

Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC)

Institut de Ciències de la Terra *Jaume Almera*

Departament de Geofísica

Programa de Doctorado de *Tectònica y Geofísica*, bienio 96-98

**EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL MARGEN CONTINENTAL OESTE
DE MÉXICO: FOSA MESOAMERICANA Y GOLFO DE CALIFORNIA
(CORTES-P96)**

Tesis

Presentada por **Rafael Bartolomé de la Peña** ante el *Departament de Geodinàmica i Geofísica* de la *Universitat de Barcelona* para optar al grado de Doctor en Ciencias Físicas.

Director:

Dr. Juan José Dañobeitia

Tutor: **Dr. Josep Anton Muñoz**

Barcelona, Marzo de 2002

4. Estudio del BSR

4. Estudio del BSR

4.1 *Introducción*

El *Bottom Simulating Reflector* (BSR) es un reflector que simula acústicamente la superficie del fondo oceánico y generalmente se detecta, por métodos sísmicos, a una profundidad equivalente de 0.5 s TWT por debajo de éste. Su origen es debido a la discontinuidad que se produce entre los sedimentos que contienen gas hidratado (encima del BSR) y los que contienen gas libre (bajo el BSR). Se identifica en las secciones sísmicas debido a un cambio de polaridad respecto de la reflexión del fondo marino, consecuencia de un salto negativo de la impedancia acústica (White, 1977; MacKay y otros, 1994).

Los gases hidratados son una fase sólida de agua y gases naturales, generalmente metano, aunque pueden incluir otros gases de bajo peso molecular en menor proporción (CO₂, etano, etc.). Estos gases ocupan los espacios porosos de los sedimentos, pudiendo formar cementos, nodos o capas, y se encuentran en sedimentos sub-oceánicos en las regiones polares (aguas superficiales) y en los sedimentos continentales del talud (aguas profundas), donde las condiciones de presión y temperatura permiten su estabilidad.

La importancia de estudiar los gases hidratados reside en varios aspectos, así el gran contenido en metano los convierten en una potencial fuente de energía futura, o por su influencia en el cambio climático (efecto invernadero), debido a su función como fuente o sumidero del metano atmosférico, o como elemento de consolidación de los sedimentos afectando su estabilidad. De hecho las áreas con gases hidratados parecen ser menos estables que otras áreas del subsuelo oceánico.

4.2 *Trascendencia del estudio del BSR a nivel mundial*

Uno de los aspectos de mayor interés en el estudio del BSR es el elevado contenido en gas metano y su potencial como fuente de energía.

✓ Los hidratos de gas contienen un gran volumen de metano, lo que indica un gran potencial como futura fuente de energía.

Cuando los gases hidratados rellenan los poros de los sedimentos, reducen la permeabilidad y crean trampas de gas. Estas trampas de gas bajo los hidratos causan una extraordinaria concentración de depósitos de hidrocarburos, el gas contenido en las trampas tiende a migrar hacia la superficie rellorando los poros de los sedimentos y haciendo la trampa cada vez más efectiva. De este modo se consiguen altas concentraciones de metano e hidratos de metano. En la Fig. 4.1, se muestra una distribución de carbón orgánico a nivel mundial, y queda patente que los hidratos de gas suponen la mayor reserva energética conocida (USGS, Woods Hole Field Center, 1999).

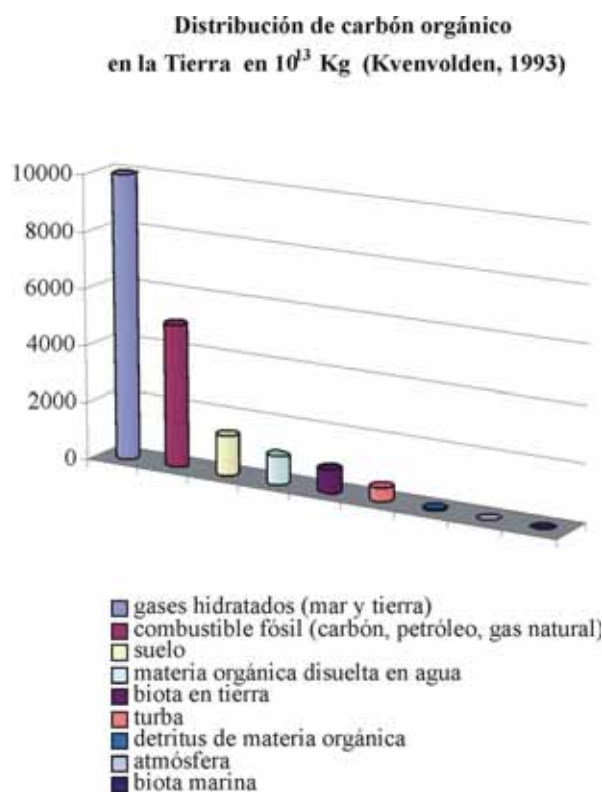


Figura 4.1 Distribución de carbón orgánico en la Tierra

✓ Los gases hidratados como fuente o sumidero del metano atmosférico

Los gases hidratados influyen en el efecto invernadero ya que el metano tiene un potencial de calentamiento 21 veces superior al del dióxido de carbono (Taylor, 1991). A groso modo existen estimaciones de que la cantidad de metano atrapado en gases hidratados es 3000 veces la cantidad actual en la atmósfera (Kvenvolden, 1993).

Distribución del carbón orgánico en la Tierra en gigatoneladas (10^{15})

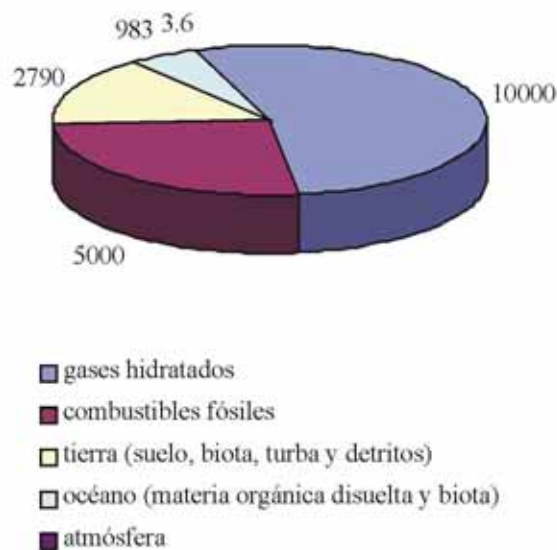


Figura 4.2 Diagrama de la distribución del carbón orgánico en la Tierra

Hay dos aspectos relacionados con el cambio climático que pueden afectar la estabilidad de los hidratos naturales:

- Un incremento de la temperatura puede provocar la liberación de los hidratos del *permafrost* en las regiones polares o en aguas someras.
- Una elevación del nivel medio de los océanos asociada con un aumento de la temperatura puede incrementar la presión de los sedimentos oceánicos y provocar un descenso relativo en la profundidad del BSR, haciendo los hidratos más estables (Kvenvolden, 1993).

Esta hipótesis ha sido esgrimida para explicar que el descenso del nivel del mar durante la glaciación podría haber liberado grandes cantidades de metano, debido a la reducción de la presión y en consecuencia a la elevación del BSR, lo que a su vez provocó un calentamiento global del planeta (Paull y otros, 1991), que indujo el final de la propia glaciación. De modo que los hidratos de gas son un factor de control del calentamiento del planeta.

✓ Los gases hidratados pueden afectar al nivel de esfuerzos de los sedimentos, y por tanto un factor determinante de su estabilidad.

Los gases hidratados aparentemente asientan los sedimentos modificando el régimen de esfuerzos de los mismos. La formación y/o rotura de los hidratos puede influir en la estabilidad de los sedimentos, pudiendo iniciar bien deslizamientos, derrumbamientos o elevaciones en los taludes submarinos. Estas inestabilidades pueden liberar metano a la atmósfera, afectando igualmente al cambio climático.

Así cambios en la presión del agua ocasionados por las oscilaciones del nivel del mar pueden generar derrumbamientos/deslizamientos rompiendo el hidrato en gas y agua, causando el debilitamiento de los sedimentos y generando una subida de la presión del poro y un levantamiento en general. También, puede darse el efecto contrario, los derrumbamientos o deslizamientos pueden liberar gas y por tanto reducir la presión.

✓ Los gases hidratados pueden tener interés en el ámbito industrial y obras públicas

Las zonas con hidratos parecen ser menos estables que otras áreas del fondo oceánico. Por lo tanto, en cualquier construcción submarina (cables de telecomunicación, tuberías, plataformas petrolíferas, etc.) es primordial un estudio previo del nivel de estabilidad de los hidratos.

Los gases hidratados causan problemas en almacenes de gas, especialmente a bajas temperaturas. Por otra parte, podría ser de utilidad para aumentar los volúmenes de gas en los reservorios.

Los gases hidratados podrían ser una alternativa para el transporte de gas natural desde las zonas profundas hasta los terminales de tuberías existentes mar adentro o incluso en la costa.

Los gases hidratados, duros y estables bajo las apropiadas condiciones de presión y temperatura, podrían remendar escapes en tuberías submarinas (Sassen, 1998).

Los gases hidratados pueden servir como combustible de vehículos pesados como grandes naves (Max y Pellenberg, 1997). Si los hidratos se fundiesen en un recipiente del tamaño apropiado, el gas se escaparía por la abertura con una cierta fuerza (pudiendo mover turbinas que generan electricidad), sin haber afectado el contenido en energía del gas en sí mismo.

4.3 Estudio del BSR

Los gases hidratados son moléculas sólidas cristalinas constituidas por moléculas de gas, normalmente metano, dentro de una estructura cerrada cristalina de moléculas de agua. El conjunto se asemeja al hielo. Los hidratos naturales son estables en dos ambientes: el *permafrost* de las regiones árticas (latitudes altas) debido a las bajas temperaturas – se denominan hidratos continentales- y en sedimentos profundos en el mar debido a la alta presión – hidratos oceánicos-. Estimaciones recientes apuntan que la cantidad de hidratos oceánicos sobrepasan a los continentales en dos órdenes de magnitud (Sloan, 1990).

Por otra parte, el crecimiento exponencial de la presión requerida para la estabilidad del gas hidratado generalmente sobrepasa la presión hidrostática para las temperaturas determinadas por el gradiente geotérmico en sedimentos profundos. Es decir, las profundidades a las cuales los hidratos permanecen estables son limitadas. Por último, la cantidad de metano requerida para el gas hidratado en el sistema metano-agua

también depende de la temperatura y presión, y sólo el metano presente en exceso de la cantidad soluble en agua es útil para la formación del hidrato.

La Fig. 4.3 muestra el límite entre la fase metano gas libre y metano hidratado en agua pura y metano puro. Concentraciones pequeñas de etano y otros gases de bajo peso molecular como CO₂ encontrados en sedimentos de márgenes continentales (McIver, 1974; Claypool y otros, 1973) hace que el cambio de fase se desplace hacia la derecha (ver Fig. 4.3), es decir hacia una mayor profundidad, presión y temperatura. En cambio, el agua de mar con contenido de sales como el NaCl, provoca el desplazamiento hacia la izquierda del cambio de fase, es decir a niveles más someros y con descenso de la temperatura. Los dos efectos tienen la misma magnitud aproximada y se cancelan mutuamente (Kvenvolden y otros, 1983). El gráfico del sistema agua-pura y metano-puro de la Fig. 4.3 proporciona una estimación razonable de las condiciones presión – temperatura bajo las cuales los hidratos de gas natural (compuestos principalmente por metano), serían estables en márgenes continentales (Claypool y Kaplan, 1974).

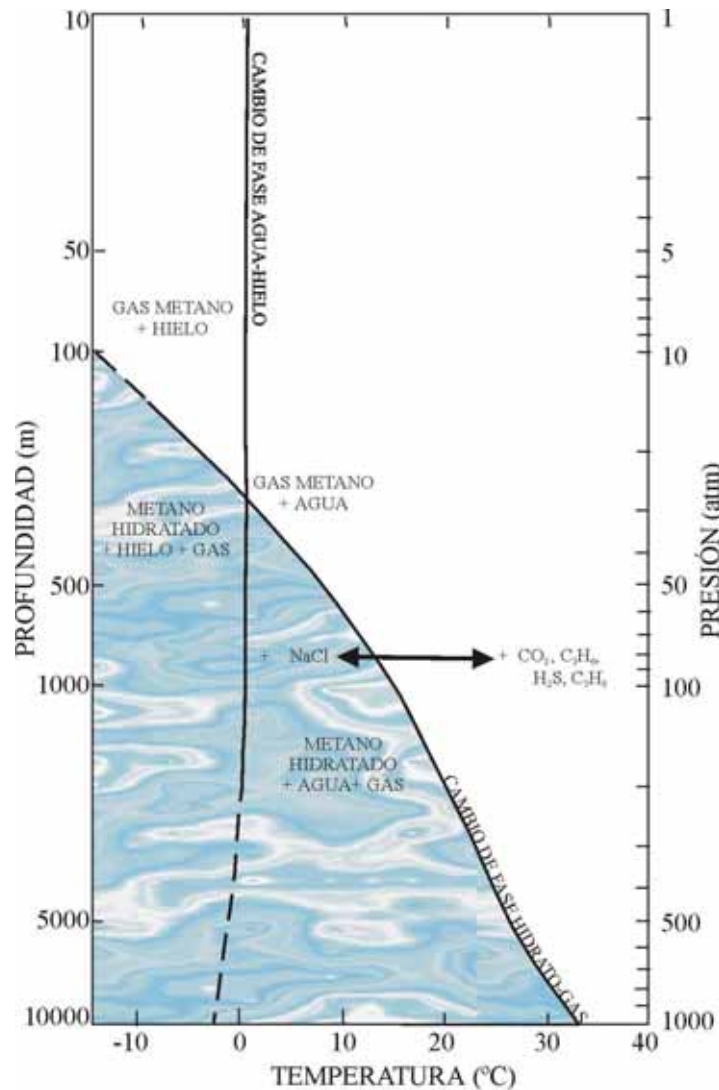


Figura 4.3: Diagrama de fases mostrando el cambio de fase entre el gas metano libre (blanco) y el hidrato de metano (sombreado) para el sistema agua-puro y metano-puro, asumiendo un gradiente de presión hidrostática de 0.1 atm/m. Añadiendo NaCl al agua el cambio de fase del sistema se desplaza a la izquierda. Añadiendo CO₂, etano, H₂S, propano al metano el sistema se desplaza a la derecha, aumentando el área del campo de estabilidad del metano (según Katz y otros, 1959).

En la Fig. 4.4 se muestra una sección ideal indicando la zona de estabilidad de gases hidratados en márgenes continentales, asumiendo un gradiente geotérmico de 27.3°/km. A priori la zona de estabilidad no alcanza la costa, sin embargo en condiciones de bajas temperaturas y bajos gradientes geotérmicos podrían encontrarse gases hidratados mucho más superficiales (sucede en latitudes altas). Siguiendo el gráfico de la Fig. 4.4, se observa que a profundidades superiores a los 500 m, la zona de

gas hidratado se extiende desde la plataforma continental hasta las zonas abisales aumentando el espesor en función de la profundidad.

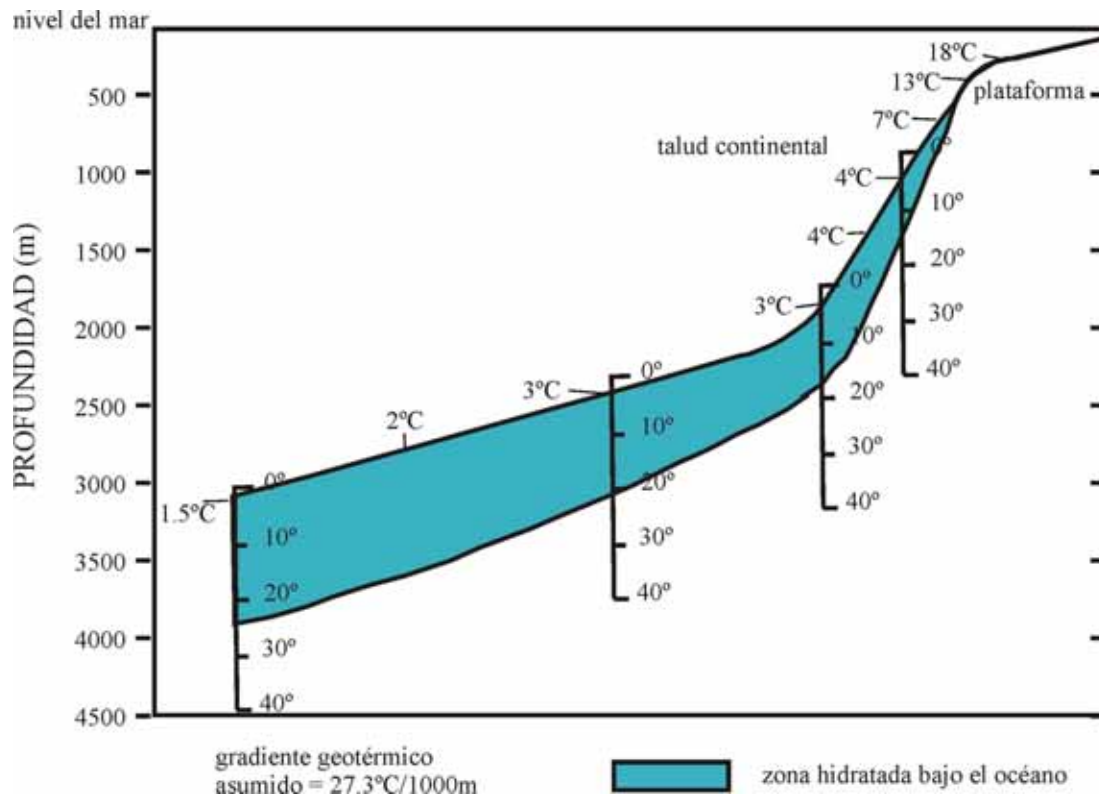


Figura 4.4: Sección ideal para una zona de gases hidratados estables en un margen continental. La zona sombreada corresponde a los gases hidratados según las condiciones de estabilidad marcadas por la presión y la temperatura (Fig. 4.3) y asumiendo un adecuado aporte de metano. Parámetros considerados para el cálculo son: un gradiente de presión hidrostática de 0.1 atm/m; un gradiente geotérmico de 27.3°/km; y un rango de temperaturas del agua del fondo marino entre 1.5° y 18° dependiendo de la profundidad. Fuente: R.D.McIver, 1979.

