# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

## PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA

FACULTAD DE INGENIERÍA

# CARACTERIZACIÓN SÍSMICA DE HIDRATOS DE METANO Y GAS LIBRE EN EL GOLFO DE MÉXICO

## T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

## MAESTRO EN INGENIERÍA

PETRÓLEO Y GAS NATURAL – EXPLORACIÓN

P R E S E N T A :


## ALFONSO REYES PIMENTEL

TUTOR:
**ROCÍO NEGRETE CADENA**


**2011**

**JURADO ASIGNADO**

Presidente: **Dr. Guillermo Pérez Cruz**

Secretario: **Dr. Martín Cárdenas Soto**

Vocal: **M. en C. Rocío Negrete Cadena**

1er. Suplente: **Dr. Sergio Chávez Pérez**

2do. Suplente: **Dr. Carlos Mortera Gutiérrez**

FACULTAD DE INGENIERÍA, CIUDAD UNIVERSITARIA.
MÉXICO, D.F.

**TUTOR DE TESIS:**

ROCÍO NEGRETE CADENA



_____

"2011, Año del Turismo en México".

PEMEX
EXPLORACION Y PRODUCCION ®

Oficio

| | | | |
|---|---|---|---|
| | | Fecha | 23 de mayo de 2011 |
| Remitente | **Subdirección Técnica de Exploración** | Número | PEP-STER-GTE-427-2011 |
| Destinatario | **Ing. Manuel Terán García**<br>**Adminstrador del Activo de Exploración Golfo de México Norte.** | Antecedentes:<br>Número(s):<br>Número único de expediente:<br>Fecha(s): | <br><br>PEP-SRN-AEGMN-CPAP-318-2011<br>8 de abril de 2011 |
| Asunto: | Autorización para publicar tesis profesional. | Anexo | ☐ |

Con referencia al oficio citado en antecedente, en el cual se solicita la anuencia de esta Subdirección para publicar el trabajo de tesis que se describe a continuación:

| | |
|---|---|
| **Título:** | "Caracterización Sísmica de Hidratos de Metano y Gas Libre en el Golfo de México" |
| **Autor:** | Alfonso Reyes Pimentel |
| **Publicación:** | Tesis para obtener el grado de Maestro en Ingeniería. Programa de Maestría y Doctorado en Ingeniería en Exploración y Explotación de Recursos Naturales, Universidad Nacional Autónoma de México. |
| **Fecha límite de registro:** | 06 de Mayo de 2011. |

Me permito hacer de su conocimiento que se autoriza la publicación, sin embargo se reitera de la manera más atenta, se omita información que identifique el nombre y ubicación real de los pozos, datos de producción, imágenes del subsuelo que identifiquen estructuras geológicas importantes en aguas profundas del Golfo de México y cualquier otra información que pueda considerarse de carácter estratégico.

Aprovecho la ocasión para enviarle un cordial saludo.

Atentamente,

J. Antonio Escalera Alcocer
Subdirector

Elaboró: GMO/PMC/CH/elp

## DEDICATORIA

A mi esposa Itzel por aventurarte conmigo en este viaje sin destino. El camino tiene sentido a tu lado. Soy afortunado por compartir mi vida contigo. Te amo.

A mis papás, hermanas y sobrinitos por ser mi gran orgullo. Por ser la fuente donde recobrar energía. Donde yo estoy también ustedes. Mis logros son suyos. Sin importar lo que suceda siempre serán mi familia.

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco a mis sinodales:

M. Rocío Negrete por tu amistad y apoyo. Y por darme entrada al proyecto en donde me apoyaron para poder realizar el presente trabajo.

Dr. Martín Cárdenas por ser un excelente profesor, jefe y amigo desde hace mucho tiempo.

Dr. Sergio Chávez por tu gran paciencia, disposición, recomendaciones y consejos profesionales y de amigo.

Dr. Carlos Mortera por su esmero y dedicación en la revisión de la tesis y por los valiosos comentarios y consejos.

Dr. Guillermo Pérez por compartir su conocimiento y experiencia, y por sus valiosos comentarios.

A todo el equipo del CPAP de PEMEX por haberme dado la oportunidad de integrarme con ustedes, por su conocimiento, comentarios, apoyo, confianza y especialmente por su amistad.

