos en la capa de mayor velocidad en los sedimentos para los perfiles de modelado A, B, C, D y E, correspondientes a las líneas sísmicas 26, 34 y 43. A pesar de las altas velocidades de onda P encontradas para la capa con hidratos, las concentraciones son bajas, no superándose el 6%.

Tabla X
Concentración del hidrato de gas en el espacio de poro de sedimentos para los perfiles de modelado

Modelo (CMP)	Lat. S	Long. W	Línea sísmica R/V "Sonne"	Prof. fondo marino (m)	Espesor de la capa con hidratos de gas más concentrada (m)	Concentración del hidrato de gas en el espacio de poro de sedimentos (%)
A	39° 51'	74° 42.5'	26	2250	135	5.7
B	39° 51'	74° 38.7'	26	2060	190	5.8
C	38° 45'	74° 6.2'	34	970	155	2.1
D	38° 45'	74° 20'	34	1760	40	3.6
E	37°47.5'	74° 21.2'	43	2210	105	4.8

V. DISCUSIÓN

V.1. Distribución del BSR y su relación con las estructuras geológicas

Los BSRs son discontinuos en el área de estudio y se interrumpen por cañones y valles submarinos. Lo anterior sugiere que el BSR está distribuido en áreas aisladas entre sí. Como se aprecia en la figuras 29, en una misma línea sísmica existen varios segmentos de BSR separados por varios kilómetros. Esta observación está de acuerdo por lo expresado por Kastner (2001), Pecher et al. (2001) y Lodolo et al. (2002) en el sentido que en los márgenes convergentes es posible esperar que la distribución del BSR no sea continua debido a los diferentes procesos tectónicos o genéticos que ocurren, los cuales afectan la ocurrencia del BSR.

También es común que los BSRs tienden a distribuirse preferentemente en sectores con pendientes moderadas y cuencas sedimentarias (figuras 29 y 56). Al norte de la isla Mocha el talud tiene mayor pendiente, está más deformado y más rugoso que en el lado sur. Esto coincide con la escasa presencia del BSR en ese sector. Las mayores pendientes pueden producir deslizamientos que provoquen un cambio en la zona de estabilidad de hidratos de gas. Movimientos verticales de bloques por tectonismo, también pueden hacer que cambie la zona de estabilidad y, por consiguiente, el BSR cambie su posición (von Huene y Pecher, 1999; Pecher et al., 2001).

Díaz (1999) ya había encontrado diferencias en las estructuras tectónicas del lado norte de isla Mocha en relación con el sur. Él asocia estas diferencias en las estructuras a diferencias en el mecanismo de subducción. Postula que en el lado norte domina un

mecanismo de subducción de erosión más que de acreción, lo que estaría de acuerdo con lo encontrado en esta tesis, ya que la erosión de la placa por la subducción, causaría un talud deformado y con más pendiente. La hipótesis que plantea Díaz (1999) es que la zona de fractura Mocha sería la causante o influye en el mecanismo de subducción provocando diferencias al norte de su prolongación sobre el margen continental, con respecto al segmento del sur de su prolongación. Según las observaciones, la influencia de la zona de fractura Valdivia sería menor que la de Mocha.

En el sentido vertical, la presencia de fallas o fracturas muchas veces causa interrupciones y cambios de la posición relativa del reflector en la vertical del BSR. En la línea sísmica SO161-26 y en otras líneas sísmicas se puede ver que el BSR está localizado en el talud inferior, excepto en la 34. Sin embargo en otras líneas sísmicas fuera de la región (al norte de la isla Santa María, figura 29), el BSR está presente en el talud inferior y superior (Bangs y Cande, 1997; Reichert y Schreckenberger, 2001) y, a veces alcanza profundidades muy someras cerca de la plataforma continental (Rodrigo et al., 2004). Similar a lo encontrado en esta tesis, en algunas partes del margen peruano el BSR se localiza en el talud inferior. Pecher et al. (2001) explica que esta distribución, aparte de la influencia tectónica, puede deberse a una contribución de gas entrante de niveles más profundos aprovechando fracturas o fallas y, por lo tanto, existe una mayor probabilidad de formación del BSR (Pecher et al., 2001) pues la presencia del BSR en una larga extensión sobre el margen implica un mejor abastecimiento de gas, ya sea *in situ* (por acción bacteriana en los sedimentos) o de niveles más profundos.