4.4 *Evidencias geofísicas para la detección de gases hidratados*

Existen tres evidencias básicas geofísicas para reconocer los gases hidratados:

Detección mediante perfiles sísmicos del reflector acústico BSR, subparalelo al fondo marino, a profundidades entorno a los ~ 0.5 s TWTT.

Medición por sísmica de refracción de una inversión del campo de velocidades en la superficie de discontinuidad del BSR, encontrándose velocidades altas sobre el BSR, y bajas por debajo.

Inversión de polaridad como consecuencia de la inversión de velocidades en el reflector acústico BSR.

Aunque los gases hidratados pueden inferirse de la presencia del reflector acústico BSR, pueden existir dónde no hayan sido identificados BSR en registros sísmicos.

El patrón con el que se identifica el reflector acústico BSR suele ser siempre el mismo. Éste consiste en un reflector anómalo que intersecta otros reflectores con una cierta pendiente, imitando la topografía del suelo oceánico y que aumenta su espesor en función de la profundidad siguiendo la relación presión-temperatura de la Fig. 4.3.

Una posible explicación es que el reflector acústico corresponde con la base de la zona del gas hidratado, es decir, la zona de transición entre el sedimento que contiene gas hidratado por encima y sedimento sin gas hidratado por debajo (Ewing y Hollister, 1972; Tucholke, Bryan y Ewing, 1977; Dillon, Grow y Paull, 1980).

La velocidad de los sedimentos por encima del BSR suele ser inusualmente alta para sedimentos hemipelágicos, y se ha estimado sobre los ~ 2 km/s (Lancelot y Ewing, 1972; Bryan, 1974). Estimaciones de la velocidad de intervalo de la zona del BSR (a través de perfiles de sísmica de reflexión multicanal), son de aproximadamente 2.5 km/s y de 1.5 km/s por encima y debajo del BSR. Esta inversión en la velocidad en el BSR

aparentemente ocurre como consecuencia de la inversión de la polaridad de la reflexión con el reflector anómalo (Shipley y otros, 1979).

EL 90% de los fondos oceánicos se encuentran dentro del rango de presión-temperatura que permite la existencia de gas hidratado estable (Trofimuk, Cherskiy y Tsarev, 1974), sin embargo la cantidad de metano necesaria para generar gases hidratados (saturando al agua) normalmente sólo se da en márgenes continentales.

Así, se ha identificado BSR en numerosos márgenes continentales de Norteamérica, el Mar Negro, el margen continental Pacífico de México, Guatemala, Nicaragua, Costa Rica y Panamá, los márgenes continentales atlánticos al sureste de los Estados Unidos (Blake Outer Ridge) y Golfo de México, en el océano Ártico (Alaska y mar de Bering), islas Aleutianas, Jaspón, norte de Australia, margen atlántico de Angola y Golfo de Omán. Un resumen de los mismos y sus características se muestra en la Tabla IV-I.

LOCALIZACIÓN	PROFUNDIDAD DEL AGUA m = metros s = segundos (tiempo doble)	PROFUNDIDAD BAJO EL FONDO DEL MAR DEL GAS HIDRATADO m = metros s = segundos (tiempo doble)	REFERENCIA
Ridge Blake Outer, Oeste del océano atlántico al suroeste de Estados Unidos	2500-4000 m	450-600 m	Markl, Bryan y Ewing (1970) Ewing y Hollister (1972) – DSDP Leg 11 Tucholke, Bryan y Watkins (1978) Shipley y otros. (1979) Dillon, Grow y Paull (1980) Sheridan y otros. (1982) – DSDP Leg 76
Oeste del Océano Atlántico, costa de Estados Unidos (New Jersey y Delaware)	2500-3800 m	470-590 m	Tucholke, Bryan y Ewing (1977)
Plataforma en Labrador, noroeste del océano Atlántico, costa de Terranova	~ 2000 m		Taylor, Wehmiller y Judge (1979)
Mar de Beaufort, océano Ártico, Alaska	400-2500 m	100-800 m	Grantz, Boucher y Whitney (1976) Grantz (1983)
Talud continental del mar de Bering, cuenca de Navarin	500-3000 m	200-500 m	Cooper, USGS
Norte del océano Pacífico, al sur de las Islas Aleutianas	4522 m	0.5-0.7 s	Scholl, USGS, DSDP site 186 Bruns, USGS
Océano Pacífico en el norte de California, EEUU	800-1200 m	0.3 s	USGS
Océano Pacífico mexicano, MAT	~2.5 – 5.0 s 1761 m 2883 m 1935 m	~ 0.5-0.7 s 140-364 m 89-168 m 141 y 170 m	Shipley y otros. (1979), Shipley y otros. (1980) Moore y otros. (1979) DSDP leg 66, site 490 DSDP Leg 66, site 491 DSDP Leg 66, site 492

Océano Pacífico de Guatemala, MAT	2000-5500 m 2347 m 5478 m 2010 m 1698 m	192-404 m 368 m 307 m 404 m 192-338 m	Von Huene y otros. (1980) DSDP leg 67 DSDP Leg 67, site 497 , site 498 DSDP Leg 84, site 568 , site 570
Océano Pacífico de Nicaragua, MAT	800-2400 m	~ 0.4-0.5 s	Shipley y otros. (1979)
Océano Pacífico de Costa Rica, MAT	~ 1.0 – 1.8 s 3099 m 3306 m	~ 0.2-0.5 s 285 y 319 m 119-259 m	Shipley y otros. (1979) DSDP Leg 84, site 565 ODP Leg 170, site 1041
Océano Pacífico del sur de Panamá	~ 2.5-2.8 s	~0.4-0.5s	Shipley y otros. (1979)
Mar del Caribe de Panamá y Colombia	1500 – 3000 m	No proporcionado	Shipley y otros. (1979) Lu y otros. (1983)
Oeste del Golfo de México, México	2400 m	20 m	DSDP Leg 96, site 618
Oeste del Golfo de México	~ 2.7 – 3.1 s	~ 0.5 s	Hedberg (1980)
Oeste del Pacífico, Japón	2571m	68 m	ODP leg 127, site 796
Timor, norte de Australia	2315 m	No proporcionado	McKirdy y Cook (1980)
Este del océano Atlántico en el Delta del Níger	561-770 m	0-4.6m	
Golfo de Omán, Noroeste del océano Índico	3000 m	600-700 m	White (1979) White y Louden (1983)
Mar Negro	2000 m	0.7-2.2 m	Yefremova y Zhizhchenko DSDP leg 42B (1974)

Tabla IV-I: Gases hidratados en sedimentos oceánicos (Kvenvolden, 1983 y Kvenvolden, 2001).

4.5 Caracterización de los gases hidratados por geoquímica

Una manera de estudiar la geoquímica de los sedimentos es a partir de testigos de gravedad (*cores*), mediante la extracción de muestras del fondo marino desde barcos. El análisis en el laboratorio del material recogido permite caracterizar su composición geoquímica. Para el estudio del BSR se han analizado numerosas muestras obtenidas en diferentes campañas oceanográficas. Una síntesis de las mismas se muestra en la Tabla IV-II.

CAMPAÑA	AUTORES	LOCALIZACIÓN	COMPOSICIÓN DEL GAS HIDRATADO
DSDP Leg 11	Ewing y Hollyster, 1972	Blake Outer Ridge, Oeste Atlántico	94.2-99.7 % metano resto CO ₂ trazos hidrocarburos mayores
DSDP Leg 42B	Yefremova y Zhizhenko, 1975	Mar Negro	Metano CO ₂
DSDP Leg 66 (1780-2870m)	Moore y otros, 1979	Margen continental de la MAT, México	Hidratos sólidos de gas ~100% metano
DSDP Leg 67 (2350-5490 m)	von Huene y otros, 1980	Margen continental de la MAT, Guatemala	Sólidos de hidratos de gas Sin observación del BSR
DSDP leg 76 (3184 m)	Sheridan y otros, 1982	Blake Outer Ridge, Oeste Atlántico	~100% metano trazos de hidrocarburos gas disuelto

Tabla IV-II: Ejemplo de gases hidratados encontrados en márgenes continentales.

Es importante notar que las muestras obtenidas mediante testigos de gravedad pueden estar distorsionadas ya que al perforar el fondo oceánico gran parte del gas hidratado puede descomponerse durante la operación. Ello explicaría por qué no se han observado gases hidratados en todos los sondeos realizados.

4.6 *Fuentes de gas y formación de gases hidratados*

Los análisis de las composiciones moleculares e isotópicas de los hidrocarburos indican que la mayoría de los metanos en los gases hidratados marinos resultan de la alteración de materia orgánica por bacterias en el sedimento. El metano con este origen se generó en el mismo lugar donde se encontró el gas hidratado y migró sólo distancias cortas, o se recicló en el mismo lugar durante la formación y disociación de los hidratos cuando se produjeron sedimentaciones, cambios de nivel mar, etc. (Paull y otros, 1994). Existen también metanos, generalmente los acompañados con cantidades significantes de otros hidrocarburos de mayor peso molecular como etano o propano, con composiciones de isótopos de carbón que denotan un origen térmico. Esta mezcla de gases es el resultado de la descomposición térmica – sin bacterias en el proceso - de la materia orgánica en sedimentos con profundidad mayor a 1000 m . La mezcla migró grandes distancias desde los sedimentos “quemados” profundos para formar el gas hidratado.

Además, se necesita una generación de metano suficientemente rápida para sobrepasar la pérdida de metano por difusión y así superar el nivel de saturación de los poros del agua. A medida que crece la sedimentación, la zona de gas hidratado desciende a niveles donde la presión y la temperatura los convierten en inestables y los descomponen generándose gas metano libre, que intentará migrar a posiciones más someras donde sea estable en forma de gas hidratado, o si no es posible, se acumulará si el gas hidratado se sella en forma de trampa para el gas libre.

Los gases hidratados también pueden formarse, aunque en menor cantidad, cuando existen fallas que permiten al gas natural (u otro gas) migrar desde el interior de la corteza de la Tierra a zonas más someras con los adecuados niveles de presión y temperatura para su estabilidad.

4.7 *Implicaciones económicas del BSR*

Aunque grandes cantidades de gas puedan ser almacenadas en gases hidratados, la mayor ventaja de los gases hidratados de metano reside en la posibilidad de actuar como una barrera impermeable o sello bajo la cual acumula metano en forma de gas libre (Hedberg, 1980). Se podrían definir tres tipos de trampas, dos de tipo estructural y una estratigráfica:

- Pequeñas elevaciones en la base de la zona de gas hidratado causadas al imitar el BSR la topografía del fondo marino.
- Pequeñas elevaciones en la base de la zona del gas hidratado surgidas de cambios locales en la conductividad térmica (anomalía local de flujo de calor)
- Trampas estratigráficas producidas por capas inclinadas de gases libres selladas en su parte superior por gases hidratados.

La rentabilidad de la extracción de gas de una zona localizada de BSR, siempre y cuando la tecnología sea capaz de extraer ése gas, depende de la cantidad de sedimentos que fijan la posibilidad de producción del metano y de la capacidad de los gases hidratados de acumular gas libre, lo que no sucede en todos los casos (Kvenvolden, 1983).

Una propuesta de recuperar el gas de los gases hidratados, capaces de acumular 164 cm^3 de metano y 0.8 cm^3 de agua por cada cm^3 de hidrato puro (Korenaga y otros, 1997), consistiría en extraer el gas libre de las trampas sellada por hidratos y debido a la reducción de presión causada por la extracción, se iniciaría una rotura de los hidratos, recargándose de nuevo la trampa con nuevo gas.

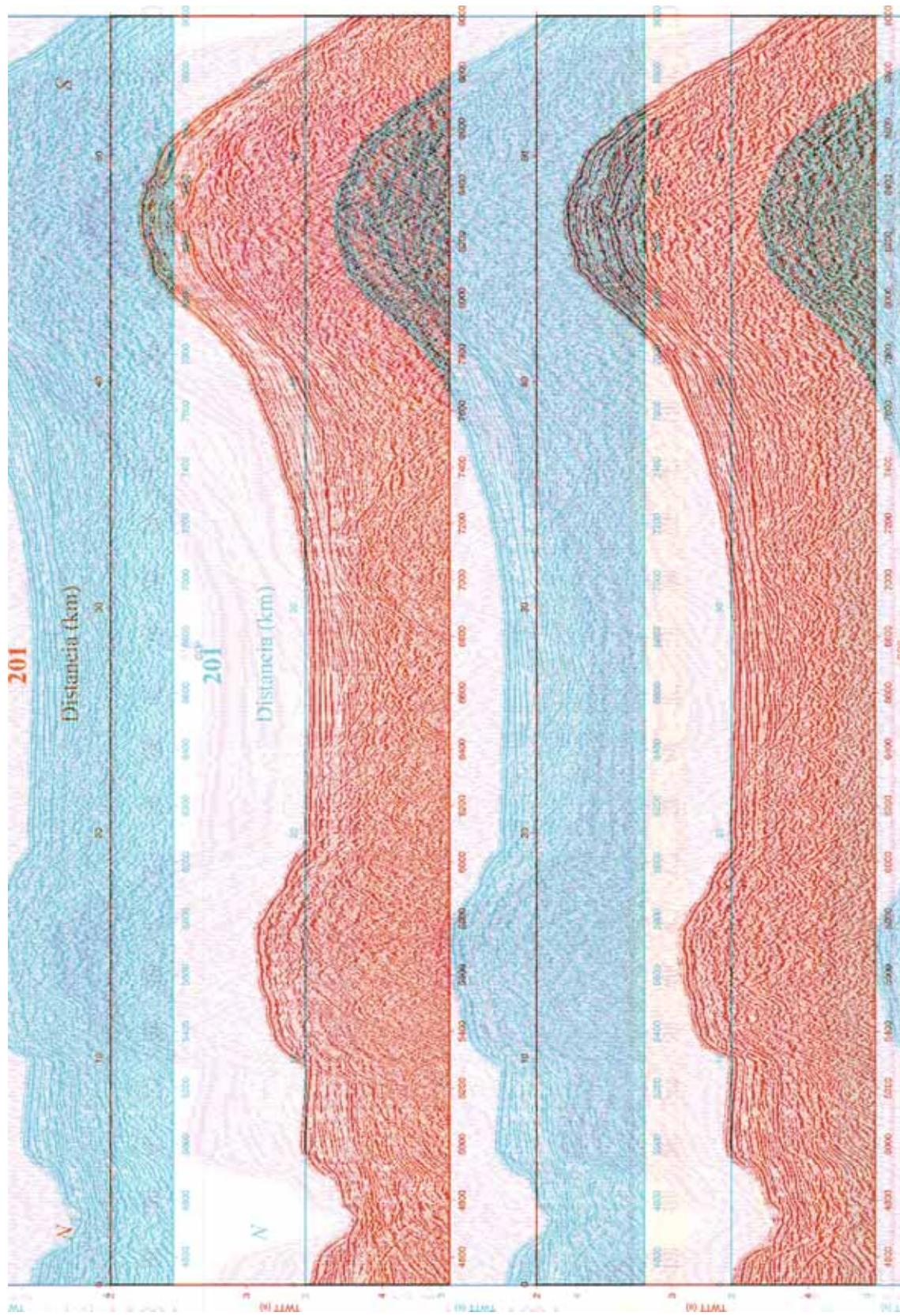
4.8 Evidencias sísmicas de gases hidratados en los taludes y las plataformas continentales en México.