A PEMEX por permitirme desarrollarme profesionalmente, por las facilidades para realizar este trabajo, y por lo que representa para México.

A CONACYT por la beca otorgada durante mis estudios.

Soy orgullosamente puma formado en la Facultad de Ingeniería de la UNAM.

# ÍNDICE

**Resumen** ..... **12**

**1. Introducción y metodología** ..... **14**
1.1 Antecedentes sobre hidratos de metano ..... **15**
1.2 Descomposición espectral ..... **28**
1.3 Amplitud versus ángulo (AVA) ..... **29**
1.4 Velocidades sísmicas ..... **30**

**2. Rasgos de reflexión sísmica** ..... **33**
2.1 Cuerpo Somero Anómalo (CSA) ..... **33**
2.2 Análisis de espesores temporales ..... **34**
2.3 Continuidad de reflectores en el CSA ..... **34**
2.4 Análisis del fondo marino ..... **35**
2.5 Presencia de BSR ..... **36**
2.6 Amplitudes sísmicas en la zona de hidratos ..... **38**
2.7 Chimeneas de gas ..... **39**
2.8 Puntos planos ..... **41**

**3. Descomposición espectral** ..... **42**
3.1 Chimeneas de gas ..... **44**
3.2 Sombras de gas ..... **47**
3.3 Efecto de sintonía ..... **48**

**4. Análisis AVA (Amplitud versus ángulo)** ..... **50**

**5. Análisis de velocidades sísmicas** ..... **53**
5.1 Velocidades de intervalo del cubo HDVP ..... **53**
5.2 Curva de compactación normal ..... **55**
5.3 Modelo de velocidad secundaria ..... **56**
5.4 Estimación de saturaciones de hidratos de gas y gas libre ..... **58**

**6. Integración de resultados** ..... **63**

**Apéndice A.** Teoría sobre descomposición espectral ..... **66**
**Apéndice B.** Teoría sobre análisis de amplitud versus ángulo (AVA) ..... **78**
**Apéndice C.** Teoría sobre análisis de velocidades sísmicas ..... **82**

**Referencias** ..... **91**

# ÍNDICE DE FIGURAS

***Figura 1.1*** *Ejemplos de muestras de hidratos de gas. A: Cuerpo de hidratos de gas (Rack, 2003). B: Núcleo de sedimentos marinos con hidratos de gas masivos (Collet, et al., 2006). C: Ejemplo de hidratos de gas diseminados en una arenisca porosa (Boswell, et al., 2006).*

***Figura 1.2*** *Diagramas sobre hidratos de gas. A: Estructura cristalina de los hidratos de gas (Modificado de Dutta, et al., 2009). B: Proporción de gas y agua en los hidratos de gas (Modificado de Rack, 2003).*

***Figura 1.3*** *Condiciones para la formación de hidratos de gas en presencia de gases pesados y sales disueltas (Modificado de Max, et al., 2006).*

***Figura 1.4*** *Modelos petrofísicos de hidratos de gas en sedimentos marinos (Modificado de Dai, et al., 2004).*

***Figura 1.5*** *Condiciones de estabilidad de los hidratos de gas y definición de la zona de estabilidad de los hidratos de gas en sedimentos marinos (Modificado de Rack, 2003).*

***Figura 1.6*** *Relación de la zona de estabilidad de los hidratos de gas en sedimentos marinos con el tirante de agua (Modificado de Rack, 2003).*

***Figura 1.7*** *Relación de velocidad de onda P con la presencia de hidratos de gas y gas libre en los sedimentos marinos.*

***Figura 1.8*** *Ejemplos de BSR y blanqueamiento sísmico A: Max, et al., 2006. B: JNOC-TRC. C: Rocha-Legorreta, 2009.*

***Figura 1.9*** *Acumulación de gas libre y de hidratos de gas asociados a la batimetría del fondo marino (Modificado de Max, et al., 2006).*