En la figura 29 y 56 se aprecia que la mayor extensión y presencia del BSR,

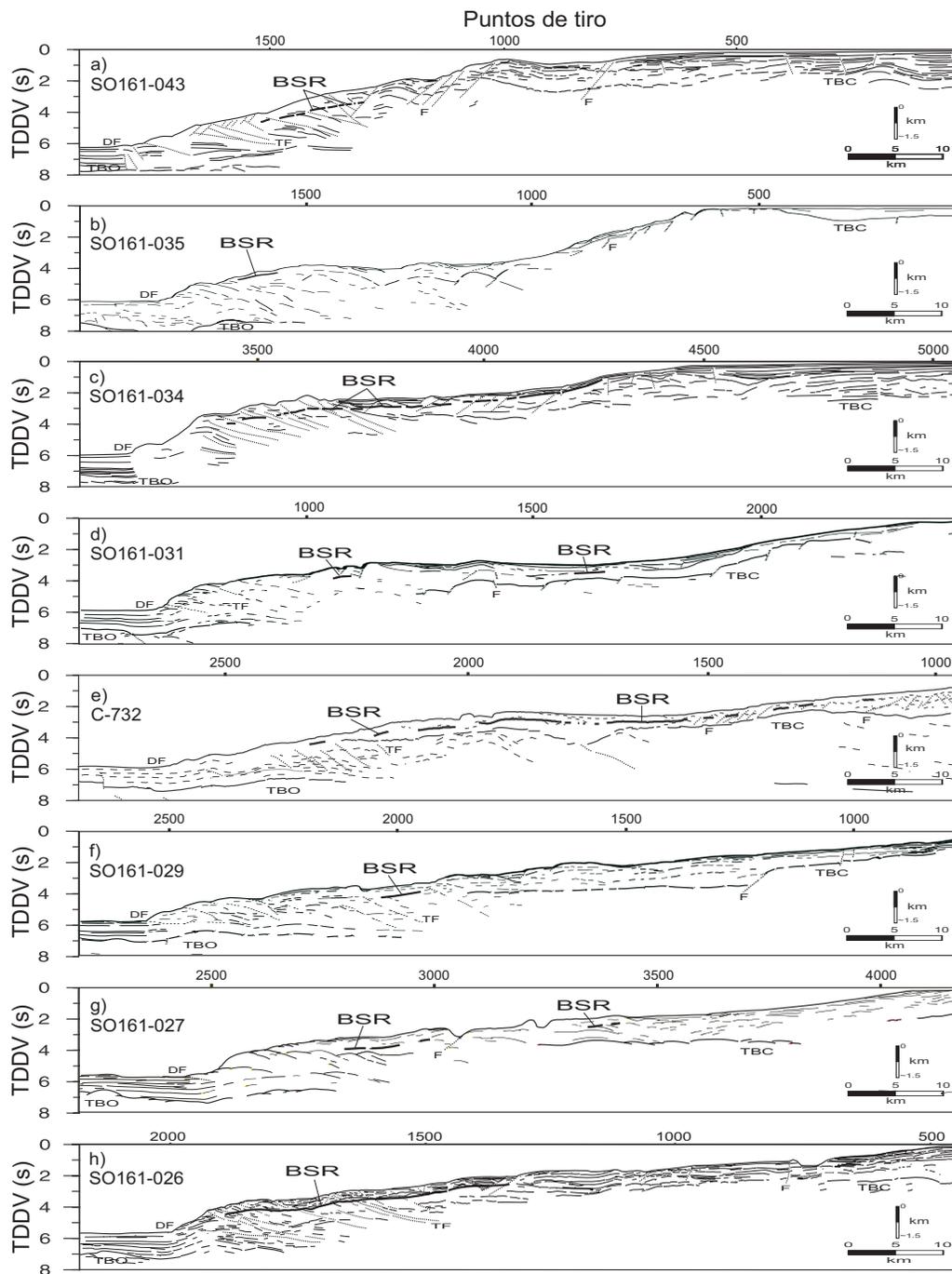


Figura 56. Comparación entre las interpretaciones de las imágenes sísmicas que poseen BSR en el área de estudio. Secciones a), c) y h) obtenidas en esta tesis; secciones b), d), f) y g) de Reichert y Schreckenberger (2001); y e) de Grevemeyer et al. (2003). Las posiciones de cada sección dentro del área de estudio, aparecen en la figura 28. TDDV: tiempo doble de viaje; TBO: techo basamento oceánico; TBC: techo basamento continental; TF: falla inversa; F: falla normal; DF: frente de deformación.

se correlaciona con la existencia de ríos que aportan sedimentos terrígenos del continente. Por lo tanto, un factor importante para la existencia del BSR y de la formación de hidrato de gas, son las fuentes próximas de materia orgánica proveniente del continente, que se deposita en el sector del talud superior y crearía gas *in situ* por la descomposición bacteriana, el cual se produce en forma variable dependiendo si las bacterias encuentran las condiciones ambientales apropiadas para su crecimiento y actividad.

Las zonas geográficas, dentro del área de estudio, que presentan mayor presencia de BSR, coinciden con la presencia de cañones submarinos, los cuales son creados por la gran cantidad de sedimentos que provienen de los ríos.

En la línea sísmica 26 (figura 56) el BSR desaparece hacia el lado este en una zona de fallas normales. Se interpreta que el bloque del lado oeste del talud superior fue levantado por movimientos tectónicos y el BSR se perdió. Lo mismo pudo ocurrir para el BSR de la línea 43 en el sector del talud superior. También puede ser que la estructura de la falla o fractura se aproveche para que el gas migre hacia superficie haciendo que se disminuya el volumen o concentración del gas *in situ*. Por lo tanto, la presencia de fallas normales debilita el BSR, ya que estas fallas no alcanzarían a llegar hasta la fuente más profunda de gas. Estas fallas normales corresponden al límite de las unidades mayores de fallas inversas (prisma de acreción) y fueron identificadas por Kus et al. (2001). Éstas se ubican cercanas al centro de talud con un rumbo casi paralelo a la trinchera en toda el área de estudio, las cuales tienen un rumbo NW-SE, e indican estiramiento horizontal. En el área también existen lineamientos estructurales con rumbo NW-SE identificados en el análisis de la batimetría de alta resolución. Según Kus et al. (2001), corresponden a fallas laterales

izquierdas, las cuales se distribuyen sucesivamente de sur a norte en toda el área de estudio en la zona del talud. Este complejo patrón estructural se explica por un modelo de cizalla paralelo al margen conducido por subducción oblicua (Beck, 1998). La presencia del techo del basamento metamórfico a un nivel inferior de profundidad, al este del BSR en la línea 43, puede ser explicada por este patrón estructural debido a subducción oblicua.

La combinación de los factores presentados en los párrafos anteriores explicaría la variabilidad espacial del BSR en las distintas secciones sísmicas del área de estudio (figura 56).

V.2. Comportamiento sísmico del BSR

El comportamiento sísmico del BSR se debe a las variaciones en amplitud que pueda tener en la sección correspondiente debidas a cambios en las propiedades físico-químicas del ambiente sedimentario. Considerando clásicamente que el BSR es causado por la presencia de hidrato de gas, la distribución espacial y concentración del hidrato de gas son consecuencia del origen, migración de gas y el régimen de estabilidad presión/temperatura propio del hidrato (Lu y McMechan, 2002). La variabilidad de las amplitudes en los apilamientos sísmicos deberían correlacionarse con los cambios en el abastecimiento de gas y su concentración.

Lodolo et al. (2002) interpretan las variabilidades del BSR en el margen de las islas Shetland del Sur (Antártica) como debidas a la presencia de fallas que actúan como conductos preferenciales para la migración de fluidos hacia la superficie, los cuales causan perturbaciones en la base del campo de estabilidad del hidrato, favoreciendo también el

transporte de gas y su concentración. En esta tesis se encontró que las mayores amplitudes del BSR se presentan en áreas donde existen fallas inversas mayores (por ejemplo, área del CMP A en línea sísmica 26). Lodolo et al. (2002) también encuentra que las bajas amplitudes del BSR están en áreas donde no hay grandes fallas, reafirmando la observación de esta tesis. Los resultados de esta tesis también concuerdan con la explicación de Pecher et al. (2001), quienes sostienen que los sistemas de fallas pueden ser caminos del gas libre bajo la base de la zona de estabilidad del hidrato de gas, creando un aumento de concentración de gas libre y aumento del contraste de velocidad en esa zona de estabilidad, de este modo, la amplitud del BSR aumenta.