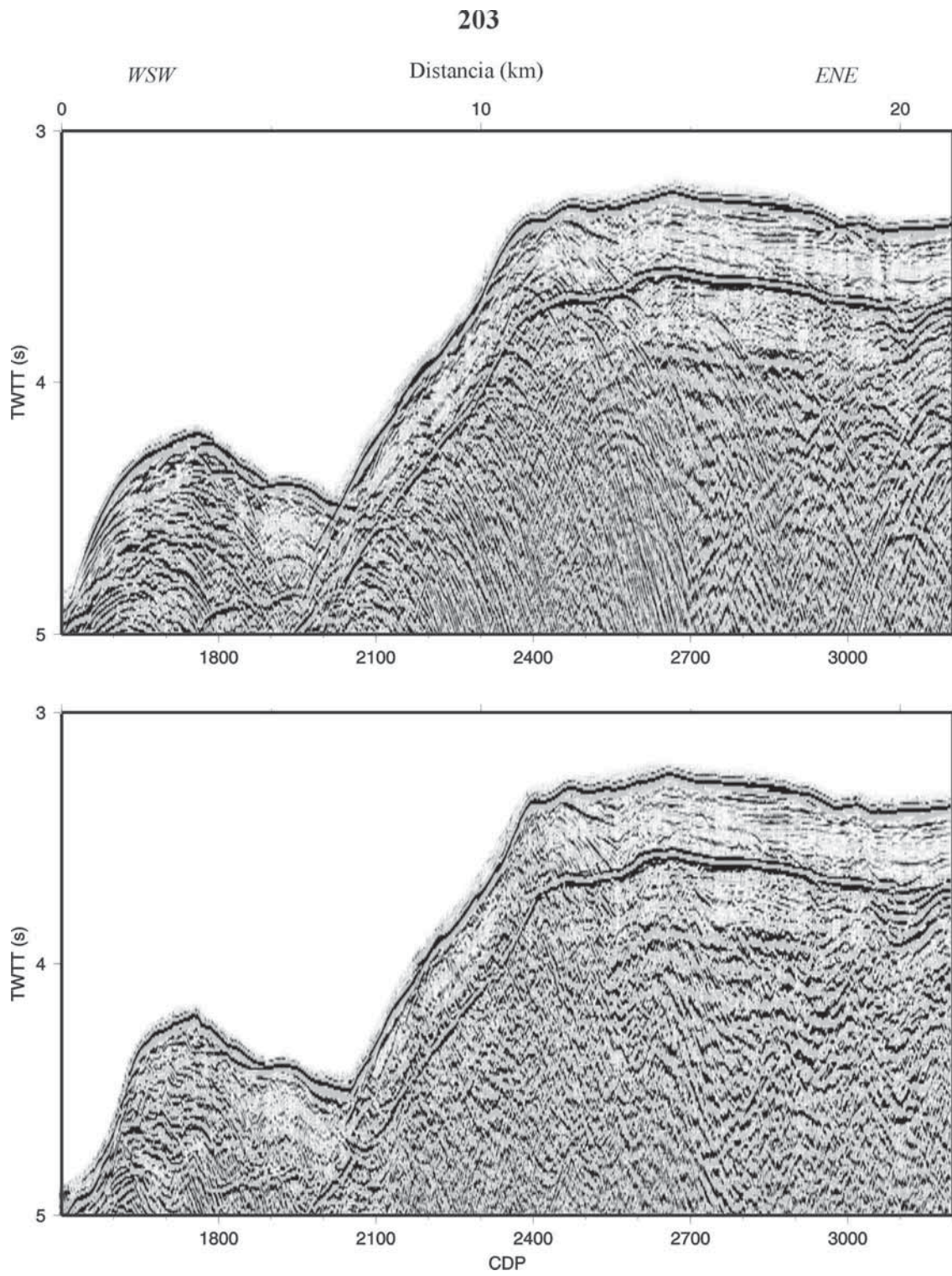
Las primeras evidencias reportadas de reflectores anómalos (*bottom-simulating*) datan de los años 70, y son del margen este de Estados Unidos en el Blake Outer Ridge (Markl y otros, 1970). El *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) leg 11 perforó el Blake Outer Ridge encontrando altas concentraciones de metano que sugirieron que esta reflexión anómala estaba relacionada con la formación de gases hidratados (Hollister y otros, 1972). Bryan (1974) mostró que la gran amplitud de la reflexión podría ser explicada por la acumulación de gas en la base de la zona hidratada y un estudio de Tucholke y otros, (1977) reveló que la reflexión anómala en el Blake Outer Ridge coincide con la presión y temperatura del cambio de fase del sistema metano + 3% NaCl + agua, situándose la zona hidratada entre la reflexión anómala y el fondo oceánico.

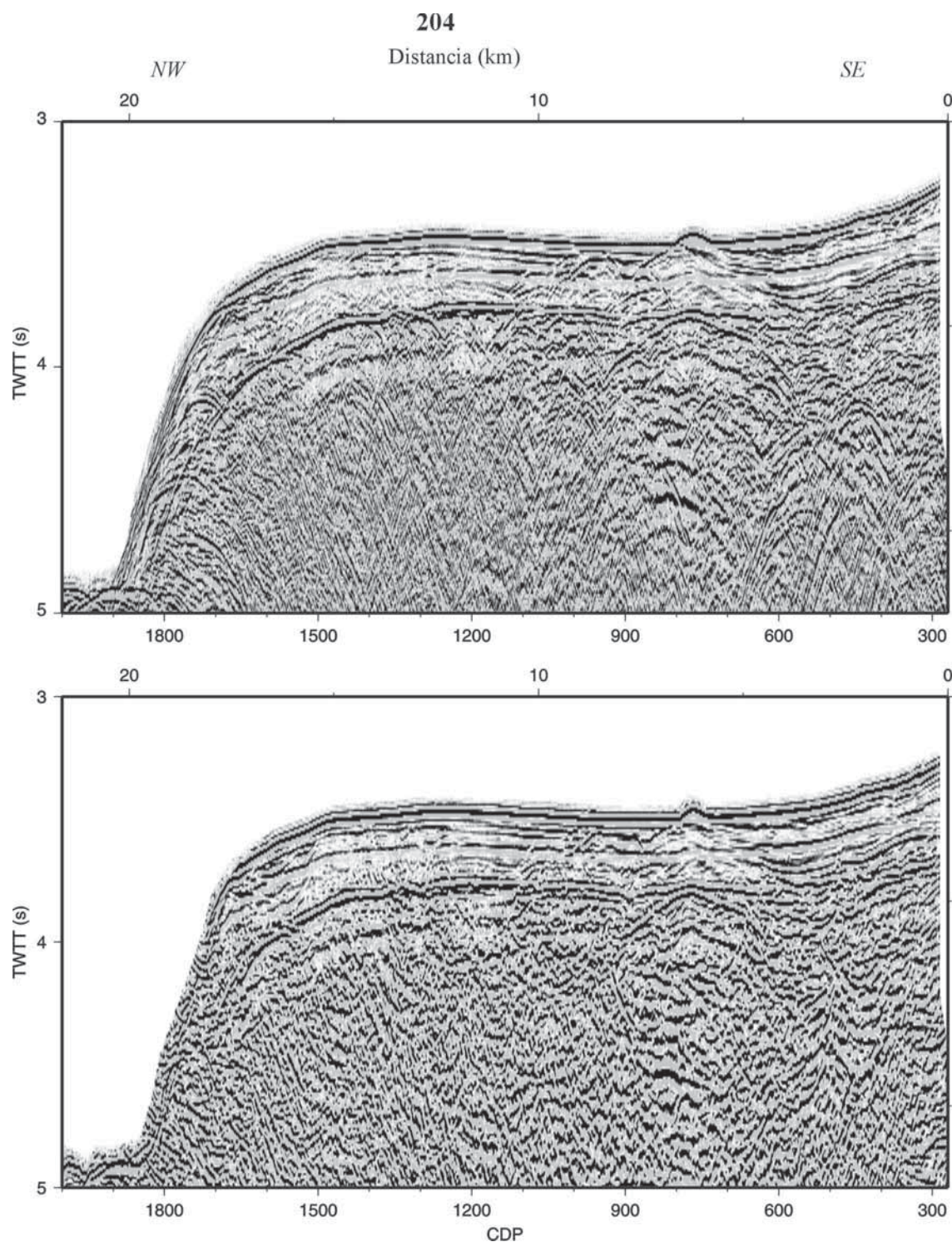
Posteriormente, se han encontrado este tipo de reflectores anómalos con similares características, por todo el mundo (Tabla IV-I). En general, su presencia suele estar restringida a márgenes continentales, aunque sin especificar provincias tectónicas, a batimetrías entre 700 y 4400 m y a profundidades bajo el fondo oceánico entre 100 y 1100 m (0.2-0.7 s TWT).

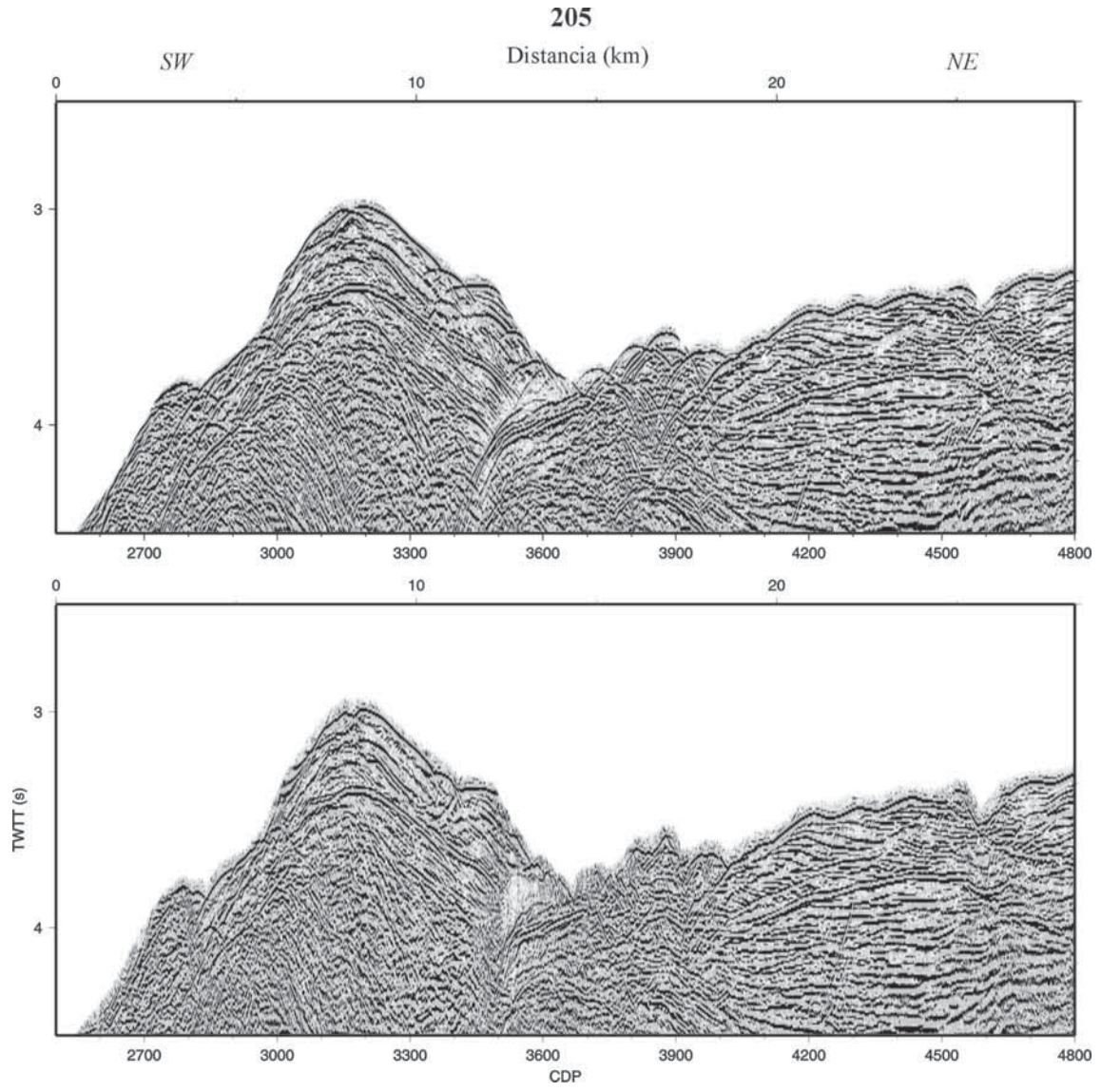
La morfología de la zona de estudio de esta memoria, en la que se incluye la plataforma continental mexicana y la fosa mesoamericana, presenta un patrón común a lo largo de todo el continente americano. Desde Alaska hasta Tierra de Fuego la estructura del margen contiene una fosa oceánica, consecuencia de la colisión de la placa del Pacífico con el continente americano, y su posterior subducción bajo el mismo. En este escenario se han localizado reflectores anómalos en las vertientes pacíficas de Nicaragua, Guatemala, Panamá y México (sur de Acapulco), y frente a las costas de Oregón entre otras.

En este trabajo, se analizarán con detalle una red de perfiles sísmicos profundos (Fig. 4.5) adquiridos frente a la costa de Puerto Vallarta, México, durante la campaña geofísica CORTES-P96. Estos perfiles nominados desde el 201 y hasta el 205, muestran un potente reflector que presenta unas características, a priori, similares a las del BSR:









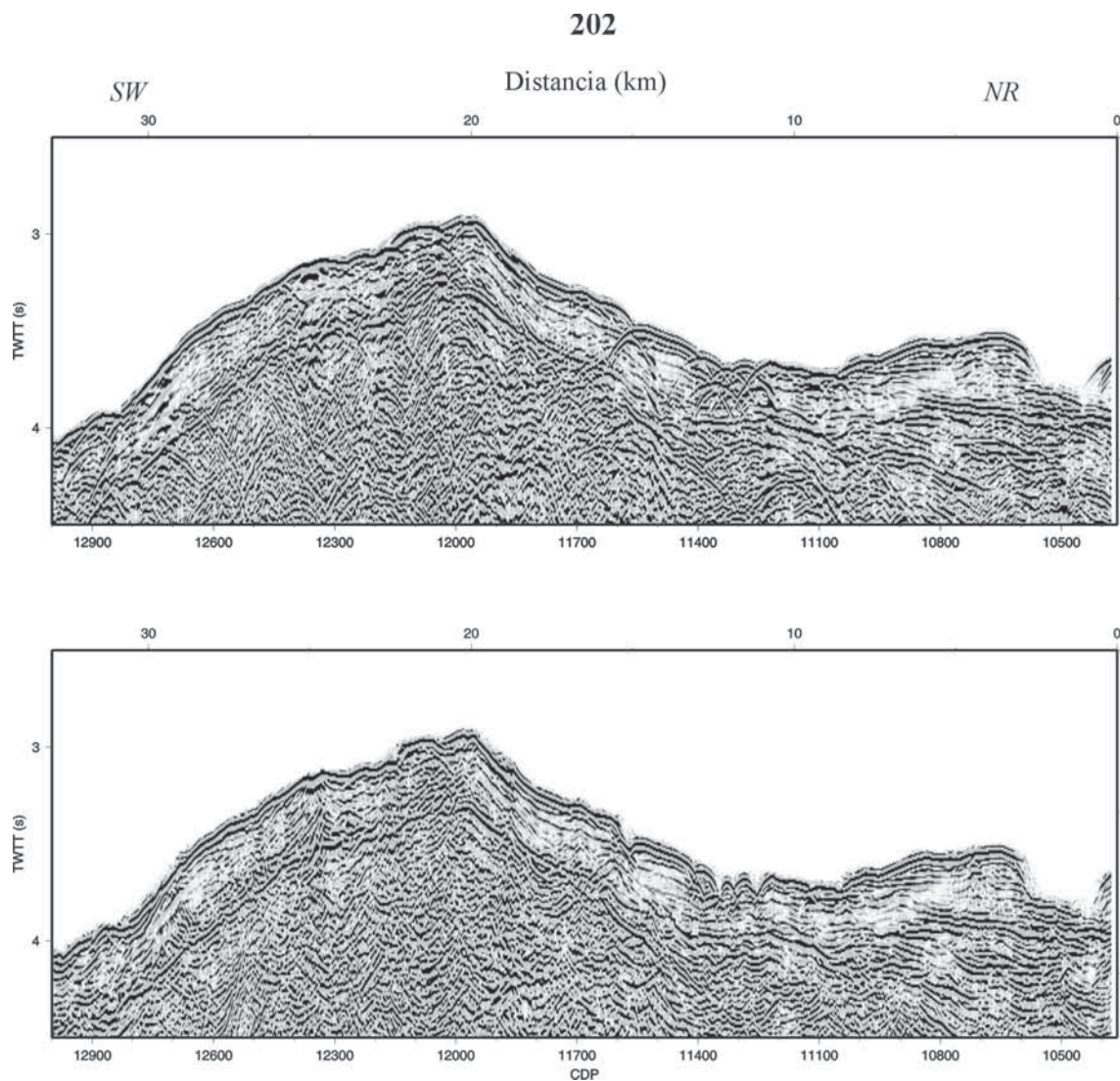


Figura 4.5: Perfiles de sísmica de reflexión multicanal de la campaña CORTES-P96 frente a las costas de Pto. Vallarta. En el panel superior se muestra la sección sumada; y en el inferior la sección migrada en tiempo, siguiendo el algoritmo de Kirchhoff. Detalles sobre el procesado en el capítulo 2. Exageración vertical de 7, con una velocidad de 1750 m/s.