***Figura 1.10*** *BSR discontinuo en intercalaciones de capas inclinadas (Modificado de Max, et al., 2006).*

***Figura 1.11*** *Ejemplo de doble BSR en Japón Nankai Through (JNOC-TRC).*

***Figura 1.12*** *Acreción del fondo marino y su relación con las acumulaciones de hidratos de gas y gas libre (Modificado de Max, et al., 2006).*

***Figura 1.13*** *Ejemplo de flujo de gas a través de la zona de estabilidad de los hidratos de gas y estructuras del fondo marino (Rocha-Legorreta, 2009).*

***Figura 1.14*** *Diagrama del paso de fluidos a altas temperaturas a través de la zona de estabilidad de los hidratos de gas (Modificado de Rack, 2003).*

***Figura 1.15*** *Modificación de la base de la zona de estabilidad de hidratos de gas y acumulaciones asociadas al flujo de gas (Modificado de Max, et al., 2006).*

***Figura 1.16*** *Ejemplos de deflexión de reflectores en zonas con hidratos de metano y gas libre. A: Ejemplo de pull-up por HDRZ (modificado de Cowley, et al., 2000). B: Ejemplo de*

*pull-down por la presencia de gas libre a lo largo de una chimenea (Max, et al., 2006). C: Ejemplo de pull-up asociado a la presencia de hidratos de gas (Hien, et al., 2010).*

***Figura 1.17*** *Aplicación de descomposición espectral en zonas con hidratos de gas y gas libre (Oliveira, et al., 2010). A: sección sísmica. B: sección a 14 Hz, la zona con altas amplitudes fue interpretada como una acumulación de gas. C: sección a 46 Hz, se identificaron algunas anomalías debajo del BSR que pueden estar asociadas a la presencia de gas libre.*

***Figura 1.18*** *Análisis de atributos sísmicos en una acumulación de gas libre e hidratos de gas (Taylor, et al., 2000)*

***Figura 1.19*** *Resultados obtenidos por Ecker et al., (2000) en el cálculo de saturación de hidratos de gas y gas libre a partir de las velocidades sísmicas de onda P.*

***Figura 2.1*** *Disposición de la anomalía de amplitud en un corte en tiempo.*

***Figura 2.2*** *Disposición de la anomalía de amplitud en sección transversal.*

***Figura 2.3*** *Interpretación de horizontes sobre y debajo de la anomalía de amplitud para analizar la variación de espesores en la zona de estudio.*

***Figura 2.4*** *Continuidad de los reflectores sísmicos en la anomalía y variación en la amplitud sísmica.*

***Figura 2.5*** *Batimetría del fondo marino (izquierda) y sección sísmica (derecha). El color rojo en el mapa del fondo marino representa menor profundidad y el azul mayor profundidad.*

***Figura 2.6*** *Sección transversal con BSR. La ubicación de la sección se muestra en la Figura 2.5.*

***Figura 2.7*** *Cima del CSA como BSR y posibles acumulaciones de gas libre y de hidratos de metano.*

***Figura 2.8*** *Chimeneas de gas en la parte central del CSA.*

***Figura 2.9*** *Interpretación de las características asociadas a las chimeneas de gas. A la izquierda se muestra la sección sísmica original. A la derecha se observa la interpretación, la nomenclatura es explicada en la Figura 2.15.*

***Figura 2.10*** *Posibles puntos planos en la base del CSA*

***Figura 3.1*** *Comparación de la respuesta en frecuencia de una traza sin ganancia (izquierda) y con ganancia (derecha). Debajo de cada traza se muestra su espectro de amplitud. Abajo de cada espectrograma se muestran los espectros de amplitud de diferentes muestras indicadas por las líneas horizontales punteadas sobre las trazas. La sección sísmica muestra la posición de la traza sísmica y de las principales características analizadas sobre ella.*

***Figura 3.2*** *Sección sísmica característica del cuerpo somero anómalo y espectrogramas de tres trazas sísmicas.*

***Figura 3.3*** *Atenuación de altas frecuencias asociada a la presencia de las chimeneas de gas.*

***Figura 3.4*** *Comparación de amplitudes a diferentes frecuencias. A: Secciones sísmicas a 5 Hz y de amplitud RMS. B: Geocuerpos extraídos a 5 Hz y con amplitud RMS.*