Lodolo et al. (2002) encontraron que las estructuras plegadas no influyen significativamente la amplitud del BSR. En nuestro caso las estructuras plegadas coinciden con un decrecimiento de las amplitudes del BSR. Lodolo et al. (2002) explican que no hay influencia porque la estructura no afecta el campo de la estabilidad de presión-temperatura. Por lo tanto, otro fenómeno está afectando el decrecimiento en amplitud encontrado y puede ser un problema en el postproceso, la concentración del hidrato de gas es baja en esa zona o no se formó hidrato.

V.3. Naturaleza del BSR

Para crear el BSR en los CMP sintéticos fue necesario introducir altas velocidades de onda P (compresionales) y de onda S (cizalla) sobre el BSR y bajos valores bajo él. De este modo, fue establecido un adecuado contraste de impedancia sísmica para ajustar las curvas x-t a los reflectores de la imagen sísmica real.

Los valores de velocidad de onda P obtenidos son consistentes con aquellos encontrados por varios autores en numerosos lugares del fondo marino, usando diversos métodos de modelado o de mediciones en perfiles verticales. Por ejemplo, un valor típico conservador para onda P sobre el BSR es de 2000-2200 m/s y por debajo del BSR, cerca de 1300- 1500 m/s (Lee et al., 1993; Singh et al., 1993; Wood et al., 1994; Brown et al., 1996; Ecker et al., 1998; Ecker et al., 2000; Pecher et al., 2001).

El valor más bajo encontrado para onda P en nuestro modelado fue de 1400 m/s, el cual es atribuible a la presencia de gas libre como ha sido constatado por perforaciones del ODP alrededor del mundo (por ejemplo, sitios ODP 889 y 892) y en el sur de Chile en la “zona de la unión triple” (Bangs et al., 1993). En este último lugar, indican que al menos 1-3% de gas libre está presente en el espacio de poros (MacKay et al., 1994).

Sin embargo, varios estudios consideran que la zona de más baja velocidad debajo del BSR es creada por una capa delgada de gas del orden de 25 m o menos (Rowe y Gettrust, 1993; Singh et al., 1993; Bangs et al., 1993, Brown et al., 1996). No obstante, nuestros modelos mostraron que en nuestra área de estudio, esa capa tiene un espesor de más de 100 m. En esta zona observamos reflectores cuyas ondículas están desalineadas en el CMP respectivo, esta situación sugiere que realmente el gas libre se distribuye en acumulaciones, "bolsas" o cúmulos de burbujas dispersas, en vez de una capa homogénea de gas. Además, la migración del gas puede causar una deformación o alteración de la estratificación del sector. Posiblemente, dentro de esta zona existen capas más delgadas (menos de ~10 m) con concentración variable del gas, causando reflexiones complejas que producen interferencia de ondas en el BSR como es observado en los CMPs reales.

A pesar de la existencia de ondículas con baja coherencia lateral y no bien definidas bajo el BSR, existe un reflector más claro y de mayores amplitudes que, como lo hizo Ecker et al. (1998), fue tomado como la base de esta zona. Esto permitió definir un espesor estimativo de la capa de gas libre. Se observó que el espesor fue variable en todas las secciones de modelado. Los mayores espesores se encontraron en los prismas de acreción en zonas con fallas inversas. Se propone que en estos lugares existe un aporte extra de gas proveniente de fluidos de niveles inferiores debido a la mecánica del proceso de subducción (Hyndman y Dallimore, 2001), el cual aprovecha el sistema de fallas para su migración.

V.4. Variabilidad del BSR asociada a las propiedades físicas del sedimento y concentración del hidrato de gas

La variabilidad del BSR también depende de las características de concentración y volumen del hidrato de gas y gas libre presente en los sedimentos. Estas características se relacionan con las variaciones de las velocidades elásticas, densidades, porosidad y consolidación de los sedimentos con hidratos.

El hidrato de gas puro tiene propiedades físicas prácticamente iguales a las del hielo. Como resultado, la presencia de hidratos de gas en el subsuelo produce un aumento de la velocidad de onda P, probablemente en función de la porosidad y el tipo de cementación que produce el hidrato. Para las ondas S, no dependerá solamente de la cantidad de hidrato presente, sino también de la distribución del hidrato dentro de la sección sedimentaria que depende de las diferencias de formación del hidrato. Ecker (1998) presenta tres modelos: el hidrato es parte del fluido en los poros del sedimento; el hidrato es

parte del marco sólido de los granos de sedimento; el hidrato cementa los granos de sedimentos. Cada uno de estos modelos refleja una mecánica elástica y características de porosidad diferentes que causan diferencias en las velocidades de ondas S. Por ejemplo, en el primer modelo, la velocidad de las ondas S puede disminuir o permanecer constante comparada al aumento de la velocidad de onda P y aumentar para los otros dos modelos.

La velocidad de onda P del hidrato de metano puro es de ~ 3700 m/s (Pearson et al., 1983; Sloan, 1990). La formación de hidratos de gas en los sedimentos comprende el reemplazo del fluido del poro con hidrato, un proceso que aún no es bien entendido (Sloan, 1990). Dentro de los sedimentos marinos, las velocidades medidas de onda P a una saturación máxima de hidrato, varían entre 2700 a 6000 m/s, dependiendo de la porosidad y el tipo de distribución del hidrato en el sedimento (por ejemplo, Stoll, 1974; Pearson et al., 1986). Estos valores son mucho más altos que las velocidades de 1600-1700 m/s para sedimentos normales no consolidados en el margen continental de Cascadia (Canadá) a una profundidad bajo del fondo marino de 200-300 m (Yuan et al., 1999). Los valores encontrados en esta tesis de onda P para la capa de hidratos son mayores a 2000 m/s y se obtienen concentraciones mayores a $\sim 5\%$. El caso del CMP C que se encuentra en un sector somero y baja velocidad, solo se estima una concentración de $\sim 2\%$.