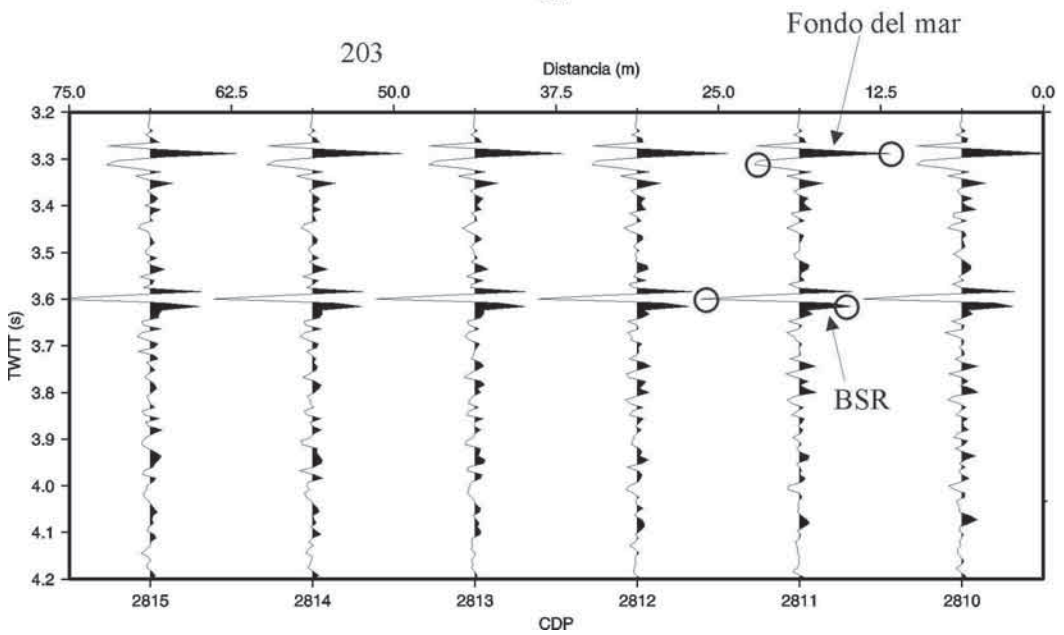
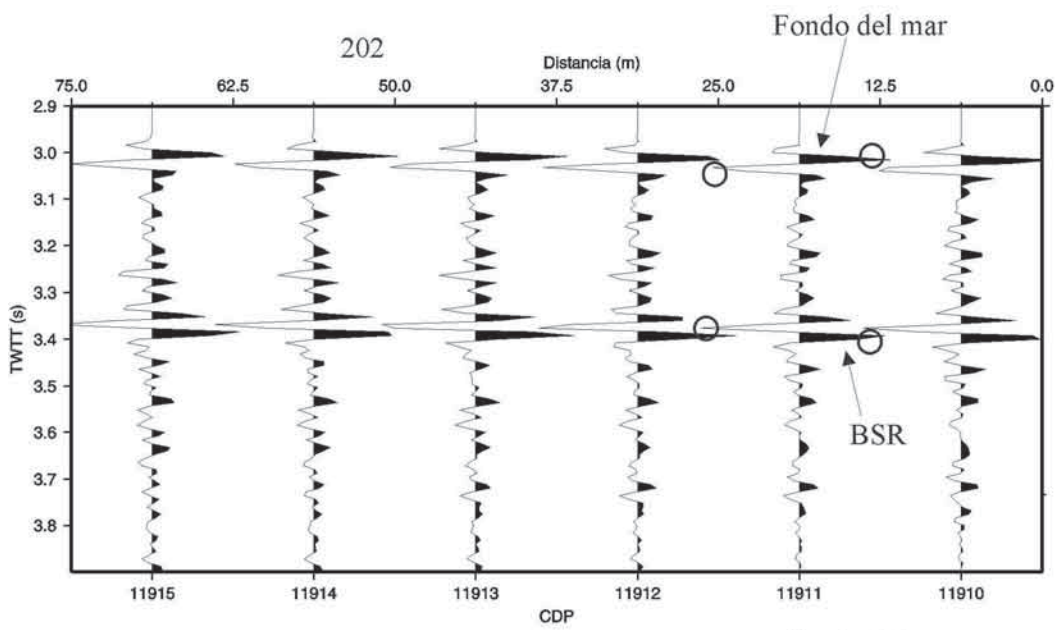
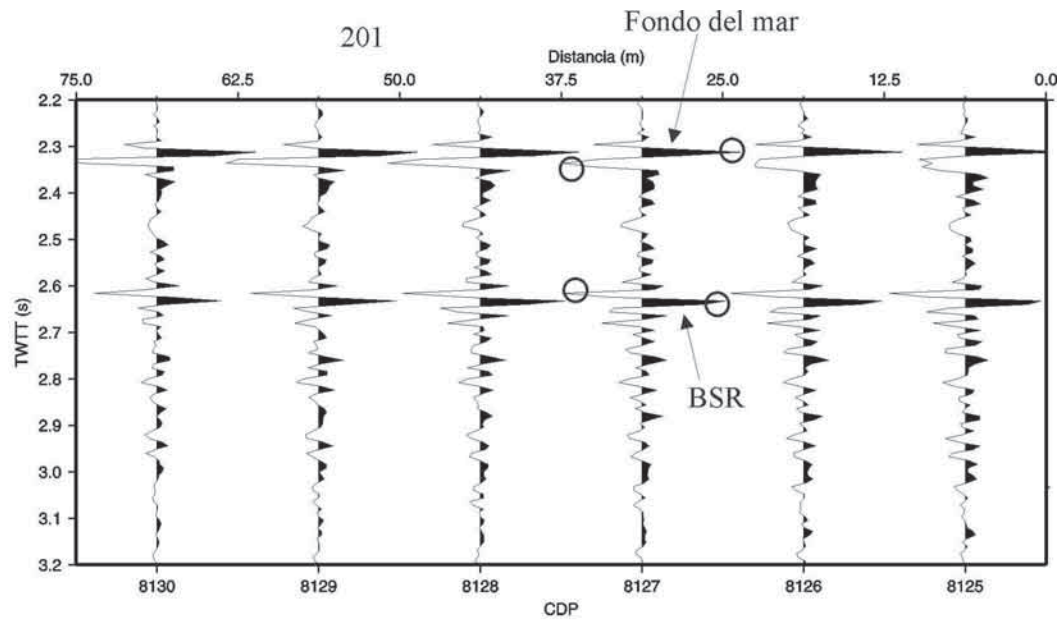
4.8.1 Propiedades de la reflexión anómala. Estudio sísmico del BSR.

Al objeto de caracterizar los reflectores susceptibles de ser considerados BSR, se ha aplicado un criterio genérico que cumplan los siguientes requisitos:

1. Las reflexiones que están relacionadas con gases hidratados tienen una inversión en la polaridad, como muestra la Fig. 4.6 para los cinco perfiles al oeste de Pto. Vallarta.
2. La geometría es subparalela al fondo oceánico
3. Tienen un coeficiente de reflexión alto
4. Aumento del espesor y profundidad del reflector anómalo bajo el fondo oceánico en función de la batimetría (siguiendo el diagrama de estabilidad de presión/temperatura de la Fig. 4.3).

4.8.2 *Cambio de polaridad, coeficiente de reflexión y amplitudes del BSR.*

La gran amplitud observada en las reflexiones del BSR fue explicada por Bryan (1974) como una acumulación de gas bajo el hidrato, como ya se apuntó en el apartado 4.8. La existencia de gas ocasiona un decrecimiento de la velocidad y/o densidad en el límite del gas hidratado (BSR) y, por consiguiente, un coeficiente de reflexión negativo. Este coeficiente negativo induce un cambio de polaridad respecto de la onda incidente y por tanto es factible utilizar el coeficiente de reflexión como una estimación de la magnitud del cambio.



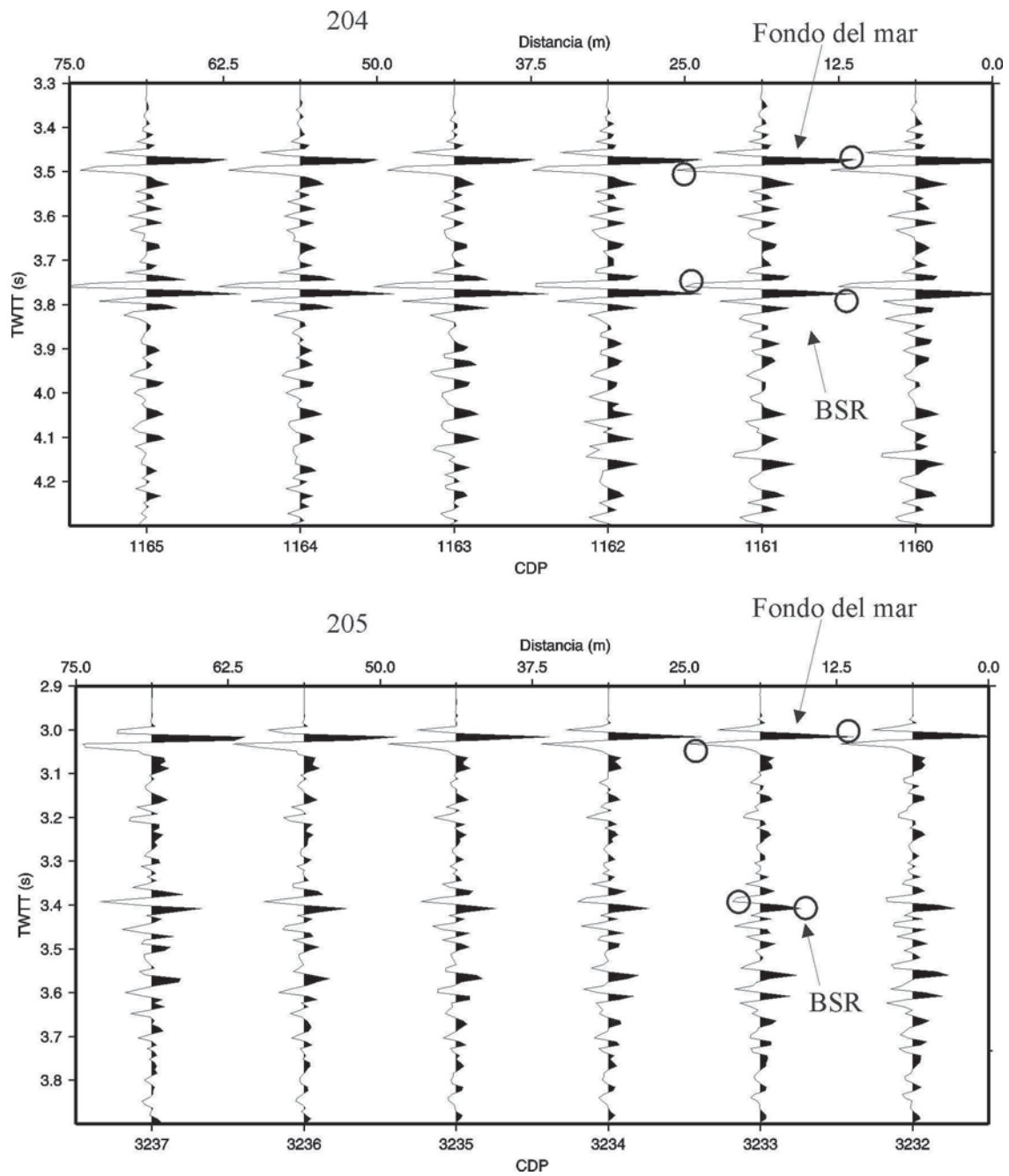


Figura 4.6: Registros de los CDP's de las secciones migradas para cada uno de los perfiles (ver Fig. 4.5) donde se ilustra la inversión en la polaridad asociada con el gas hidratado. Las amplitudes que se muestran en la figura son relativas.

4.8.2.1 Definición matemática del coeficiente de reflexión

La razón entre las energías (amplitudes), en un límite entre dos medios, de ondas reflejadas y refractadas de un frente de ondas sísmica dependen de las velocidades de las ondas P y S del medio \hat{a}_1 , \hat{a}_1 , de la densidad \hat{n}_1 y del ángulo de incidencia $\hat{\epsilon}$ (Fig. 4.7).

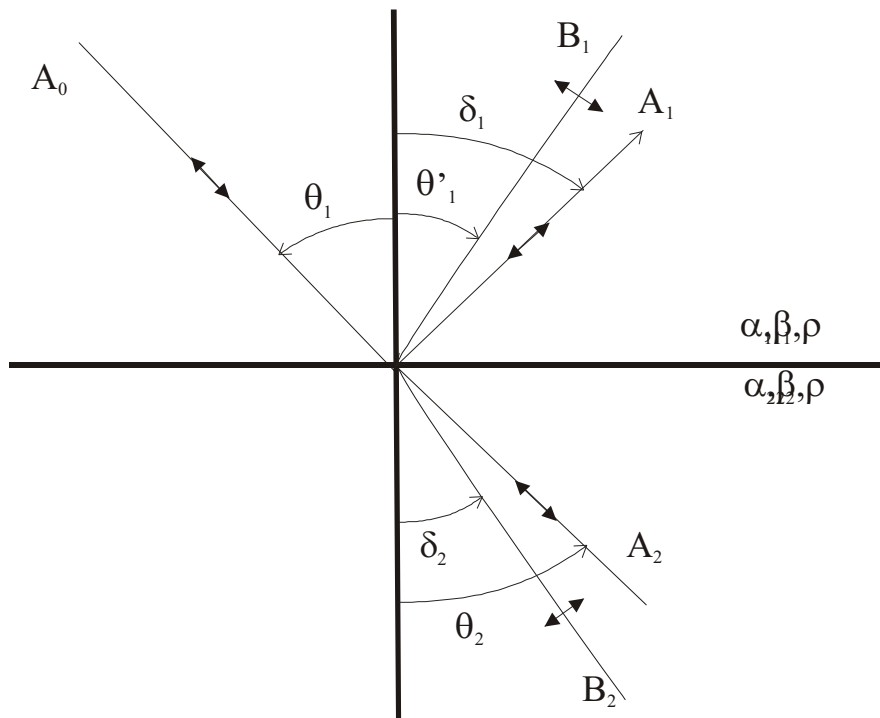


Figura 4.7: Ondas generadas en una interfase por una onda P incidente.

Así, para una onda P incidente se tienen ondas P reflejadas y refractadas con los ángulos $\hat{\epsilon}_1$, $\hat{\epsilon}_2$ y ondas S reflejadas y refractadas con los ángulos $\hat{\alpha}_1$ y $\hat{\alpha}_2$ (Fig. 4.7).

Para una onda P esférica armónica la energía total es igual al valor máximo de la energía cinética (cuando su energía potencial es 0), es decir,

$$E = \frac{1}{2} \hat{n} \hat{v}^2 A^2 = 2 \delta^2 \hat{n} v^2 A^2 \tag{4.1}$$

donde \hat{n} = densidad del medio

v = velocidad de la onda

\hat{A} = amplitud de la onda

Zoeppritz (1919) dedujo las relaciones entre las amplitudes de las diferentes ondas reflejadas de la Fig. 4.7. Utilizando la nomenclatura de A como la amplitud del desplazamiento en el sentido de propagación de la onda y B la amplitud de desplazamiento normal a la dirección de propagación, donde $A_i = \hat{a}_i / \hat{u}$ A_i , $B_i = \hat{a}_i / \hat{u}$ B_i , con $i=1,2$.

Las amplitudes de la Fig. 4.7 son:

$$A_1 \cos \hat{e}_1 - B_1 \sin \hat{a}_1 + A_2 \cos \hat{e}_2 + B_2 \sin \hat{a}_2 = A_0 \cos \hat{e}_1 \quad (4.2)$$

$$A_1 \sin \hat{e}_1 + B_1 \cos \hat{a}_1 - A_2 \sin \hat{e}_2 + B_2 \cos \hat{a}_2 = -A_0 \sin \hat{e}_1 \quad (4.3)$$

$$A_1 Z_1 \cos 2\hat{a}_1 - B_1 W_1 \sin 2\hat{a}_1 - A_2 Z_2 \cos 2\hat{a}_2 - B_2 W_2 \sin 2\hat{a}_2 = -A_0 Z_1 \cos 2\hat{a}_1 \quad (4.4)$$

$$A_1 (\hat{a}_1 / \hat{a}_1) W_1 \sin 2\hat{e}_1 + B_1 W_1 \cos 2\hat{a}_1 + A_2 (\hat{a}_2 / \hat{a}_2) W_2 \sin 2\hat{e}_2 - B_2 W_2 \cos 2\hat{a}_2 = \\ = A_0 (\hat{a}_1 / \hat{a}_1) W_1 \sin 2\hat{e}_1 \quad (4.5)$$

donde $Z_i = \hat{n}_i \hat{a}_i$, $W_i = \hat{n}_i \hat{a}_i$ $i=1,2$

A los productos de la densidad y la velocidad (Z_i y W_i) se le conocen como *impedancias acústicas*.

En el caso de incidencia normal, las ecuaciones de Zoeppritz se reducen a una forma sencilla. Como las curvas cambian lentamente para pequeños ángulos de incidencia (hasta 20°), para una onda P en incidencia normal no hay esfuerzos tangenciales y desplazamientos, con lo que $B_1 = B_2 = 0$ y

$$A_1 + A_2 = A_0 \quad (4.6)$$

$$Z_1 A_1 - Z_2 A_2 = -Z_1 A_0 \quad (4.7)$$

de donde se deduce

$$R = A_1 / A_0, \text{ que es lo mismo que } R = \frac{\alpha_2 \rho_2 - \alpha_1 \rho_1}{\alpha_2 \rho_2 + \alpha_1 \rho_1} \quad (4.8)$$

$$T = A_2 / A_0, \text{ que es lo mismo que } T = \frac{2\alpha_1 \rho_1}{\alpha_2 \rho_2 + \alpha_1 \rho_1} \quad (4.9)$$

siendo R el *coeficiente de reflexión* (también llamado *reflectividad*) y a T el *coeficiente*

de transmisión. Dada la ec. 4.1, $R = A_1 / A_0 = \sqrt{\frac{E_R}{E_i}}$ es también el cociente de las

energías correspondientes a la onda reflejada y la onda incidente (por tanto, es una medida del balance de energía reflejada).

Cuando $\frac{Z_2}{Z_1} = 1$, entonces $R = E_R = 0$ y toda la energía se transmite. Esto no significa que $\tilde{n}_1 = \tilde{n}_2$ y $\tilde{a}_1 = \tilde{a}_2$, es decir, que no se ha cambiado de medio, sino que el producto $\frac{\alpha_2 \rho_2}{\alpha_1 \rho_1} = 1$.

De las ec. 4.8 y 4.9 se deduce que $R + T = 1$, que no es otra cosa que el principio de conservación de la energía: la energía incidente o se refleja o se transmite. En la Tabla IV-III, se presentan algunos coeficientes de reflexión característicos entre dos medios.

<i>interfase</i>	V_1	\tilde{n}_1	V_2	\tilde{n}_2	R
Arenisca sobre caliza	2.0	2.4	3.0	2.4	0.2
Caliza sobre arenisca	3.0	2.4	2.0	2.4	-0.2
Interfase somera	2.1	2.4	2.3	2.4	0.045
Interfase profunda	4.3	2.4	4.5	2.4	0.022
Fondo del mar "suave"	1.5	1.0	1.5	2.0	0.33
Fondo del mar "duro"	1.5	1.0	3.0	2.5	0.67
Superficie del mar	1.5	1.0	0.36	0.0012	-0.9994
Lutita sobre arena con agua	2.4	2.3	2.5	2.3	0.02
Lutita sobre arena con gas	2.4	2.3	2.2	1.8	-0.16
Arena con gas sobre arena con agua	2.2	1.8	2.5	2.3	0.18

Tabla IV-III: Coeficiente de reflexión en la interface entre dos medios. Las velocidades están en km/s, y las densidades en g/cm³; el signo menos denota una inversión de fase de 180°.