***Figura 3.5*** *Anomalías de amplitud en bajas frecuencias interpretadas como sombras de gas.*

***Figura 3.6*** *Interpretación del efecto de sintonía en el cuerpo somero anómalo. Las líneas punteadas indican la posición de la cima y base de la anomalía somera. Conforme aumenta la frecuencia, las altas amplitudes (rojos) en el CSA se desplazan hacia sus extremos, como en un modelo de cuña.*

***Figura 4.1*** *Atributo AVO de intercepto por gradiente en el CSA. Los colores cálidos son valores positivos, que corresponden con los cuadrantes I y III del gráfico cruzado de intercepto y gradiente.*

***Figura 4.2*** *Análisis AVA de tres gathers sísmicos. Su posición con respecto al CSA se indica en la Figura 4.1*

***Figura 4.3*** *Definición de clases AVA en la zona del CSA.*

***Figura 4.4*** *Geocuerpo generado por la opacidad de los cubos de intercepto y gradiente. Se observa que el CSA corresponde principalmente con una anomalía AVA clase III*

***Figura 5.1*** *Posición del cubo de velocidad HDVP con respecto a la posición del CSA. También se muestra el comportamiento de las velocidades sísmicas en la zona con amplitudes anómalas.*

***Figura 5.2*** *Curvas de velocidad HDVP extraídas del cubo de velocidad de intervalo.*

***Figura 5.3*** *Metodología para el cálculo de la curva de velocidad de compactación normal y del modelo de velocidad de compactación normal.*

***Figura 5.4*** *Cálculo del modelo de velocidad secundaria.*

***Figura 5.5*** *Comportamiento de la velocidad de intervalo HDVP y la velocidad secundaria. Arriba a la derecha se muestra un diagrama de una acumulación estructural de hidratos de gas (modificado de Dutta, et al., 2009).*

***Figura 5.6*** *Geocuerpos extraídos del modelo de velocidad secundaria.*

***Figura 5.7*** *Cálculo de la curva de porosidad de compactación normal.*

***Figura 5.8*** *Cálculo de la curva de saturación de agua (en el caso de gas libre) para una de las 25 curvas de velocidad HDVP extraídas para el análisis.*

***Figura 5.9*** *Curvas de saturación para los 25 puntos de análisis.*

***Figura 5.10*** *Gráfica cruzada de saturación (de hidratos o gas) y velocidad secundaria, con funciones de aproximación. Línea sísmica con modelo de saturación.*

***Figura 6.1*** *Traza sísmica G-3 con un resumen de la caracterización sísmica.*

***Figura A.1*** *Comparación de un espectro de amplitud (derecha) con un espectrograma (centro) para una señal sísmica de reflexión (izquierda). El espectrograma fue calculado empleando transformada de ondícula continua.*

***Figura A.2*** *Diagrama sobre el cálculo de la transformada de Fourier por ventanas STFT para obtener un espectrograma.*

***Figura A.3*** *Cálculo de descomposición espectral y cubos de sintonía (Modificado de Partyka, et al., 1999).*

***Figura A.4*** *Cálculo de la transformada de ondícula continua de una señal sísmica.*

***Figura A.5*** *Ondícula de Morlet (A y C) y espectro de amplitud (B y D, respectivamente). Se observa que una ondícula con escala grande (A) corresponde con una banda de bajas frecuencias (B), y una escala pequeña (C) corresponde a un espectro con frecuencias más altas (D). Modificado de Chakraborty, et al., 1995.*

***Figura A.6*** *Comparación de los métodos de estimación de espesor (modificado de Partyka, 2001).*

***Figura A.7*** *Ejemplos de mapas RGB con donde cada color representa un componente espectral (Guo, et al., 2009).*

***Figura A.8*** *Ejemplo de atenuación de altas frecuencias (40 Hz) en la posible trayectoria de chimeneas de gas. A bajas frecuencias (5 Hz) se observa continuidad en las altas amplitudes sísmicas a lo largo del flujo de gas (Brouwer, et al., 2008).*

***Figura A.9*** *Ejemplo de una sombra de gas (Castagna, et al., 2002).*

***Figura B.1*** *Diagrama de partición de energía de una onda P que incide oblicuamente a una interfaz entre dos medios (modificado de Zhang, et al., 2001).*