Aunque los modelos muestran variaciones de velocidades y espesores, en general, la tendencia en la estructura de velocidad es similar. La capa de mayor concentración de hidrato es la de mayor velocidad y se restringe a una capa relativamente delgada encima del

BSR. El techo de esta capa no está bien definido y más bien corresponde a un cambio gradual de velocidad o de concentración de hidrato. A pesar de que teóricamente, según el diagrama de estabilidad del hidrato de gas, el hidrato de gas podría encontrarse desde el fondo hasta el BSR, su mayor concentración se encuentra en una capa próxima al BSR. Esto es debido a que el hidrato de gas de la capa del subfondo marino se disocia más fácilmente y el gas puede ser consumido por actividad bacteriana (Hyndman y Dallimore, 2001).

Los valores de concentración de hidrato de gas en los poros de los sedimentos son similares a aquellos encontrados en varios sitios de los márgenes continentales del mundo, estimados de información sísmica o través de mediciones indirectas de perforaciones. Por ejemplo, en Carolina Rise (Estados Unidos) un típico valor de concentración es de 7% (Korenaga et al., 1997); y en perforaciones en los sitios OPD 994, 995 y 997 en Blake Ridge (Estados Unidos) se tienen valores promedios de 3.9%, 5.7% y 3.8%, respectivamente (Lee, 2000). Máximas concentraciones de hidratos de gas (~20%) se han encontrado en otros puntos del Blake Ridge (Korenaga et al., 1997; Ecker et al., 2000).

Como se vio previamente, el BSR muestra un comportamiento irregular en amplitudes, el cual depende también de las propiedades físicas del sedimento que lo contiene. Para el caso del CMP A, el BSR tiene una amplitud relativa similar al piso marino, situación que indica un gran decrecimiento en la impedancia acústica bajo el reflector (MacKay et al., 1994). En el caso del CMP B, el BSR tiene una amplitud relativa menor que la del fondo marino por lo que el contraste de impedancia no es tan grande en

esa zona. Sin embargo, los modelos de la estructura de velocidad muestran que la velocidad de onda P en los cuerpos localizados arriba y abajo del BSR son similares para ambos CMPs. Lo descrito anteriormente se puede explicar por diferencias en la concentración de gas libre bajo el BSR, interpretado por las diferencias en densidades entre los sitios de modelado y la mayor presencia de fallas en el sitio del CMP A. Una situación similar ocurre entre los CMPs D y E.

Otra observación es en relación a los volúmenes de gas en los sedimentos. Por ejemplo, a pesar de que el CMP B tiene una capa gruesa de alta velocidad sobre el BSR comparado al del CMP A, este grosor no influye en la variación de amplitud del BSR, por consiguiente, parece ser que la concentración más alta de gas libre es la que realmente influye sobre la amplitud.

En todos los modelos se observó que la amplitud de reflexión del BSR disminuye con el aumento de la distancia (*offset*) debido a la divergencia esférica y atenuación por alejamiento de la fuente. Sin considerar posibles deformaciones a los tiempos de reflexión del BSR debido al cálculo del NMO para la representación de figuras, como se vio antes, en distancias mayores pueden haber también interferencias de ondas. Estas pueden ser también ondas convertidas, causadas por fuertes contrastes de densidad en el modelo entre el sedimento hidratado y los sedimentos saturados con salmuera o gas (Ecker et al., 1998).

La densidad también juega un papel importante en las variaciones de amplitud o formas de onda. Los cambios en las densidades en el modelado afectan a las amplitudes en todas las distancias de la misma manera como se vio antes.

Las densidades obtenidas utilizando la relación empírica de Ludwig et al. (1970), resultaron ser más altas que las obtenidas ajustando las formas de onda. Los valores de densidades encontrados fueron más bajos también con respecto a los usados por otros autores en sus modelados (por ejemplo, Singh et al., 1993; Miller et al., 1991; Andreassen et al., 1995).

En nuestro caso los resultados de densidades muestran que algunas capas disminuyen sus valores en función de la profundidad, exhibiendo una conducta irregular. Sin embargo, medidas reales de perforaciones, llevadas a cabo en zonas con BSR en la zonas central-sur de Chile (Reichert y Schreckenberger, 2001), como el sitio ODP 1234 (Mix et al., 2003), muestran valores similares de densidades a los obtenidos por nuestros modelos. Estos valores medidos oscilan típicamente entre 1400 y 1800 kg/m³. Los valores extremos están entre 1200 y 2200 kg/m³. Igual que en nuestros modelos (típicamente entre 1500 y 1700 kg/m³, con valores extremos entre 1200 y 1980 kg/m³), las densidades son variables con la profundidad. Hay capas con un decrecimiento gradual de densidad para mayores profundidades y en un cierto nivel, la densidad cambia abruptamente a un valor más alto. Esta observación indica que la zona del hidrato no es homogénea y hay niveles intermedios con más alta saturación de hidrato que otras. Quizás la distribución en la zona con baja concentración de hidratos se caracteriza por tener lentes (Uchida et al., 1999) o están diseminados (Brown et al., 1996).

En los CMPs registrados no es posible ver un blanqueo de las amplitudes (Shipley et al., 1979; Lee et al., 1993), lo cual es común en varios registros sísmicos. Esa característica indica una homogeneidad litológica y de la concentración del hidrato (Lee y

Dillon, 2001; Lu y McMechan, 2002). Por lo tanto, en nuestro caso la concentración de hidratos de gas no es homogénea entre el fondo marino y el BSR.

Una concentración más alta del hidrato implica un aumento de la velocidad de onda P, pero una densidad más baja (debido a la presencia del hidrato) y una menor porosidad (Yuan et al., 1996; Lee y Collet, 2001). Las variaciones en porosidad trae como consecuencia variaciones en la permeabilidad. Por ejemplo, en el área del CMP B se interpreta que la zona de la alta concentración de hidrato es homogénea y la densidad más baja que en el CMP A. Eso implica que el gas libre está mejor atrapado bajo la zona del hidrato en el área del CMP B, así el hidrato actúa como un sello para el gas libre disociado en esa profundidad, diferente al área del CMP A, donde ingresa gran cantidad de gas desde niveles profundos, en donde posiblemente la permeabilidad aumenta por la presencia de fracturas y fallas.