4.8.2.2 Método de cálculo del coeficiente de reflexión

Los coeficientes de reflexión vertical han sido estimados para el perfil 205 con el propósito de cuantificar los cambios de velocidad y densidad asociados con la reflexión que se produce en el BSR. Para ello se ha diseñado un método compuesto de dos partes:

- Una combinación de los métodos propuestos por Shipley (1979) y Warner (1990) para el cálculo del coeficiente de reflexión del fondo oceánico.
- Una fórmula analítica, propuesta en este trabajo, para la obtención del coeficiente de reflexión del BSR (R_{BSR}) que depende del coeficiente de reflexión del fondo oceánico y de las amplitudes de la onda primaria y del reflector BSR obtenida de los datos analizados.

La estimación del coeficiente de reflexión del fondo oceánico propuesto por Shipley (1979) se basa en la relación de amplitudes de la onda primaria y el múltiple del fondo oceánico (Fig. 4.8). Siguiendo la ecuación 4.8, se obtiene la siguiente expresión:

$$R_{\text{Fondo del mar}} = \frac{A_1}{A_0} = \frac{A_3}{A_2} \quad (4.10)$$

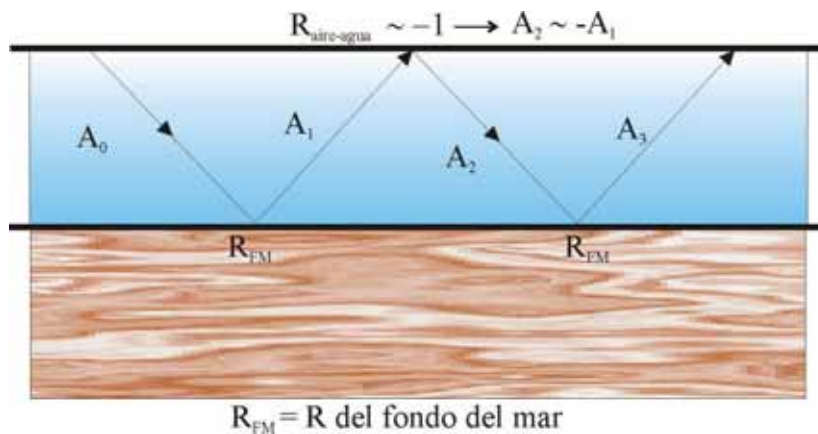


Figura 4.8: Inversión en la amplitud de la onda reflejada en la discontinuidad aire-agua.

Analizando los registros sísmicos procedentes de los disparos de los cañones de aire, se conocen las amplitudes tanto de la onda primaria A_1 como del múltiple A_3 , pero no así la amplitud A_0 emitida por los cañones (se podría conocer desplegando un hidrófono próximo a éstos), y tampoco la amplitud A_2 correspondiente al rebote en la

discontinuidad aire-agua. No obstante, asumiendo un coeficiente de reflexión $R_{\text{aire-agua}} = -1$ (ver Tabla IV-III), se puede suponer que $A_2 = -A_3$ y de ahí el coeficiente de reflexión del fondo oceánico será:

$$R_{\text{Fondo del mar}} = \frac{-A_3}{A_1} \quad (4.11)$$

donde A_1 = amplitud de la onda primaria y A_3 = amplitud del múltiple

La amplitud de la onda primaria A_1 ha sido estimada para un único canal de las ristra de hidrófonos (streamer). En este caso se ha utilizado el canal 1 (el primero de un total de 96), que es el más cercano al barco y, por tanto, el de menor offset, tratando así de conseguir la mínima distancia entre emisor y receptor y cumplir la condición de reflexión vertical. Finalmente, se han sumado los valores absoluto de las amplitudes máximas y mínimas de la onda (Shipley, 1979).

La condición de verticalidad de la reflexión es posible ya que la distancia emisor-receptor es de 145 m frente a una profundidad de 2250 m (Fig. 4.6, perfil 205), y por tanto el ángulo de incidencia $\theta = \arctan(145/2250) = 1.8^\circ$, es mucho menor de 20° .

La aportación de Warner (1990) comprende la elección de las amplitudes del múltiple, A_3 , para la ecuación 4.11, mejorando el método de Shipley que la calcula para el mismo offset (mismo canal). Para ello, Warner considera que el múltiple será registrado al doble de offset de la onda primaria. Sabiendo que la distancia emisor-receptor para la onda primaria es de 145 m y que los hidrófonos (canales) están separados 25 m, el doble será de 290 m y corresponde al canal 7 del streamer.

Una vez obtenidas las amplitudes A_1 y A_3 , y antes de calcular las amplitudes absolutas en los registros, es necesario efectuar las correcciones por *pérdida de energía por absorción y dispersión* en las interfases.

Tras aplicar las correcciones a los datos bastará con calcular el cociente para diferentes disparos, en particular se ha realizado para 13 consecutivos. Posteriormente se calcula el promedio y la desviación estándar, obteniendo así el valor del coeficiente de reflexión y error asociado.

4.8.2.3 Cálculo de las pérdidas de energía por absorción y dispersión

Absorción

La pérdida de energía por absorción sucede cuando el movimiento ondulatorio pasa a través del medio y la energía asociada al movimiento es absorbida gradualmente en forma de calor por el medio. A este proceso se debe la eventual desaparición total del movimiento ondulatorio si la distancia emisor-receptor es suficientemente grande. Es muy difícil medir la absorción, ya que varía con la frecuencia, y las mediciones de laboratorio, que se hacen invariablemente a altas frecuencias, no se pueden aplicar a condiciones reales de campo. Las mediciones de campo se deben corregir por efectos de reflexión y refracción y usualmente la trayectoria está involucrada con varios medios.

El decremento de la amplitud debido a la absorción es exponencial con la distancia x entre dos puntos para ondas elásticas en rocas

$$A = A_0 e^{-\eta x}, \text{ donde } \eta = \text{coeficiente de absorción} \quad (4.12)$$

Otras medidas se basan en el decremento de la amplitud con el tiempo; para relacionar éstas con η se supone un frente de ondas cíclico

$$A = A_0 e^{-ht} \cos \omega t, \text{ donde } h = \text{factor de amortiguamiento} \quad (4.13)$$

y se hacen mediciones en una posición fija. Por ejemplo, durante un período una onda viaja una longitud de onda, así que si la pérdida de energía se debe solamente a la absorción $hT = \eta \lambda$ entonces h y η se pueden interrelacionar.

Los ensayos experimentales sugieren que el coeficiente de absorción η es proporcional a la frecuencia (ω), que además es aproximadamente constante para una roca en particular. El incremento de absorción con la frecuencia proporciona un mecanismo para explicar la pérdida de energía observada con la distancia a altas frecuencias. En medidas de laboratorio para rocas el mejor valor promedio es $\eta = 0.2$ dB/km (Attewell y Ramana, 1966)

Dispersión

En la Fig. 4.9 se muestra un frente de onda esférico divergente desde el centro O. Se pueden definir dos porciones de frentes de onda S_1 y S_2 , con radios r_1 y r_2 , así que la energía que se propaga, en un segundo, hacia fuera a través de la cápsula esférica S_1 deber ser igual a la que pasa hacia fuera de la cápsula esférica S_2 en un segundo (ya que la energía se mueve solamente en la dirección radial). El flujo de energía por segundo es el producto de la intensidad por el área; por tanto:

$$I_1 S_1 = I_2 S_2 \quad (4.14)$$

Como las áreas S_1 y S_2 son proporcionales al cuadrado de sus radios, se obtiene

$$\frac{I_2}{I_1} = \frac{S_1}{S_2} = \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2 \quad (4.15)$$

Definiendo la cantidad de energía que pasa a través del área unitaria en la unidad de tiempo

$$I = E V, \quad (4.16)$$

se deduce que

$$\frac{I_2}{I_1} = \frac{E_2}{E_1} = \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2 \quad (4.17)$$

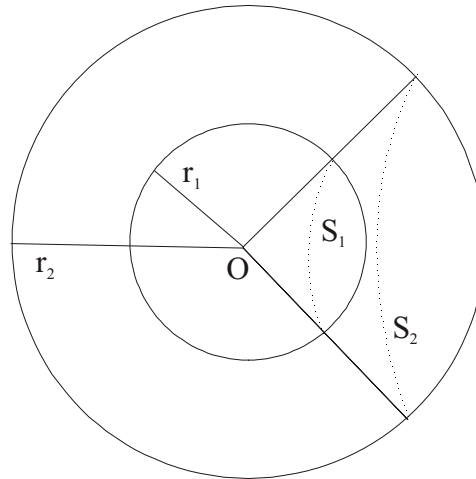


Figura 4.9: Frente de onda esférico divergente desde el centro O .

Así, la dispersión geométrica hace que la intensidad y la densidad de energía decrezcan inversamente al cuadrado de la distancia de la fuente (Newman, 1973). Esto se llama *divergencia esférica*.

Para comparar la pérdida por absorción con la pérdida de intensidad por dispersión geométrica, se pueden calcular la pérdida para diversas distancias desde un punto a 200 m de la fuente, suponiendo que $\zeta = 0.15\text{dB}/\ddot{e}$ y $v = 2.0\text{ km/s}$, de este modo y en escala logarítmica se obtiene:

$$\begin{aligned}
 \text{Absorción: Pérdida de intensidad en dB} &= 10 \log_{10}(I_0/I) = \\
 \text{Como } I &= EV = \frac{1}{2} \dot{n} V \dot{u}^2 A^2 \text{ (ec. 4.1)} \\
 &= 10 \log_{10}(A_0/A)^2 = 20 \log_{10}(A_0/A) = \\
 \text{como } A &= A_0 e^{-\eta x} \text{ (ec. 4.12) y } \zeta = 0.15/\ddot{e} \\
 &= 20 \log_{10}(e^{0.15x/\ddot{e}}) = 1.3 x/\ddot{e} = \\
 \text{como } \ddot{e} &= vt = v t^{-1} \text{ y } x = x_s - 200 \\
 &= 1.3/2000 (x_s - 200) \text{ í} \quad \quad \quad \mathbf{(4.18)}
 \end{aligned}$$

$$\text{Dispersión : Pérdida de intensidad en dB} = 10 \log_{10}(I_0/I) =$$

$$\begin{aligned}
 \text{como } \frac{I_0}{I} &= \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \text{ (ec. 4.17)} \\
 &= 10 \log_{10}(x_s/200) \quad \quad \quad \mathbf{(4.19)}
 \end{aligned}$$

	<i>Distancia desde el punto de tiro (x_s)</i>				
	<i>Frecuencia</i>	<i>200 m</i>	<i>2200 m</i>	<i>4200 m</i>	<i>8200 m</i>
Absorción	1 Hz	0.075 dB	0.15 dB	0.3 dB	0.6 dB
	3 Hz	0.22 dB	0.45 dB	0.9 dB	1.8 dB
	10 Hz	0.75 dB	1.5 dB	3 dB	6 dB
	30 Hz	2.2 dB	4.5 dB	9 dB	18 dB
	100 Hz	7.5 dB	15 dB	30 dB	60 dB
Dispersión	todas	16 dB	21 dB	26 dB	32 dB

Tabla IV-IV: Pérdida de energía por absorción y dispersión para un coeficiente de absorción $\zeta = 0.15$ dB/ \ddot{e} , y una velocidad $v = 2.0$ km/s.

En la Tabla IV-IV se muestra que las pérdidas por dispersión son más importantes que las pérdidas por absorción para frecuencias bajas y distancias cortas, que es nuestro caso. En particular el rango de frecuencia de la señal sísmica para un offset de 145 m está entre 10 y 40 Hz. A medida que aumentan la frecuencia y la distancia, las pérdidas por absorción aumentan y eventualmente se tornan dominantes.

Por tanto en este estudio no se aplicarán correcciones por absorción en la sección sedimentaria, pero en cambio se harán correcciones por pérdidas de energía por divergencia esférica. En concreto, las correcciones se realizarán en función de la inversa de la distancia ($1/r$), donde la r se estimará a partir de las velocidades v_{RMS} de stack y el tiempo de recorrido de la onda.

4.8.2.4 Cálculo del coeficiente de reflexión del fondo oceánico

Una vez aplicada la corrección por divergencia esférica, simplemente se calcula el cociente entre los valores absolutos de las amplitudes del múltiple (canal 7) y la onda primaria (canal 1). La estimación se realiza para 13 tiros consecutivos, obteniendo el valor promedio y la desviación estándar.

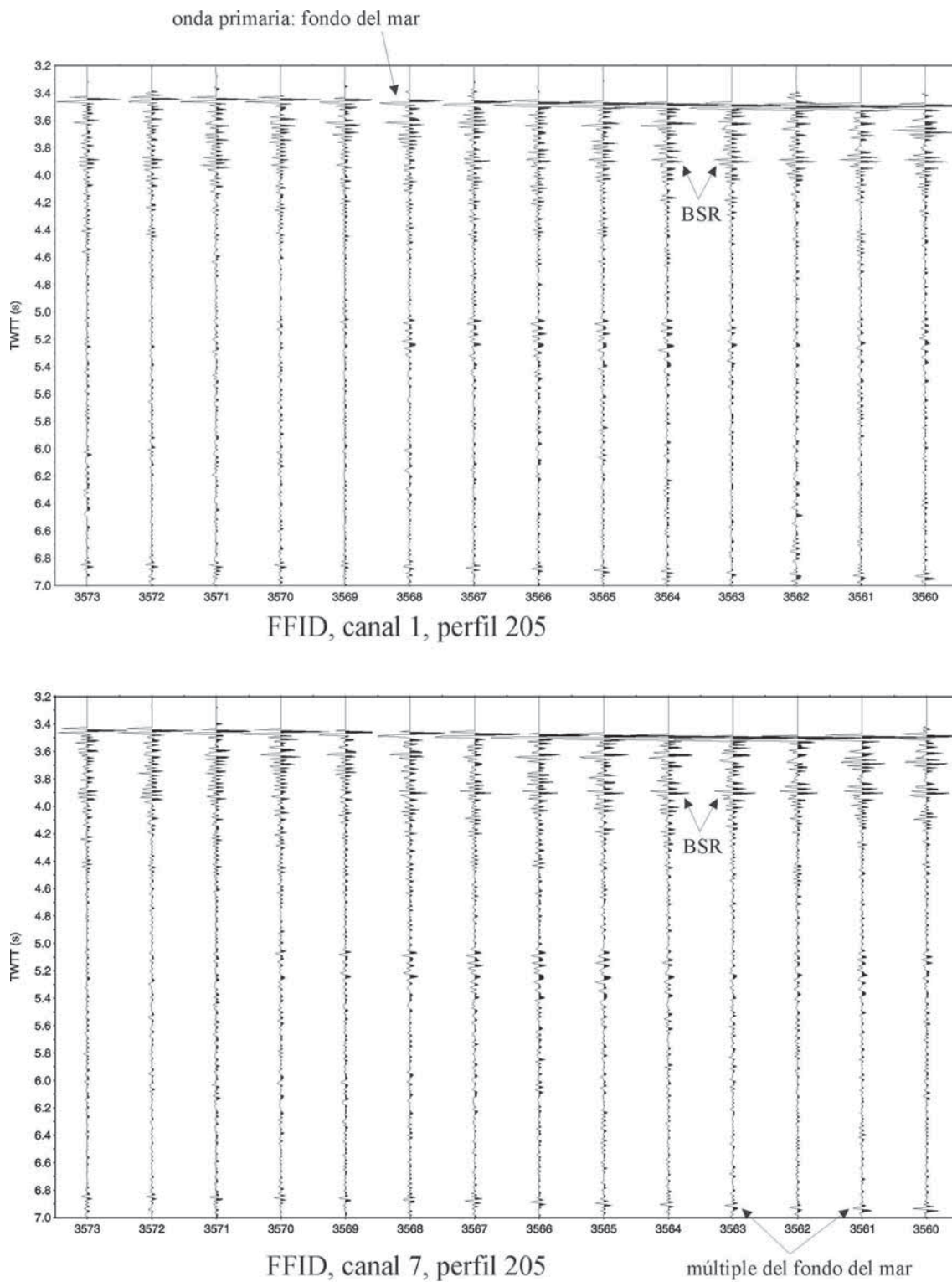


Figura 4.10: Trazas de los tiros 3560-3573 del perfil 205, tras aplicar la corrección por divergencia esférica. En el panel superior para el canal 1, y en el inferior para el canal 7. El reflector BSR se indica con flechas.

FFID	3573	3572	3571	3570	3569	3568	3567	3566	3565	3564	3563	3562	3561
R_{mar}	0.166	0.181	0.154	0.161	0.214	0.173	0.25	0.146	0.137	0.119	0.131	0.089	0.113

Tabla IV-V: Coeficientes de reflexión del fondo oceánico (R_{mar}), obtenidos como la razón entre las amplitudes de las trazas del múltiple del canal 7 y la amplitud del fondo oceánico del canal 1, de los registros FFID seleccionados del perfil 205.

De los registros seleccionados (3561 hasta 3573) se obtiene el coeficiente de reflexión promedio y su desviación estándar: $R_{\text{fondo oceánico}} = 0.157 \pm 0.022$

Este método de cálculo del coeficiente de reflexión ha asumido que el fondo oceánico es horizontal y suave, y que la profundidad del mar es mucho más grande en variaciones con el tamaño de la distancia emisor-receptor.