***Figura B.2*** *Diagrama con la nomenclatura empleada en la representación matricial de las ecuaciones de Zoeppritz (modificada de Zhang, et al., 2001)*

***Figura B.3*** *Clases de anomalía AVO.Izquierda: grafico cruzado de intercepto (A) y gradiente (B). Derecha: comportamiento típico de la amplitud en función del ángulo de incidencia (modificado de Castagna, et al., 1997).*

***Figura C.1*** *Diagramas de corrección por sobre-tiempo y apilado. Arriba se muestra un diagrama de rayos con un mismo punto medio común. Abajo a la izquierda se ejemplifica la corrección por sobre-tiempo y el apilado sísmico (modificado de Barclay, et al., 2008).*

***Figura C.2*** *Conjunto de trazas con corrección por sobre-tiempo incorrecta. La nomenclatura se explica en el texto (modificado de Swan, 2001).*

***Figura C.3*** *Modelo sintético de intercepto, gradiente, HCI y RVI realizado por Swan (2001). El gather fue corregido por NMO con una velocidad de 2500 m/s. El intercepto y gradiente presentan una diferencia de fase para la mayoría de las velocidades, excepto para 2504 m/s. El índice de velocidad residual (RVI) es cero para 2504 m/s, esta es la velocidad correcta del evento modelado (modificado de Swan, 2001).*

***Figura C.4*** *Índice de hidrocarburo (HCI) y del índice de velocidad residual (RVI) en función del error porcentual en la velocidad de apilamiento. Se observa que para valores residuales pequeños el comportamiento de RVI puede ser aproximado por una recta (modificado de Swan, 2001).*

***Figura C.5*** *Diagramas con los conceptos básicos relacionados a la sobre-presión en sedimentos marinos (modificado de Bruce, et al., 2002).*

***Figura C.6*** *Diagrama del comportamiento de la velocidad, densidad aparente (bulk) y porosidad de sedimentos marinos en función de la profundidad (modificado de Bruce, et al., 2002).*

# RESUMEN

En una zona del Golfo de México se identificó una anomalía somera de amplitud (CSA, cuerpo somero anómalo) en la información sísmica. Esta anomalía se localiza en la parte alta de una estructura anticlinal a lo largo de gran parte de su eje. Se plantea que la anomalía corresponde con una acumulación de gas libre debajo de la zona de estabilidad de hidratos de metano. En este trabajo se hace uso de la información sísmica disponible para tratar de obtener la mayor cantidad de elementos que permitan sustentar la hipótesis planteada.

El análisis de la información sísmica se divide en cuatro partes: (1) interpretación de rasgos de reflexión sísmica que pueden ser asociados a la presencia de hidratos de metano y de gas libre, (2) descomposición espectral de la información sísmica apilada, (3) análisis de la amplitud en función del ángulo en sísmica pre-apilada, e (4) interpretación de la velocidad sísmica de intervalo de alta densidad calculada a partir del comportamiento AVO. Se aplicó una metodología simple que permite estimar la saturación de hidratos de metano y gas libre empleando únicamente la velocidad sísmica de onda P.

## ABSTRACT

In the Gulf of Mexico was identified a shallow zone with anomalous high amplitudes in a seismic cube. This anomaly is localized in the upper part of an anticline. Our hypothesis establishes that the anomaly is the seismic response of an accumulation of free gas trapped immediately below the gas hydrate stability zone. In this work we use the available seismic information to support the hypothesis.

The analysis of the seismic information is divided in four parts: (1) identification of seismic features related to the presence of free gas and gas hydrates, (2) spectral decomposition in stacked seismic, (3) analysis of amplitude versus angle, and (4) interpretation of high density interval velocity calculated through AVO behavior. We apply a methodology to estimate the saturation of free gas and methane hydrates using only P-wave seismic velocity.

# 1. INTRODUCCIÓN Y METODOLOGÍA

En una zona del Golfo de México se localizó una anomalía de amplitud en un cubo sísmico. Esta anomalía de amplitud se distribuye en la cresta de una estructura anticlinal a lo largo de su eje y en sedimentos relativamente someros con una profundidad de 400 a 600 m bajo el fondo marino, con un tirante de agua cercano a los 3000 m. A esta anomalía de amplitud se le llamará Cuerpo Somero Anómalo (CSA) en lo que sigue del texto.