Se encontró que los mejores ajustes se obtuvieron cuando se incluyó el factor de calidad Q y las formas de onda se ajustaron bien por el rango de frecuencias de trabajo. Los valores de Q indican que la atenuación es diferente para los sedimentos oceánicos del área de estudio, dependiendo posiblemente de las variaciones de concentración y volumen del hidrato de gas y gas libre, de las propiedades físicas asociadas a la mecánica del sedimento. Estos resultados son consistentes con aquellos encontrados o asumidos por otros autores (Hamilton, 1976; Minshull et al., 1994; Matsumoto et al., 1996; Dash et al., 2004). Los sedimentos gaseosos disminuyen el factor Q debido a la alta dispersión de energía elástica. Esto ayuda para disminuir las amplitudes para el fondo de la capa de gas libre y favorece la interpretación de que existe una gran contribución de gas libre llegando de niveles más

profundos. Por otro lado, los sedimentos hidratados tienen valores altos de factor Q y son debidos a una menor disipación de la energía sísmica. El mejor ajuste fue obtenido colocando factores Q altos y constantes desde el techo de la zona concentrada de hidrato de gas.

VI. CONCLUSIONES

El fuerte contraste de impedancia sísmica y la polaridad inversa que representa el BSR se explican por una capa de hidrato de gas sobre el BSR y una de gas libre bajo él. Los modelos obtenidos de la estructura de velocidad y parámetros físicos son consistentes con las observaciones y mediciones realizadas por otros autores en varios lugares de los márgenes continentales.

La continuidad de la distribución espacial del BSR en una línea sísmica es interrumpida o es irregular debido a la presencia de cañones-valles submarinos y fallas o fracturas, así también en zonas con pendientes excesivas.

Inestabilidad estructural y levantamiento tectónico cambian la zona de estabilidad de hidratos y el BSR puede desaparecer, debilitarse o desplazarse a otro nivel.

Al sur de la isla de Mocha, en el área de estudio, existe una mayor presencia de BSR que en el lado norte. Esto se asocia a diferencias en los estilos de subducción de cada área, pero principalmente por un mayor aporte de materia orgánica proveniente de los ríos del sector sur.

Las fallas y fracturas sirven como conductos de gas desde niveles inferiores, debido a la expulsión de fluidos por el mecanismo de subducción, favoreciendo el aporte de gas a la capa de gas libre por debajo del BSR, en especial en el sector del prisma de acreción donde existen grandes fallas inversas de bajo ángulo.

Las amplitudes del BSR no son constantes espacialmente. Varios factores afectan este comportamiento, como las diferencias en impedancia sísmica (velocidades y densidades), la concentración y volumen y, probablemente, el modo de distribución interna del hidrato de gas en los sedimentos. También se encuentra la tendencia que a mayor concentración y volumen de gas libre por debajo del BSR se tiene una mayor amplitud del BSR.

Las concentraciones estimadas son bajas en el área de estudio (entre ~2% y 5.8%), para los hidratos de gas en el espacio de poro de los sedimentos de la zona más concentrada sobre el BSR.

Nuestros resultados apoyan la presencia de gas libre bajo el BSR, pero su distribución no es homogénea. El gas libre se distribuye en burbujas o "bolsas" debido a la observación de las irregularidades en las ondículas de los reflectores bajo el BSR.

Los cambios en densidades también afectan a las amplitudes de las ondículas y también se relacionan con cambios en porosidad y permeabilidad. Las densidades más bajas sobre el BSR indican alta concentración de hidratos y baja porosidad.

La alta concentración de hidratos puede causar un sello para el gas libre creado por la disociación del mismo hidrato de gas debido a cambios de las zonas de estabilidad.

El techo de la capa concentrada de hidratos de gas está representado por un gradual aumento de la velocidad en función de la profundidad. El hidrato de gas no tiene una concentración homogénea en toda la zona de estabilidad para el área de estudio.

El procedimiento de modelado de Vera et al. (1990), muestra resultados consistentes y fue posible obtener importantes características del ambiente físico del hidrato de gas y el gas libre. La inclusión del factor de la atenuación (Q) nos da un mejor ajuste para los modelos, apoyando particularmente la presencia de gas libre bajo el BSR.

LITERATURA CITADA

Andreassen, K., P.E. Hart y A. Grantz. 1995. Seismic studies of a bottom simulating reflection related to gas hydrate beneath the continental margin of the Beaufort Sea. *Journal of Geophysical Research*. 100: 12659–12673 p.

Bangs, N.L. y S.C. Cande. 1997. Episodic development of a convergent margin inferred from structures and processes along the Southern Chile margin. *Tectonics*. 16: 489-503 p.

Bangs, N.B., D.S. Sawyer y X. Golovchenko. 1993. Free gas at the base of the gas hydrate zone in the vicinity of the Chile Triple Junction. *Geology*. 21: 905-908 p.

Barrientos, S. 1994. Mocha island in south-central Chile: Some clues on a rapid uplifting history. *EOS trans. AGU Supplement*. 75(44): 181 p.

Beck, M.E. 1998. On the mechanism of crustal block rotations in the central Andes. *Tectonophysics*. 299: 75-92 p.

Behrmann, J.H., SD. Lewis y SD. Musgmve. 1992. *Proceedings ODP Initial Reports*. 141: 706 p.

Boennemann, C., C. Mueller, D. Behain, H. Meyer y S. Neben. 2003. Recent seismic investigations on gas hydrates at continental margins by BGR. *Geophysical Research Abstracts*. 5: 11546 p.

Brown, K.M., N.L. Bangs, P.N. Froelich y K.A. Kvenvolden. 1996. The nature, distribution, and origin of gas hydrate in the Chile Triple Junction region. *Earth and Planetary Science Letters*. 139: 471-483 p.

Cande, S.C., R.B. Leslie, J.C. Parra y M. Hobart. 1987. Interaction between the Chile trench: geophysical and geothermal evidence. *Journal of Geophysical Research*. 92: 495-520 p.

Caress, D.W. y D.N. Chayes. 1999. Mapping the seafloor: software for the processing and display of swath sonar data. Disponible en: http://www.ldeo.columbia.edu/MB-System/html/mbsystem_home.html. Noviembre, 2003.

Chapman, C.H. y J.A. Orcutt. 1985. Least-squares fitting of marine seismic refraction data. *Geophysical Journal International*. 82(3): 339–374 p.

Cifuentes, I.L. 1989. The 1960 Chilean earthquakes. *Journal of Geophysical Research*. 94: 665-680 p.