4.8.2.5 Cálculo del coeficiente de reflexión del BSR

Una vez obtenido el coeficiente de reflexión del fondo oceánico se deducirá una cota mínima del coeficiente de reflexión para el BSR. Asumiendo que entre el fondo oceánico y el BSR las reflexiones son despreciables, lo que concuerda con los valores de la Tabla IV-III, y con que los contrastes tanto de densidad como de velocidad son pequeños para la mayoría de las interfases que se encuentran (normalmente se refleja menos del 1% de la energía en cualquier interfase, Sheriff, 1991), se puede deducir a partir de la Fig. 4.11 la expresión del coeficiente de reflexión para el BSR (R_{BSR}):

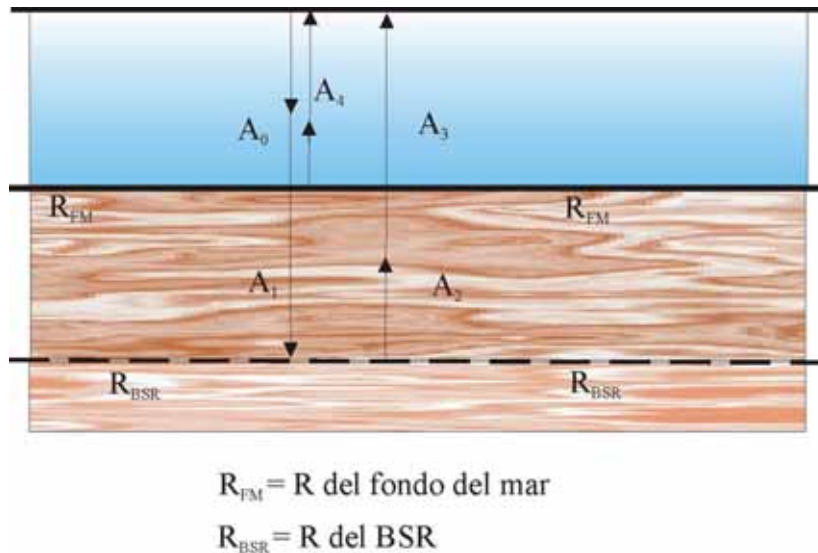


Figura 4.11: Esquema de una reflexión vertical donde se muestra la variación de la amplitud para cada una de las reflexiones y transmisiones de la energía.

$$R_{BSR} = \frac{A_2}{A_1} \quad (4.20)$$

Sabiendo que la parte que no se refleja es la que se transmite, entonces $A_2 = A_3 / (1 - R_{FM})$; $A_1 = (1 - R_{FM}) A_0$ y $A_0 = A_4 / R_{FM}$, que substituyendo en la ec. 4.20:

$$R_{BSR} = \frac{A_2}{A_1} = \frac{\frac{A_3}{(1 - R_{FM})}}{(1 - R_{FM}) A_0} = \frac{A_3}{(1 - R_{FM})^2 A_0} = \frac{R_{FM}}{(1 - R_{FM})^2} \frac{A_3}{A_4} \quad (4.21)$$

De los resultados obtenidos del canal 1 (Fig. 4.10), se puede extraer el cociente A_3/A_4 , que no es otra cosa que el cociente de las amplitudes de la onda registrada del BSR y la onda reflejada en el fondo oceánico (Tabla IV-VI)

FFID	3573	3572	3571	3570	3569	3568	3567	3566	3565	3564	3563	3562	3561
A_3/A_4	0.315	0.409	0.354	0.226	0.143	0.154	0.393	0.244	0.235	0.282	0.421	0.286	0.246

Tabla IV-VI: Cocientes entre las amplitudes del BSR y del fondo oceánico para los registros 3561-3573 del canal 1 del perfil 205

Al igual que se realizó anteriormente, se calcula el valor promedio y desviación estándar de A_3/A_4 , siendo:

$$\frac{A_3}{A_4} = 0.285 \pm 0.097$$

Aplicando la ec. 4.21 al resultado anterior, obtenemos:

$$R_{BSR} = \frac{R_{FM}}{(1 - R_{FM})^2} \frac{A_3}{A_4} = -0.067 \pm 0.034$$

Por tanto, se tiene ya los dos coeficientes de reflexión $R_{\text{Fondo oceánico}}$ y R_{BSR} :

$$R_{\text{Fondo oceánico}} = 0.16 \pm 0.02 \quad \text{y} \quad R_{BSR} = -0.07 \pm 0.03$$

El rango de valores para los coeficientes de reflexión para el fondo oceánico y el gas hidratado van de 0.17 hasta 0.21, y de -0.05 hasta -0.12 respectivamente (Tabla IV-VII). Este coeficiente de reflexión nos permite estimar la velocidad y densidad asociada con el BSR.

	Fondo oceánico	Gas hidratado	Δ %	N
Blake Outer Ridge*	0.21 ± 0.04	-0.12 ± 0.04	-21 ± 8	13
Oeste caribe, Panamá*	0.19 ± 0.05	-0.10 ± 0.04	-18 ± 8	11
Este Pacífico, Panamá*	0.18 ± 0.02	-0.05 ± 0.03	-10 ± 6	10
Este Pacífico, México*	0.17 ± 0.06	-0.08 ± 0.03	-14 ± 5	14
Este Pacífico, México, CORTES-P96	0.16 ± 0.02	-0.07 ± 0.03	-13 ± 5	13

Tabla IV-VII: Coeficientes de reflexión estimados para diversas zonas del continente americano, incluyendo las obtenidas en este trabajo. Δ % representa el cambio en el producto \bar{v} en la reflexión del gas hidratado (BSR) comparado con el producto \bar{v} del intervalo por debajo. N es el número de tiros. Nota: * coeficientes de Shipley y otros, 1982.

Las contribuciones relativas de la velocidad y la densidad en el coeficiente de reflexión del BSR pueden ser estimadas a partir de la ec. 4.8 de la impedancia,

$$R = \frac{v_2 \rho_2 - v_1 \rho_1}{v_2 \rho_2 + v_1 \rho_1}$$

Para ello se deberán estimar, primero, las velocidades y/o densidades de los dos medios. No tenemos la posibilidad de estimar las densidades al no poseer muestras del fondo marino, pero podemos estimar las velocidades convirtiendo las velocidades RMS de stack en velocidades de intervalo según el método de *smooth gradients*, aplicando la fórmula

$$v_i(t) = \left[\frac{d}{dt} (tv_{rms}^2(t)) \right]^{1/2} \quad (4.22)$$

Se ha realizado un análisis detallado del perfil de velocidades hasta los 4000 m de profundidad (Fig. 4.12), entre los cdp's 4100-4500 del perfil 205, así de manera gráfica se obtiene la velocidad de $v_1 = 1895$ m/s para los sedimentos de gases entre el fondo oceánico y el BSR, y de $v_2 = 1475$ m/s por debajo del BSR.

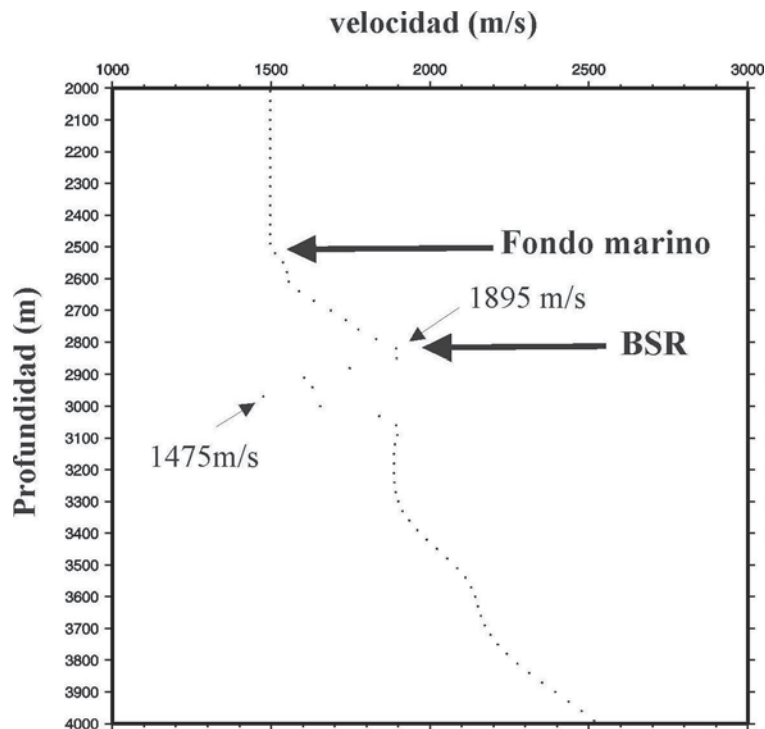


Figura 4.12: Perfil de velocidad de intervalo con la profundidad de las ondas P de la sección 205, entre los cdp's 4100-4500. Se ha utilizado la corrección NMO una vez convertidas las velocidades RMS de stack.

Estos datos pueden compararse con velocidades referenciadas (Wood y Gettrust, 2001) en Blake Ridge y Cascadia (Fig. 4.13), usando varias técnicas independientes como OBS, VSP (sonic log), DTAGS (Deep-tow acoustics / geophysics system) y sísmica multicanal. El resultado es una importante correspondencia entre los valores calculados en este trabajo y los valores publicados del BSR..

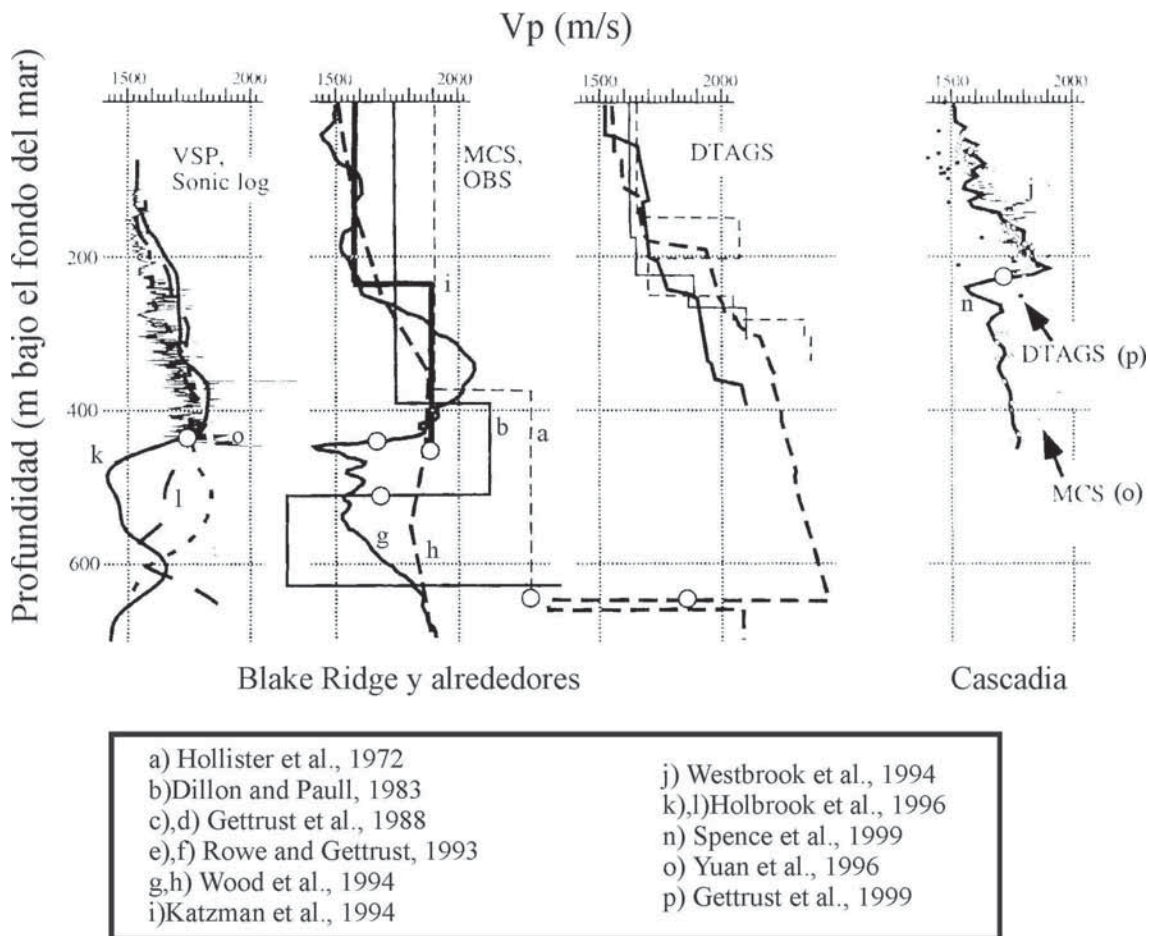


Figura 4.13: Función velocidad/profundidad de las ondas P, obtenida con distintas técnicas, en Blake Ridge, Bermuda Rise, y el margen de Cascadia. El reflector BSR, se localiza a diferentes profundidades bajo el fondo oceánico, y está marcado con círculos blancos donde se ha podido determinar (modificado de Wood y Gettrust, 2001).

Existe claramente una inversión de velocidad que está correlacionada con la reflexión anómala o BSR, como puede observarse en la Fig. 4.13. En la Tabla IV-VIII, se muestra una compilación de velocidades en distintos escenarios geográficos para los sedimentos con gases hidratados (Tabla IV-VIII):

Referencia	km/s	Método/Área
Stoll y otros, 1971	1.8-2.7	Experimento de laboratorio con arena gruesa
Hollister y otros, 1972	2.0-2.2	Sondeo en el Blake Outer Ridge asociado al BSR
Tucholke y otros, 1977	1.6-1.9	Sonoboyas de gran ángulo, en la costa este de EEUU y en el Blake Outer Ridge asociado al BSR
Shipley y otros, 1979	1.7	Moveout de reflexión, Costa Rica, Panamá y el Blake Outer Ridge asociado al BSR
	1.6	Moveout de reflexión en Nicaragua asociado al BSR.
	2.1	Moveout de reflexión en México asociado al BSR
Dillon y otros, 1980	>2.5	Moveout de reflexión, en el Blake Outer Ridge asociado al BSR.
Houtz, 1980	1.9	Sonoboyas de gran ángulo, en el Blake Outer Ridge (velocidades de intervalo calculadas para 600 m de sección)
Bartolomé, 2002, este trabajo	1.9	Moveout de reflexión, en México (20.5° N) asociado a BSR

Tabla IV-VIII: Velocidades estimadas de los sedimentos hidratados. Todas las velocidades son de intervalo desde el fondo oceánico hasta el BSR, excepto el caso de Stoll y otros, 1971.

Esta variabilidad de la velocidad es debida a los distintos procesos geológicos y metodologías de cálculo. En el caso de México sobre los 16°N (suroeste de Acapulco, DSDP Leg 66), Shipley y otros. (1979) considera que el valor alto de 2.1 km/s (Tabla IV-VIII) para los sedimentos entre el fondo oceánico y el BSR no puede utilizarse como indicador de las concentraciones de gases hidratados, ya que la sección ha sido afectada por deformación tectónica y pérdida de agua (*dewatering*) en los sedimentos, y refleja los efectos de los procesos de acreción en el prisma.

Una manera de estudiar las concentraciones de gases hidratados en el fondo oceánico y el BSR, cuando no se tienen medidas directas de muestras tomadas por sondeos, consistiría en comparar las velocidades de intervalo a la misma profundidad para zonas de la región sin BSR con las que contienen BSR, pero en nuestro caso no se

dispone de valores en el prisma de acreción o en el talud continental sin la presencia de BSR. Aunque no es posible restringir la función de densidad bajo el reflector en la ecuación de la impedancia 4.8, es posible delimitar las relaciones entre las densidades sobre y bajo el BSR, de manera que:

$$\frac{\rho_2}{\rho_1} = \frac{v_1(R+1)}{v_2(1-R)} = \frac{1.895(-0.07+1)}{1.475(1+0.07)} = 1.12$$

En el caso que nos ocupa, considerando los valores de $v_1=1.895$ km/s y $v_2=1.475$ km/s, y suponiendo una densidad de $\rho_1 = 1.9$ gr/cm³ para la capa superior al BSR que es la reportada en el Site 490 (DSDP Leg 66) en México, se obtendría una densidad $\rho_2 = 2.12$ gr/cm³. Ello implicaría que el gas libre no es requerido para apuntar el decrecimiento en la velocidad.

4.9 Gradiente térmico y condiciones de estabilidad del BSR

Durante la campaña CORTES-P96 no se obtuvieron medidas de gradiente térmico ni del flujo de calor, pero se dispone de datos publicados próximos a la zona de estudio. El gradiente térmico publicado es de 1.4°C/100m gracias a datos de flujo de calor (Langseth y von Herzen, 1970), que corregido por datos del sondeo DSDP Leg 66, proporciona un gradiente de 2.2°C/100m.

Este dato nos permitirá construir una relación P-T en el BSR para establecer las condiciones de estabilidad del gas hidratado.