Esta anomalía de amplitud o CSA no es un elemento aislado en la zona de estudio, ya que se han localizado varios cuerpos similares en otras estructuras anticlinales. Pero en este trabajo únicamente nos enfocamos en una anomalía de amplitud. Por cuestiones de confidencialidad se omitirá cualquier elemento que permita identificar la ubicación detallada de la zona de estudio o las estructuras geológicas involucradas.

Posibles explicaciones sobre el origen del CSA consideran que puede estar asociado a acumulaciones de hidratos de metano, a bolsas de gas o a cuerpos carbonatados. Estos elementos son factores de riesgo muy importantes durante la perforación de pozos, ya que pueden dar lugar a inestabilidad de sedimentos marinos, expulsiones de gas o colapso de pozos, lo que significa elevadas pérdidas económicas, ambientales e incluso humanas. En consecuencia, se ha considerado al CSA como un factor de riesgo que debe evitarse durante la perforación.

En este punto ha surgido la necesidad de realizar este trabajo, ya que consideramos que un mayor y más detallado entendimiento de las anomalías de amplitud someras, es un elemento fundamental que permitirá reducir el riesgo durante la perforación de pozos en aguas profundas.

Además, este trabajo puede brindar algunos elementos que permiten replantear la idea de que las anomalías someras en la zona representan un riesgo geológico, debido a que se mantiene implícita la noción de que estas anomalías pueden tener potencial económico. Pero el objetivo de este trabajo no es realizar una evaluación económica

En este texto se reporta un esfuerzo por entender con mayor detalle el cuerpo somero anómalo (CSA) empleando la información sísmica disponible en la zona de estudio, en donde no se cuenta con información de pozos. Esta caracterización sísmica, por llamarla de alguna manera, se compone de los siguientes análisis:

1. Interpretación de rasgos de reflexión sísmica: La interpretación se realizó en un cubo sísmico apilado en tiempo con una migración pre-apilamiento. Se analizan elementos estructurales y estratigráficos, posibles indicadores de hidrocarburos y algunos rasgos distintivos de zonas con hidratos de metano y gas libre.
2. Descomposición espectral: En la misma información sísmica apilada en tiempo se calculó descomposición espectral. Se identificaron e interpretaron posibles indicadores de hidrocarburos y efectos de interferencia de reflexiones.
3. Análisis de amplitud versus ángulo (AVA): En información sísmica no apilada y con preservación de amplitud se analizó el comportamiento de las amplitudes en función del ángulo de incidencia.

4. Análisis de velocidades sísmicas: Un cubo de velocidad sísmica de alta densidad fue interpretado en la zona de estudio y se empleó para realizar una estimación preliminar de saturaciones de hidratos de metano y gas libre.

Los siguientes subtemas de este capítulo explican algunos antecedentes sobre los hidratos de metano y sobre la aplicación de descomposición espectral, AVA y velocidades sísmicas en zonas con hidratos de metano y gas libre. En los capítulos 2 a 5 se muestran los resultados obtenidos en los diferentes análisis realizados, los cuales se integran en el capítulo 6. El lector que quiera consultar un resumen básico sobre la teoría de los análisis realizados puede consultar los apéndices de este trabajo.

## 1.1 Antecedentes sobre hidratos de metano

Los hidratos de metano o hidratos de gas son compuestos de gas y agua en un estado muy similar al hielo (Figura 1.1), para su formación se requieren condiciones especiales de presiones altas y temperaturas relativamente bajas (Figura 1.3), además es necesaria la disponibilidad de gas (Max, et al., 2006). Los gases que dan lugar a los hidratos (HFG, hydrate-forming gas) son hidrocarburos, principalmente metano ($CH_4$). Los hidratos de gas se han encontrado en el fondo oceánico con tirantes de agua relativamente grandes y en zonas con suelos permanentemente congelados (Pecher, et al., 2001).