- Coffin, R., J. Pohlman, J. Gardner, R. Downer, W. Wood, L. Hamdan, S. Walker, R. Plummer, J. Gettrust y J. Diaz. 2006. Methane hydrate exploration on the mid Chilean coast: A geochemical and geophysical survey. *Journal of Petroleum Science and Engineering*. En prensa.
- Collett, T.S. 1993. Natural gas hydrates of the Prudhoe Bay and Kuparuk river area, North Slope, Alaska, *AAPG Bulletin*. 77: 793-812 p.
- Collett, T.S., R. Lewis y U. Takashi. 2000. El creciente interés en los hidratos de gas. *Oilfield Review*. 12: 46-61 p.
- Dash, R.K., K. Sain y N.K. Thakur. 2004. Overpressure detection from seismic amplitude versus offset response: an application to gas-hydrates. *Current Science*. 86: 985-990 p.
- Díaz, J. 1999. Sediments subduction and accretion at the Chilean convergent margin between 35° and 40° S. Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel. 130 p.
- Diaz-Naveas, J. 2003. Report on Chilean Hydrates Cruises. 3rd International Workshop on Methane Hydrate R&D. Disponible en: <http://web.uvic.ca/ceor/hydrates/2003.html>. Septiembre, 2005.
- Dix, C.H. 1955. Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics*. 20: 68-86 p.
- Driscoll, NW., J.K. Weissel y J.A. Goff. 2000. Potential for large-scale submarine slope failure and tsunami generation along the U.S. mid-Atlantic coast. *Geology*. 28: 407-410 p.
- Ecker, C., J. Dvorkin y A. Nur. 1998. Sediments with gas hydrates: internal structure from seismic AVO. *Geophysics*. 63: 1659–1669 p.
- Ecker, C., J. Dvorkin y A. Nur. 2000. Estimating the amount of gas hydrates and free gas from marine seismic data. *Geophysics*. 65: 565-573 p.
- Fuchs, K. y G. Müller. 1971. Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations. *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*. 23: 417-433 p.
- Gazdag, J. 1978. Wave-equation migration by phase shift. *Geophysics*. 43: 1342-1351 p.
- González, E. 1989. Hydrocarbon resources in the coastal zone of Chile. En: G.E. Ericksen, M.T. Canas-Pinochet y J.A. Reinemund (eds.). *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*, Earth Science Series 11. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, 383-404 p.

Grevenmeyer, I. J.L. Diaz-Naveas, C.R. Ranero, H.W. Villinger y Ocean Drilling Program Leg 202 Scientific Party. 2003. Heat flow over the descending Nazca plate in central Chile, 32°S to 41°S: observations from ODP Leg 202 and the occurrence of natural gas hydrates. *Earth and Planetary Science Letters*. 213: 285-298 p.

Grevenmeyer, I. y H. Villinger. 2001. Gas hydrate stability and the assessment of heat flow through continental margins. *Geophysical Journal International*. 145: 647-660 p.

Hamilton, E.L. 1976. Sound Attenuation as a function of depth in the sea floor. *The Journal of the Acoustical Society of America*. 59: 528-535 p.

Hervé, F. 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes*. 11(3): 183- 188 p.

Hyndman, R.D. y S.R. Dallimore. 2001. Natural gas hydrate studies in Canada. *CSEG Recorder*. 16-20 p.

Hyndman, R.D. y E.E. Davis. 1992. A mechanism for the formation of methane hydrate and seafloor bottom simulation reflectors by vertical fluid expulsion. *Journal of Geophysical Research*. 97: 7025–7041 p.

Kastner, M. 2001. Gas hydrates in convergent margins: formation, occurrence, geochemistry, and global significance. En: C.K. Paull y W.P. Dillon (eds.). *Natural Gas Hydrates: Occurrence, Distribution, and Detection*. American Geophysical Union, Washington, D.C., 67-86 p.

Kennett, B.L.N. 1974. Reflections, rays, and reverberations. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 64(6): 1685-1696 p.

Kopp, H., E.R. Flueh, D. Klaeschen, J. Bialas y C. Reichert. 2001. Crustal structure of the central Sunda margin at the onset of oblique subduction. *Geophysical Journal International*. 147(2): 449 p.

Kopp, H. y N. Kukowski. 2003. Backstop geometry and accretionary mechanics of the Sunda margin. *Tectonics*. 22(6): 1072 p.

Korenaga, J., W. Holbrook, S. Singh y T. Minshull. 1997. Natural gas hydrates on the southeast U.S. margin: constraints from full waveform and travel time inversions of wide-angle seismic data. *Journal of Geophysical Research*. 102: 15345 – 15365 p.

Krajick, K. 1997. The Crystal Fuel. *Natural History*. 106: 26-31 p.

Krebes, E.S. 2004. Seismic forward modeling. *Canadian Society of Geophysicist Recorder*. 04: 28-39 p.

Kus, J.M. Block, J. Diaz-Naveas y O. Urbina. 2001. Structural details of the continental wedge of Area A- a model hypothesis. En: C. Reichert y B. Schreckenberger (eds.). Cruise Report Sonne cruise SO-161 Leg 2 &3. SPOC Subduction processes off Chile. Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR), Germany, 154 p.

Kvenvolden, K.A. 1988. Methane hydrate - A major reservoir of carbon in the shallow geosphere?. *Chemical Geology*. 71: 41–51 p.

Kvenvolden, K.A. 1993. Gas hydrates – geological perspective and global change. *Reviews of Geophysics*. 31: 173-187 p.

Kvenvolden, K.A. 1998. A primer on the geological occurrence of gas hydrates. En: J.P. Henriot y J. Mienert (eds.). *Gas hydrates: relevance to world margin stability and climate change*. Geological Society, London, Special Publication 137, 9-30 p.

Kvenvolden K.A. y L. Barnard. 1983. Hydrates of natural gas in continental margins. En: J.S. Watkins y C.L. Drake (eds.). *Studies in continental margin geology*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 34, 631-640 p.

Kvenvolden, K.A. y T.J. McDonald. 1985. Gas hydrates of the Middle America Trench — Deep Sea Drilling Project Leg 84. En: R. von Huene y J. Aubouin (eds.). *Initials Reports DSDP 84*, Washington, 667–682 p.

Lee, M.W. 2000. Gas hydrates amount estimated from acoustic logs at the Blake ridge, sites 994, 995, and 997. En: C.K. Paull, R. Matsumoto, P.J. Wallace y W.P. Dillon (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*. 164: 193-198 p.