4.9.1 Cálculo de la presión y la temperatura en el BSR: estabilidad del gas hidratado

El fondo oceánico de los cdp's 4100-4500 en la línea 205 se encuentra a una profundidad aproximada 2625 m (3.5 s TWT) y el BSR a unos 530 m (0.34s TWT) bajo el fondo oceánico. Sabiendo que el mínimo estimado para el gradiente hidrostático es de 99.7 atm/km de agua y de 0.1 atm/m de sedimentos, nos da una presión estimada de

$$P_{BSR} = 99.7 \frac{atm}{km} * 2.625km + 0.1 \frac{atm}{m} * 530m = 314.7atm$$

Por otro lado, siendo el gradiente térmico de $2.2^{\circ}C/100m$, y obteniendo una temperatura de $2.8^{\circ}C$ para una profundidad de 2625 m, deducida de función profundidad/temperatura para gases hidratados (Fig. 4.4) se obtiene una temperatura del BSR:

$$T_{BSR} = 2.8^{\circ}C + 2.2 \frac{^{\circ}C}{100m} * 530m = 14.5^{\circ}C$$

Comparando el par de valores $314.7atm/14.5^{\circ}C$ con los datos publicados para otros BSR (Fig. 4.14) se concluye que *el BSR observado en el perfil 205, y de características similares a los perfiles 201-204, se encuentra dentro del campo de estabilidad del gas metano hidratado, y no del gas no hidratado (agua+gas metano).*

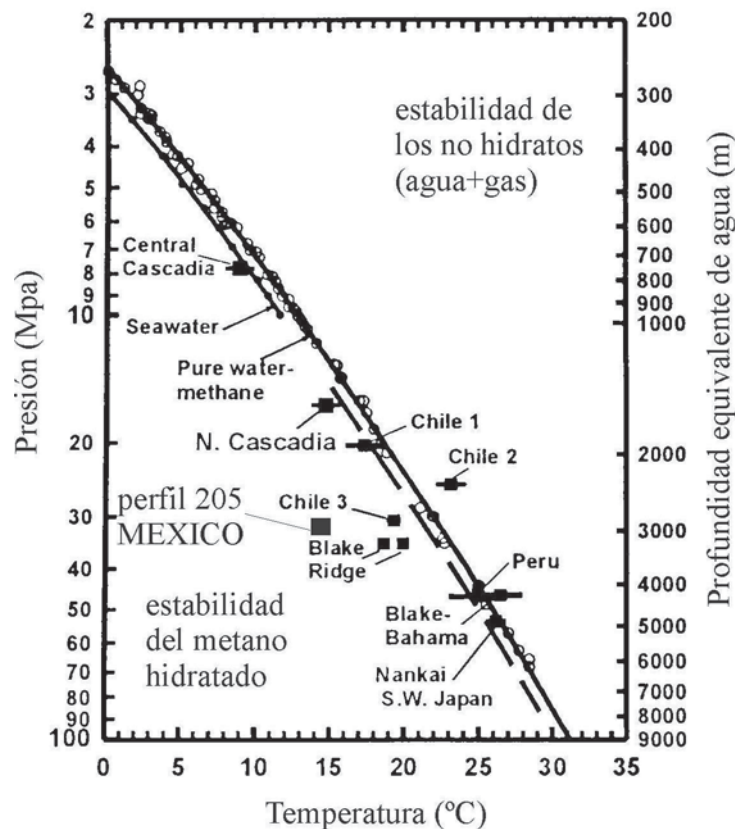


Figura 4.14: Función P-T para medidas estimadas de BSR en este trabajo (perfil 205) en comparación con medidas del ODP y medidas de laboratorio (círculos blancos) El

P-T estimado para el perfil 205 se encontraría en el campo de estabilidad del gas hidratado (Modificada de Hyndman y otros, 2001).

4.10 Descripción de los datos sísmicos que contienen BSR

Existen evidencias sísmicas de la presencia de gases hidratados a lo largo del margen mexicano (Shiple y otros, 1979). Estos sedimentos hidratados reducirían la permeabilidad de la sección superior, actuando como revestimiento que evitaría el escape del gas libre (Dillon y otros, 1980), mientras que las capas porosas inferiores canalizarían la migración ascendente de los fluidos compactados, compuestos por agua intersticial y gases disueltos de origen biogénico y/o petrogénico. Esta hidratación de los sedimentos sería el mecanismo para concentrar y acumular grandes cantidades de gas a profundidades someras. Posteriormente la sedimentación, elevaciones y/o deslizamientos de las unidades sedimentarias con contenido en hidratos, podrían cambiar las condiciones de presión y temperatura, dando lugar a la descomposición de los hidratos, la exsolución de gas, o la acumulación de gas en posiciones más someras.

4.10.1 Distribución del BSR en el margen oeste mexicano y origen del hidrato

La distribución de los perfiles sísmicos, aguas afuera de Bahía Banderas en puerto Vallarta, donde se ha localizado el BSR, es una zona de importantes aportes sedimentarios fluviales que han ocasionado una importante erosión, como se observa en la compleja batimetría de los cañones submarinos de Puerto Vallarta. En la Fig. 4.15 se muestran los perfiles sobre la batimetría de alta resolución, en la que se han marcado las zonas donde se ha localizado con claridad el reflector BSR, en el margen Oeste de la zona hemos identificado mediante anomalías de expansión oceánica la corteza relativamente joven (10- 8 Ma) generada en la dorsal del pacífico.

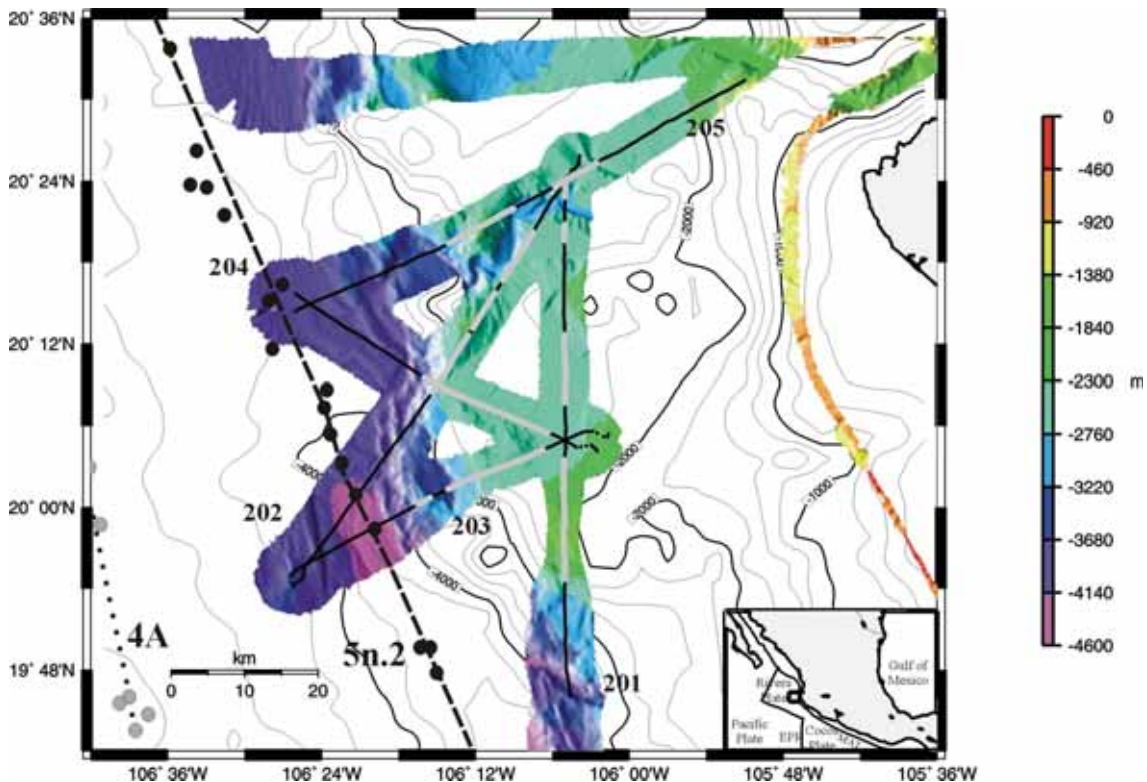


Figura 4.15: Localización de los perfiles 201-205 sobre la batimetría de alta resolución adquirida en la campaña CORTES-P96. Las secciones donde se ha identificado el BSR están marcadas por segmentos grises. La referencia de edad del fondo oceánico está definida por la anomalía magnética 5n.2 (9.92 Ma), señalada con segmentos discontinuos negros, y más hacia el Oeste por la anomalía magnética 4A (8.75 Ma) (isócronas magnéticas según de DeMets y otros, 2000).

La localización del BSR, se puede agrupar tanto en el muro interno de la fosa como en la plataforma continental, entre 40 y 100 km de distancia de la costa de Pto. Vallarta (20°24'N, 105°42'W). Este resultado concuerda con trabajos previos donde el BSR normalmente no se detecta en cuencas bien sedimentadas, o simplemente en zonas estratigráficamente bien sedimentadas. Todavía existe una importante discusión sobre la coexistencia de hidratos en ausencia de reflectores anómalos. Los hidratos pueden no estar presentes porque los sedimentos perfectamente depositados reducen la permeabilidad comparados con los sedimentos deformados y acretados (en nuestro caso, por la subducción de la placa de Rivera bajo la placa Norteamericana), inhibiendo así los fluidos verticales y el flujo de metano (Zuehlsdorff y otros, 2000). Otro escenario posible es el de la presencia de hidratos en la cuenca sedimentaria que, por subsidencia tectónica y deposición sufrirían un movimiento hacia abajo en la base del campo de estabilidad, de manera que la capa de gas sería transformada a hidrato y el BSR sería mucho más débil debido al menor contraste entre las velocidades (von Huene y Pecher, 1999).

Un ejemplo de los dos casos lo tenemos en el perfil 205, donde puede reconocerse perfectamente el BSR en el prisma de acreción (cdp 3200) y en los sedimentos acretados de la cuenca entre los cdp 4100-4500. En cambio, no es posible distinguirlo en la cuenca entre los cdp 4700-5600.

A continuación se presenta una Tabla con las características morfológicas del BSR de las secciones sísmicas estudiadas (Tabla IV-IX):

PERFIL	LONGITUD (Km)	TWT (s)	PROFUNDIDAD (m)
		BSR b.f.o.* (CDP)	BSR b.f.o.* / agua (CDP)
201	31	0.29 (8200)	248 / 1683 (8200)
202	26	0.26 (11500)	219 / 2612 (11500)
203	21	0.28 (2800)	238 / 2440 (2800)
204	18	0.28 (1200)	241 / 2575 (1200)
205	22	0.37 (4300)	311 / 2587 (4300)

Tabla IV-IX: Características morfológicas del BSR para los perfiles sísmicos multicanal estudiados. Valores de TWT b.f.o. y profundidad b.f.o. para las secciones en los CDP indicados. *Nota: b.f.o.= bajo el fondo oceánico

EL BSR identificado se pueden definir como poco profundo, ya que sus valores son inferiores a los 400 m b.f.o (Pecher y otros, 1998). Si el BSR es poco profundo indica que parte del metano añadido para la formación de los hidratos está producido debajo de la zona de estabilidad del hidrato (ZEH). El metano puede venir de dos zonas, por debajo del BSR o *in situ* (entre el fondo oceánico y el BSR). El metano que proviene de debajo del BSR ha sido transportado dentro de la ZEH, bien en forma de CH₄ disuelto en los poros de fluidos que ascienden, o bien en forma de burbujas de gas, también dentro de los fluidos que ascienden. Si se ha creado *in situ*, significa que la tasa de producción es suficientemente alta para producir la mínima concentración de metano que forma los gases hidratados.

Recientes estudios sugieren un último dato sobre el origen de la formación del gas hidratado en la naturaleza. Comúnmente se asume que proviene del metano en fase gaseosa (Sloan, 1990), pero existen evidencias de que estos gases hidratados pueden formarse también a partir del metano disuelto (Hyndman y David, 1992).

4.10.2 Estudio de la reflectividad en los sedimentos

Los reflectores BSR encontrados en los cinco perfiles sísmicos tienen básicamente el mismo patrón de reflectividad: alta frecuencia y gran amplitud. En cambio, la reflectividad sobre el BSR es remarcablemente baja (zona blanqueada, *blanqued zone*) visible a lo largo de todo el perfil 202, 203 y 204, tanto en la sección stackada como migrada, y en la sección stackada del perfil 201. En el caso de la sección migrada del 201 y en el stack y migración del perfil 205 no se observa, no porque no exista, sino porque se ha aplicado una ganancia para poder igualar las intensidades de los reflectores del paquete sedimentario y así poder visualizar las estructuras de los mismos. Esta zona blanqueada no es única del margen oeste mexicano: Korenaga y otros, (1997) también la ha descrito en el Blake Ridge (margen sureste EEUU) y ha sido atribuida a los sedimentos hidratados (Dillon y otros, 1993) presentes entre el fondo oceánico y el reflector BSR. Los cambios relativos en la reflectividad suelen usarse para evaluar la importancia del blanqueo sobre el BSR. Para ello son necesarios estudios de sísmica de alta resolución y datos del entorno de la zona donde no hay reflector

anómalo para evaluar cuantitativamente si los valores son altos o bajos respecto a los sedimentos de la misma área sin hidratos.

Por otro lado, entre los cdp 300-600 del perfil 204 a 3.6 s TWT, 11600-12200 del perfil 202 a 3.6s TWT, 3100-3200 del perfil 203 a 3.8 s TWT, y la zona correspondiente a los puntos de corte de las secciones 202 y 203 y 204 (cdps 4500-5000 y 7200-8200) en el perfil 201, se produce un crecimiento de la reflectividad bajo el BSR. La sección 205 no se utilizará para el estudio de la reflectividad al tener modificadas las amplitudes de los reflectores con una ganancia.

Además, si extrapolamos los valores de las velocidades de intervalo para el BSR obtenidas del estudio del perfil 205 al resto de los perfiles, donde (Fig. 4.12) observamos una baja velocidad de ~ 1.4 km/s bajo el BSR, esta baja velocidad refleja, según, Korenaga y otros, (1997), la presencia de gas libre con baja saturación (<10%).

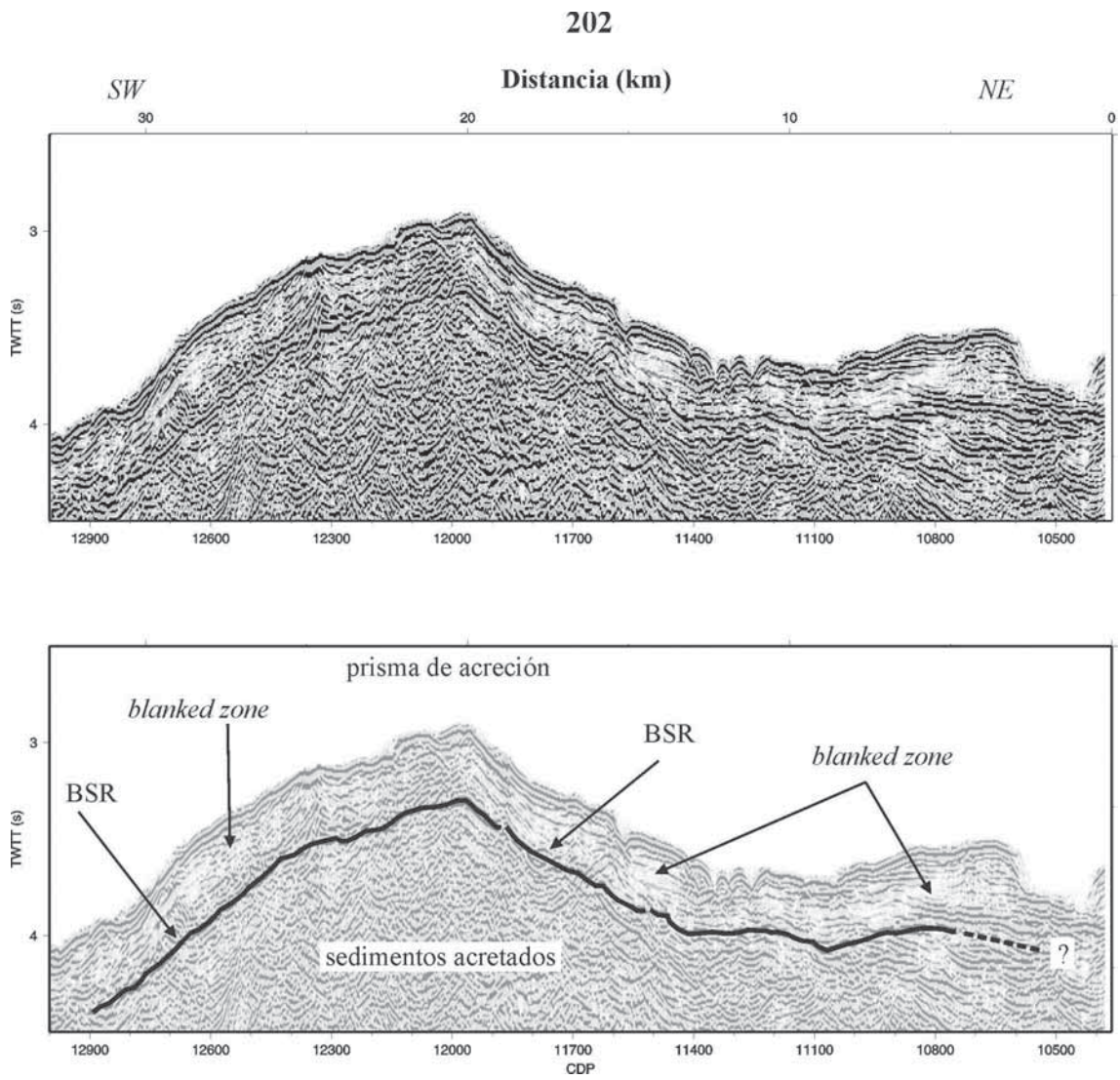
De los datos analizados se infiere que el aumento de la reflectividad bajo el BSR corresponde a la zona que soporta el gas (*gas bearing zone*). No obstante, el estudio de la *blanqued zone* requiere del análisis de la reflectividad en cada capa para ver si es una zona blanqueada respecto de las capas inferiores, o simplemente es un efecto relacionado con la baja reflectividad general del área de estudio. Para ello se requiere de datos de reflectividad, normalmente aportados por muestras marinas y/o sondeos, para toda la zona, datos que normalmente solo están disponibles donde existe un sondeo ODP..