Lee, M.W. y T.S. Collet. 2001. Elastic properties of gas hydrate-bearing sediments. *Geophysics*. 66: 763-771 p.

Lee, M.W. y W.P. Dillon. 2001. Amplitude blanking related to the pore-filling of gas hydrate in sediments. *Marine Geophysical Researches*. 22: 101-109 p.

Lee, M.W., D.R. Hutchinson, T.S. Collett y W.P. Dillon. 1996. Seismic velocities for hydrate-bearing sediments using weighted equation. *Journal of Geophysical Research*. 101: 20347–20358 p.

Lee, M.W., D.R. Hutchinson, W.P. Dillon, J.J. Miller, W.F. Agena y A.B. Swift. 1993. Method of estimating the amount of in-situ gas hydrates in deep marine sediments. *Marine and Petroleum Geology*. 10: 493-506 p.

Lodolo, E., A. Camerlenghi, G. Madrussani, U. Tinivella y G. Rossi. 2002. Assessment of gas hydrate and free gas distribution on the South Shetland margin (Antarctica) based on multichannel seismic reflection data. *Geophysical Journal International*. 148: 103–119 p.

- Lu, S. y G.A. McMechan. 2002. Estimation of gas hydrate and free gas saturation, concentration, and distribution from seismic data. *Geophysics*. 67: 582-593 p.
- Ludwig, J.W., J.E. Nafe y C.L. Drake. 1970. Seismic refraction. En: *The Sea* 4. A.E. Maxwell (ed.). Wiley, New York, 53-84 p.
- MacDonald, I.R., N. Guinasso, R. Sassen, J.M. Brooks, L. Lee y K.T. Scott. 1994. Gas hydrate that breaches the seafloor on the continental slope of the Gulf of Mexico. *Geology*. 22: 4539-4555 p.
- MacKay, M.E., R.D. Jarrard, G.K. Westbrook, R.D. Hyndman y Shipboard Scientific Party of ODP Leg 146. 1994. Origin of bottom-simulating reflectors: geophysical evidence from the Cascadia accretionary prism. *Geology*. 22: 459-462 p.
- Matsumoto, R., C. Paull y P. Wallace. 1996. Leg 164 preliminary report, Ocean Drilling Program. Gas hydrate sampling on the Blake Ridge and Carolina Rise. 72 p.
- McGeary, S., A. Nur y Z. Ben-Avraham. 1985. Spatial gaps in arc volcanism: the effect of collision or subduction of oceanic plateaus. *Tectonophysics*. 119: 195-221 p.
- Miller, J.J., M.W. Lee y R. von Huene. 1991. An analysis of a seismic reflection from the base of a gas hydrate zone, offshore Peru. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 75: 910-924 p.
- Minshull, T.A., S.C. Singh y G.K. Westbrook. 1994. Seismic velocity structure at a gas hydrate reflector, offshore western Colombia, from full waveform inversion. *Journal of Geophysical Research*. 99: 4715-4734 p.
- Mithal, R. y E. Vera. 1987. Comparison of plane-wave decomposition and slant stacking of point-source seismic data. *Geophysics*. 52: 1631-1638 p.
- Mix, A.C., R. Tiedemann y P. Blum. 2003. Proceedings ODP, Initial Reports., 202 (CD-ROM). Disponible en: Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station TX 77845-9547, USA.
- Morales, E. 2003. Methane hydrates in the Chilean continental margin. *Electronic Journal of Biotechnology*. <http://www.ejbiotechnology.info/content/vol6/issue2/issues/1>. Marzo, 2004.
- Morales, E. y C. Rodrigo. 2005. Methane hydrates: hazard and risk assessment at the Chilean continental margin between 32° and 45° S. *Revista Geográfica de Valparaíso*. 36: 221-321 p.

- Mordojovich, C. 1974. Geology of a part of the Pacific margin of Chile. En: C.A. Burke y C.L. Drake (eds.). The geology of continental margins. Springer Verlag, New York, 591-598 p.
- Müller, G. 1985. The reflectivity method: a tutorial. *Journal of Geophysics*. 58: 153-174 p.
- Nelson, A. y W. Manley. 1992. Holocene coseismic and aseismic uplift of Isla Mocha, South central Chile. *Quaternary International*. 15(16): 61-76 p.
- Pearson, C.F., P.M Halleck., P.L. McGurle, R. Hermes y M. Mathews. 1983. Natural gas hydrate: a review of in situ properties. *Journal Physical Chemistry*. 87: 4180-4185 p.
- Pearson, C.F., W.F. Murphy, R. Hermes. 1986. Acoustic and resistivity measurements on rock samples containing tetrahydrofuran hydrates: Laboratory analogous to natural gas hydrate deposits. *Journal of Geophysical Research*. 91: 132-138 p.
- Pecher, I., N. Kukowski, C. Ranero y R. von Huene. 2001. Gas hydrates along the Peru and middle America trench systems. *Natural gas hydrates: occurrence, distribution, and detection. Geophysical Monograph*. 124: 257-271 p.
- Pilger, R. 1981. Plate reconstruction aseismic ridges and low-angle subduction beneath the Andes. *Geological Society American Bulletin*. 92: 448-456 p.
- Reichert, C. y B. Schreckenberger. 2001. Cruise Report Sonne cruise SO-161 Leg 2 &3, SPOC Subduction processes off Chile. Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR), Germany. 154 p.
- Rodrigo, C., A. González, E. Vera, J. Díaz y E. Morales. 2004. Hidratos de gas submarino en el margen chileno: análisis sísmico preliminar del reflector simulador del fondo (BSR). *GEOS*. 24: 116-117 p.
- Rowe, M.M. y J.F. Gettrust. 1993. Fine structure of methane-bearing sediments on the Blake Outer Ridge as determined from deep-tow multichannel seismic data. *Journal of Geophysical Research*. 98: 2039-2062 p.
- Sheriff, R. E. y L. P. Geldart. 1995. *Exploration Seismology*. Cambridge University Press, 592 p.
- Shipley, T.H. y B.M. Didyk. 1982. Occurrence of methane hydrates off-shore southern Mexico. In: J.S. Watkins y J.C. Moore (eds.). *Initial Reports. DSDP 66*. Washington, D.C. 547-555 p.
- Shipley, T.H., M.H. Houston, R.T. Buffler, F.J. Shaub, K.J. McMillen, J.W. Ladd y J.L. Worze. 1979. Seismic reflection evidence for widespread occurrence of possible gas-

hydrate horizons on continental slopes and rises. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 63: 2204–2213 p.