4.10.3 Destrucción del BSR por derrumbamientos y expulsión vertical de fluidos

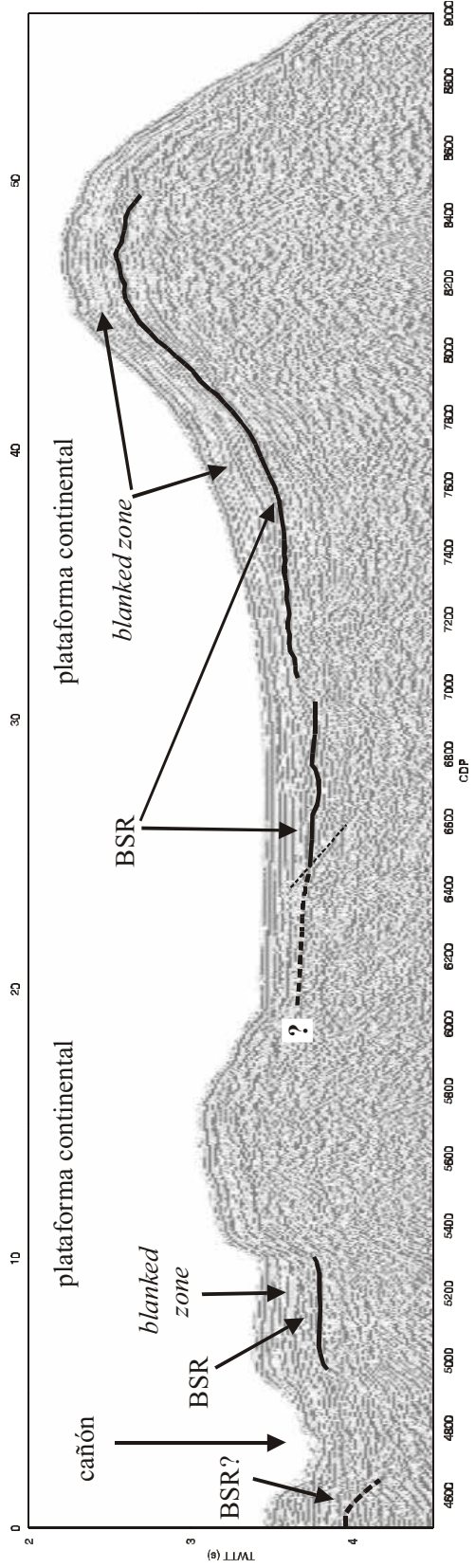
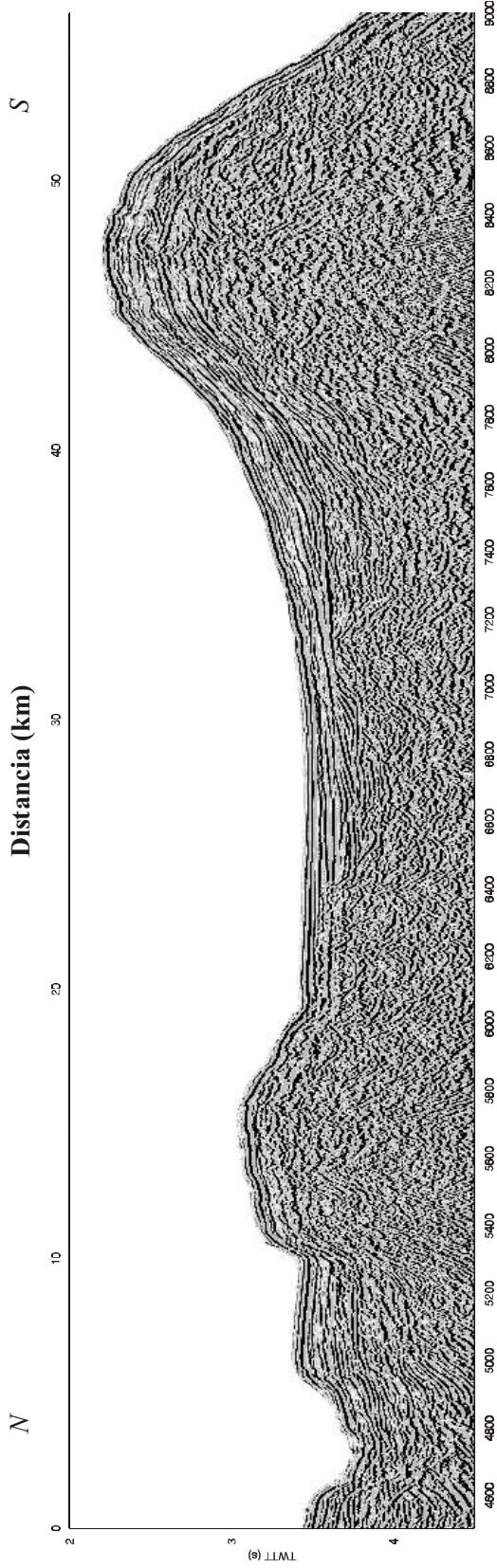
El BSR no puede reconocerse en las áreas afectadas por derrumbamientos. Esto puede observarse en el perfil 202 en el CDP 13100, en el perfil 203 en el CDP 1700 y en el perfil 205 en el CDP 3000 (Fig. 8.1). La destrucción de la estratificación original y la fuga del fluido que se encontraba sobre-presurizado daría lugar al escape del gas libre y la desaparición del BSR.

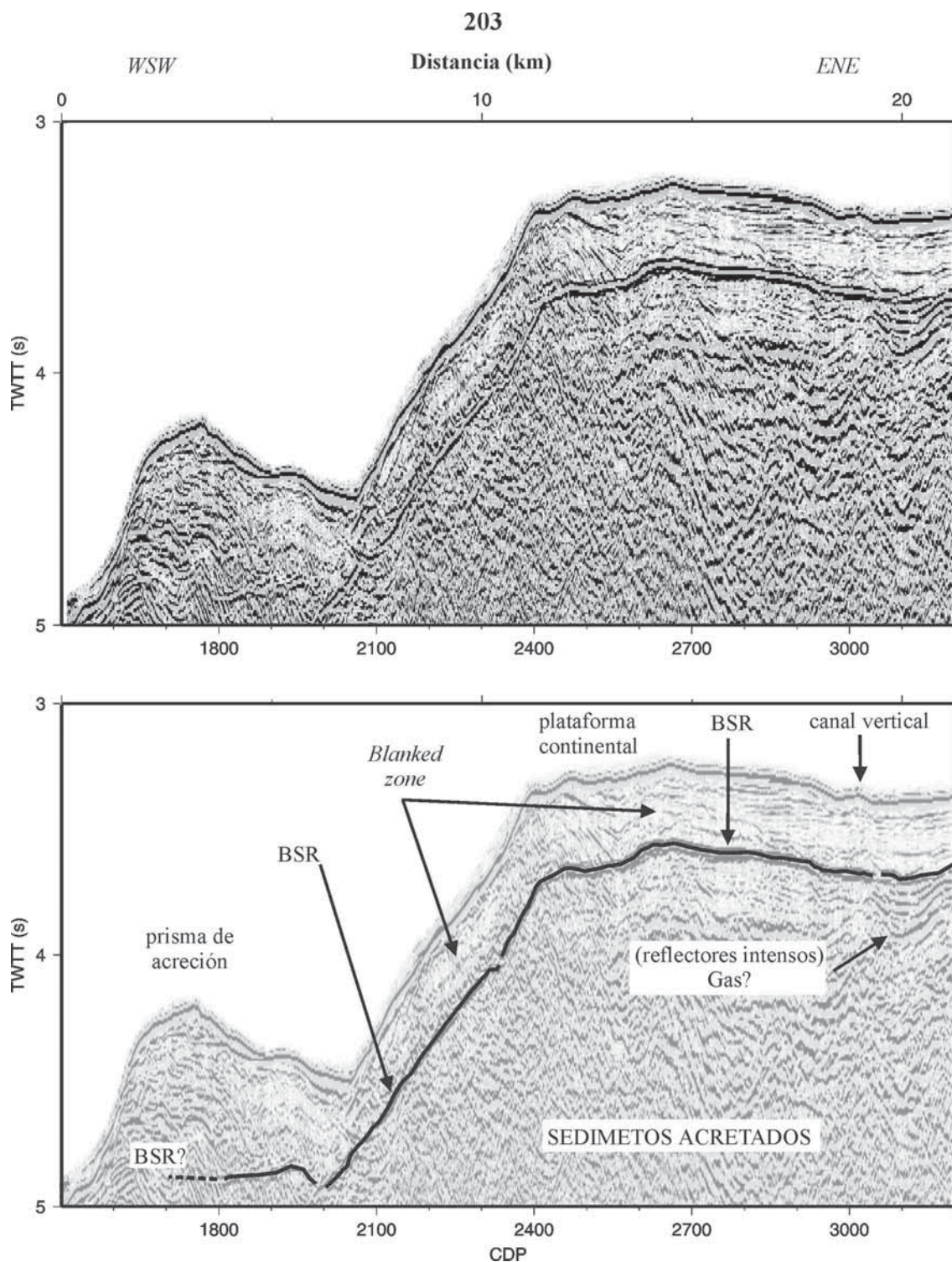
Por otro lado, se han identificado un número de zonas blanqueadas verticales y estrechas cerca del fondo oceánico y hacia el BSR, que a falta de perfiles de sismica de

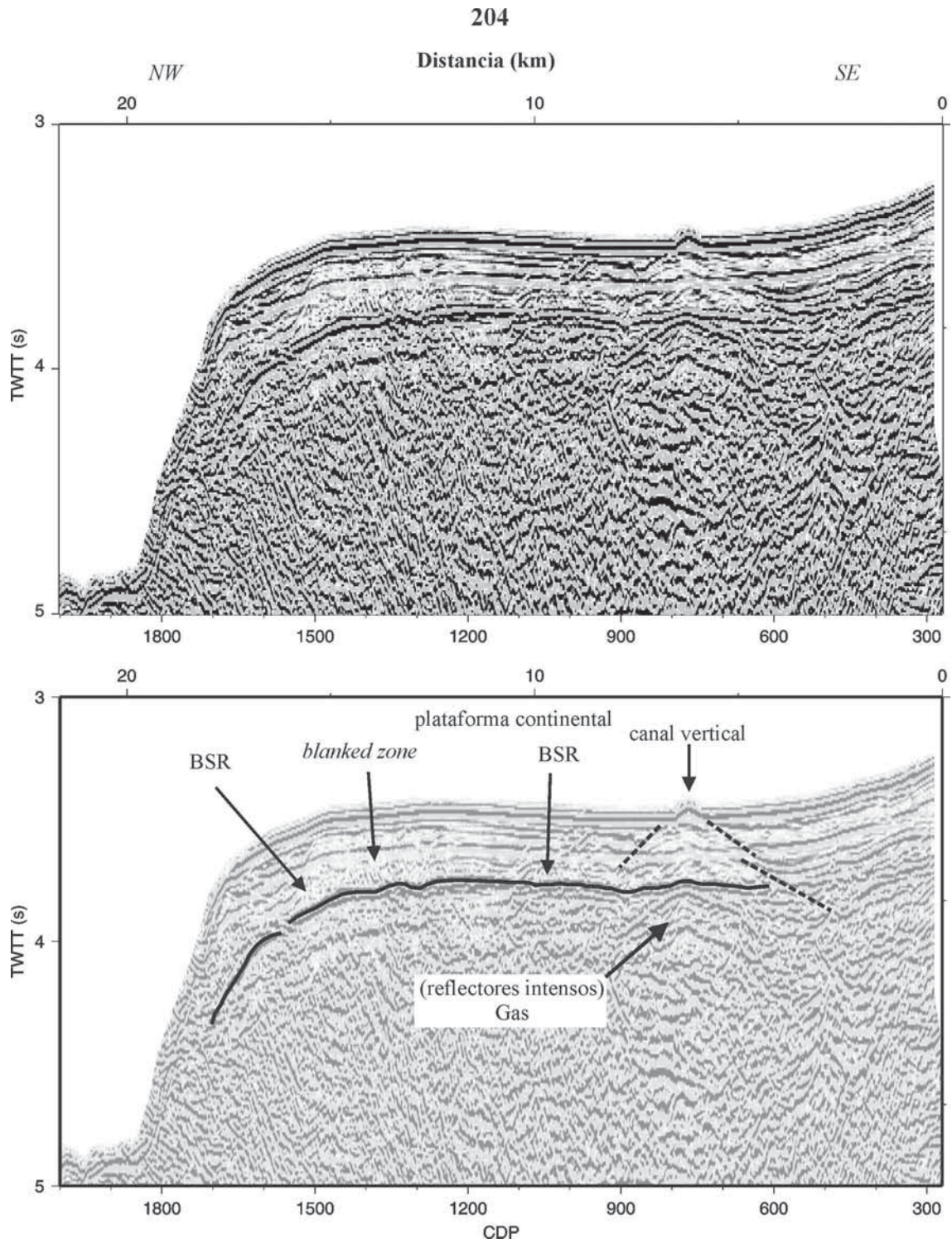
alta resolución, podrían representar canales de expulsión de fluidos (cdp 800, perfil 204; cdp 2900, 3000, 3100, perfil 203). Un factor importante que lo corrobora es el hecho de encontrar reflectores de gran amplitud (alta intensidad) en algunas de estas zonas blanqueadas verticales, justo debajo del BSR. Esta alta reflectividad podría indicar concentraciones de gas libre bajo el BSR, que alimentarían los canales verticales. La expresión en la superficie de estos canales es en algunos casos, como en el perfil 204, una pequeña elevación, y entre la superficie del fondo marino y el BSR pueden detectarse pequeñas fallas y/o fracturas que actuarían como conductos que focalizarían la expulsión de los fluidos y el gas metano. Estos conductos de expulsión de fluidos y gas también han sido detectados en otras áreas como en el norte de Cascadia (entre el norte de California y la isla de Vancouver) por Hyndman y otros. (2001) con datos del ODP Leg 146 y sísmica de reflexión de alta resolución (3.5 kHz *sub-bottom profiling*), donde se muestra además como estos canales están unidos formando estructuras tridimensionales del tipo anillos, con diámetros de 500 m, a profundidades de 40 m sobre la zona blanqueada vertical.



201







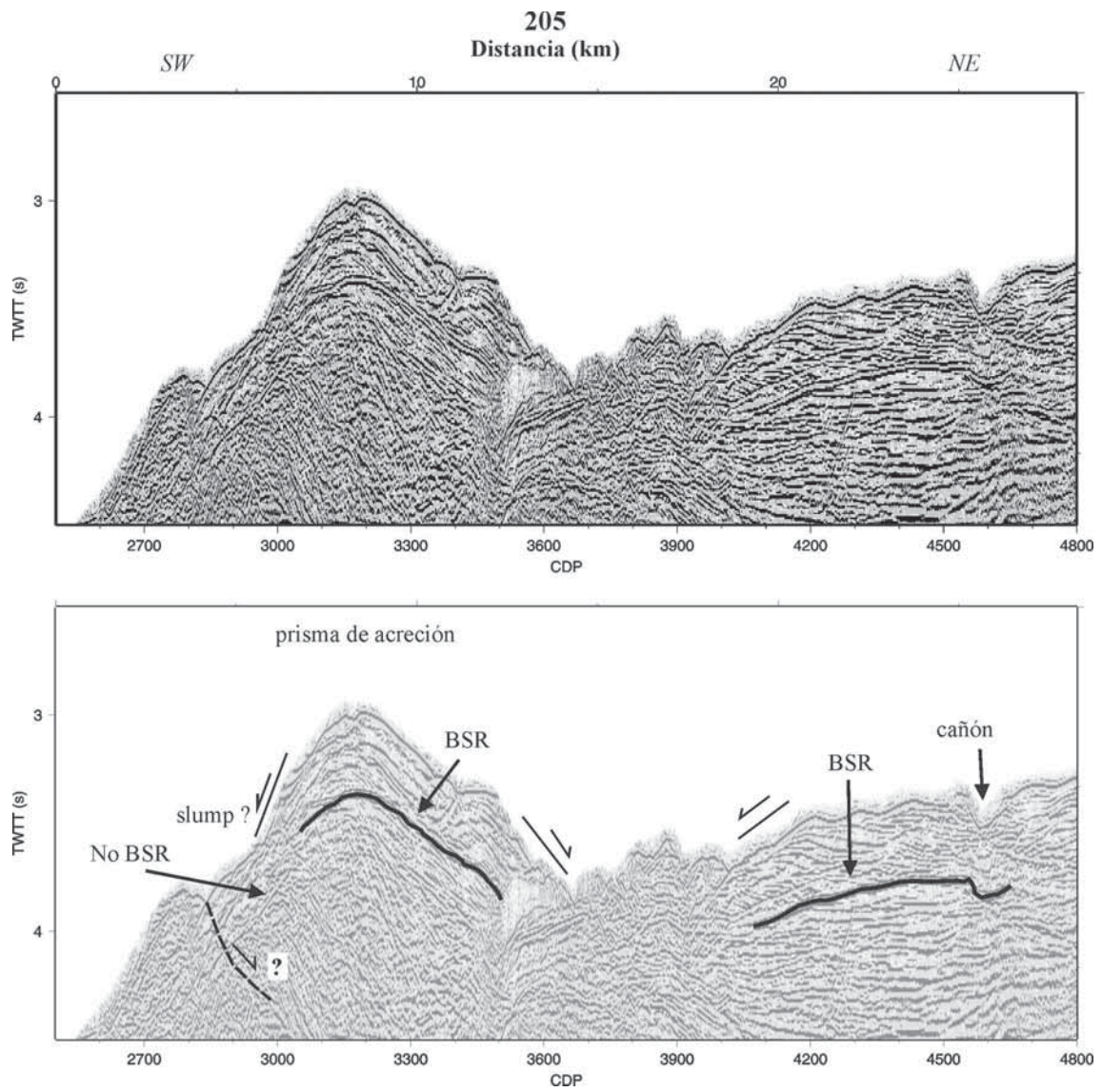


Figura 4.16: Interpretación de las secciones sísmicas donde se ha localizado el BSR.