Singh, S.C., T.A. Minshull y G.D. Spence. 1993. Velocity structure of a gas hydrate reflector. *Science*. 260: 204–207 p.

Sloan, E.D. 1990. Clathrate hydrates of natural gases. M. Bekker (ed.). New York. 641 p.
Smith, W.H.F. y D.T. Sandwell. 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*. 277: 1957-1962 p.

Smith, W.H.F. y P. Wessel. 1990. Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophysics*. 55: 293-305 p.

Stockwell, T.E. y J. Cohen. 2002. Seismic Unix project and CWP free codes. Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines. Disponible en: <http://www.cwp.mines.edu/cwpcodes>, julio 2003.

Stoll, R. D. 1974. Effects of gas hydrate in sediments. En: *Natural gases in marine sediment*. I. Kaplan (ed.). Plenum, New York. 235–248 p.

Suess, E. y R. von Huene. 1988. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports* 112. 873-931 p.

Tebbens, S. F., S.C. Cande, L. Kovacs, J. C. Parra, J. L. LaBrecque y H. Vergara. 1997. The Chile ridge: A tectonic framework. *Journal of Geophysical Research*. 102: 12035–12060 p.

Thornburg, T.M., L.D. Kulm y D.M. Hussong. 1990. Submarine-fan development in the southern Chile Trench; a dynamic interplay of tectonics and sedimentation. *Bulletin of the Geological Society of America*. 102: 1658-1680 p.

Uchida, T., S. Dallimore, J. Mikami y M. Nixon. 1999. Occurrences of natural gas hydrates obtained from the JAPEX/JNOC/GSC Mallik 2L-38 research well and their X-ray CT observations. En: S. Dallimore, T. Uchida y T. Collett (eds.). *Scientific Results from JAPEX/JNOC/GSC Mallik 2L-38 Gas Hydrate Research Well, Mackenzie Delta, Northwest Territories, Canada*. Geological Survey of Canada Bulletin. 544: 197-204 p.

Van der Kruk, J. 2005. Reflection seismic I. Institut für Geophysik, ETH Zürich. Disponible en: http://e-collection.ethbib.ethz.ch/browse/sg/071_e.html. Agosto, 2006.

Vera, E., J. Mutter, P. Buhl, J. Austin, I. Dalziel y P. Stoffa. 1988. Deep seismic structure of the southernmost Andes. *EOS. AGU* 70: 1314 p.

Vera, E.E., J.C. Mutter, P. Bhul, J.A. Orcutt, A.J. Harding, M.E. Kappus, R.S. Detrick, y T.M. Brocher. 1990. The structure of 0- to 0.2-m.y.-old oceanic crust at 9°N on the East Pacific Rise from expanded spread profiles. *Journal of Geophysical Research*. 95: 15529-15556 p.

Vera, E., G. Yáñez, D. Comte, J. Díaz, E. Morales y R. Núñez. 2003. Hidratos de gas submarinos en el margen chileno: resultados preliminares del estudio geofísico. 10° Congreso Geológico Chileno, Chile, Concepción, Octubre 2003, CDROM.

von Huene, R., J. Corvalán, E.R. Flueh, K. Hinz, J. Korstgard, C.R. Ranero, W.Y. Weinrebe y CONDOR Scientists. 1997. Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaiso, Chile. *Tectonics*. 16: 474-488 p.

von Huene, R., R. Kulm y L.D. Millar. 1985. Structure of the frontal part of the Andean convergent margin. *Journal of Geophysical Research*. 90: 5429-5442 p.

von Huene, R. y I.A. Pecher. 1999. Neotectonics and the origins of BSRs along the Peru margin. *Earth Planetary Science Letters*. 166: 74-55 p.

von Huene, R. y D.W. Scholl. 1991. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and growth of continental crust. *Review Geophysics*. 29: 279-316 p.

Wellsbury, P., K. Goodman, B.A. Cragg y R.J. Parkes. 2000. The geomicrobiology of deep marine sediments from Blake Ridge containing methane hydrate (Sites 994, 995, and 997). En: C.K. Paull, R. Matsumoto, P.J. Wallace y W.P. Dillon (eds.). *Proceedings Ocean Drilling Program. Scientific Results*. College Station, Texas 164, 379-391 p.

Wenzel, F., P.L. Stoffa y P. Buhl. 1982. Seismic modeling in the domain of intercept time and ray parameter. *Institute of Electrical and Electronics Engineers. Acoustics, Speech, and Signal Processing*. 30: 406-423 p.

Wood, W.T., P.L. Stoffa y T.H. Shipley. 1994. Quantitative detection of methane hydrate through high-resolution seismic velocity analysis. *Journal of Geophysical Research*. 99: 9681-9695 p.

Xia, G., M.K. Sen y P.L. Stoffa. 2000. Mapping of elastic properties of gas hydrates in the Carolina trough by waveform inversion. *Geophysics*. 65: 735-744 p.

Yang, Y. y D.W. Forsyth. 2005. Seismic velocity and attenuation constraints on the formation of oceanic plate and the origin of the low-velocity zone. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*. 37: 521 p.

Yáñez, G., C. Ranero, R. von Huene y J. Diaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): The role of the Juan Fernandez Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research*. 106: 6325–6345 p.

Yilmaz, O. 1987. *Seismic data processing*. Society of Exploration Geophysicists. S.M. Doherty (ed.). *Investigations in Geophysics 2*. USA, 526 p.

Yuan, T., R.D. Hyndman, G.D. Spence, B. Desmond. 1996. Seismic velocity increase and deep-sea hydrate concentration above a bottom simulating reflector on the northern Cascadian slope. *Journal of Geophysical Research*. 101: 13655-13671 p.

Yuan, T., G.D. Spence, R.D. Hyndman, T.A. Minshull y S.C. Singh. 1999. Seismic velocity studies of a gas hydrate bottom-simulating reflector on the northern Cascadia continental margin: Amplitude modelling and full waveform inversion. *Journal of Geophysical Research*. 104: 1179–1191 p.

Zapata, R. 2001. *Estudio batimétrico del margen chileno*. Tesis de Magister. Universidad de Chile, Departamento de Geofísica, Santiago, Chile, 113 p.