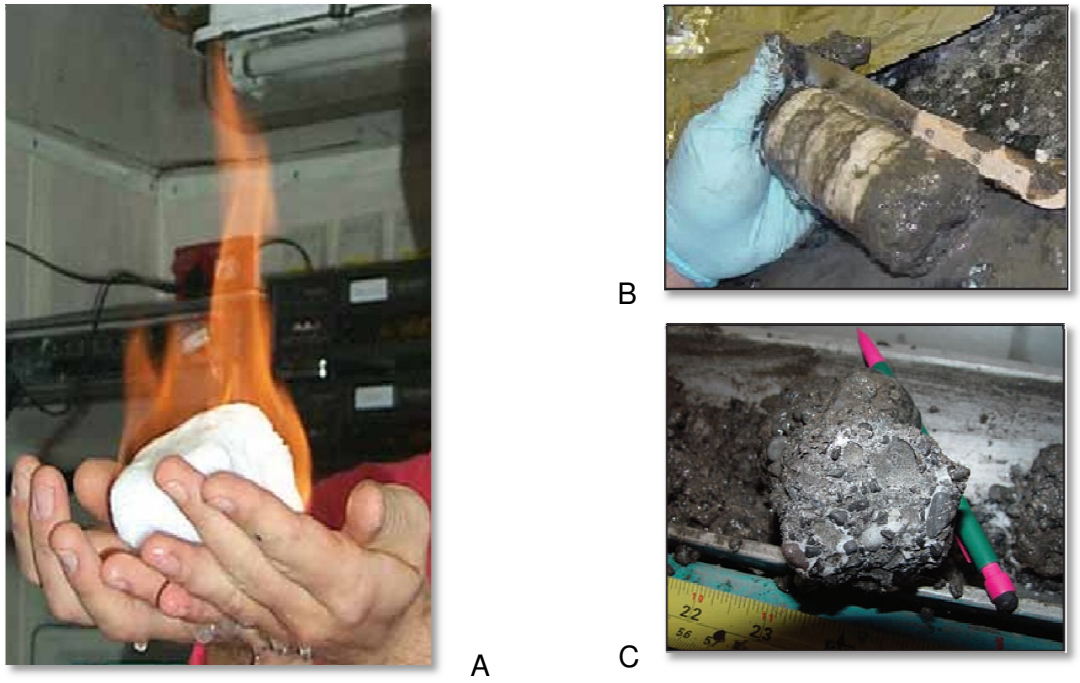



***Figura 1.1***

*Ejemplos de muestras de hidratos de gas.*

*A: Cuerpo de hidratos de gas (Rack, 2003). B: Núcleo de sedimentos marinos con hidratos de gas masivos (Collet, et al., 2006). C: Ejemplo de hidratos de gas diseminados en una arenisca porosa (Boswell, et al., 2006).*

De forma típica, 1 $m^3$ de hidrato de metano en el fondo marino contiene 0.8 $m^3$ de agua y 164 $m^3$ de gas a condiciones de presión y temperatura de la superficie terrestre (Rack, 2003) como se representa en la Figura 1.2. Los hidratos de gas tienen una respuesta dinámica a las variaciones de presión y temperatura. Cuando se modifican las condiciones de equilibrio los hidratos se disocian, en ocasiones esto da lugar a una

redistribución de los sedimentos del fondo marino en los que se encuentran, este proceso puede dejar detrás grandes estructuras de colapso y deslizamientos de masa en el fondo marino (Max, et al., 2006).

Por su abundancia, los hidratos han sido considerados como una fuente no convencional de gas, que en un futuro puede jugar un papel importante en la economía mundial. Sin embargo, cuando los hidratos de gas se encuentran en sedimentos del fondo marino o en sedimentos someros, pueden representar un gran riesgo durante la perforación de pozos en aguas profundas que buscan yacimientos de hidrocarburos convencionales. La perforación y extracción puede provocar cambios en las condiciones de presión, temperatura y salinidad en las zonas con hidratos de gas, los cuales pueden disociarse generando inestabilidad de sedimentos, colapso del pozo y expulsiones de gas sobre-presurizado (Pecher, et al., 2001).

### *Formación de los hidratos de gas*

Los principales factores para la formación de los hidratos de gas son: presión, temperatura y presencia de gas. La abundancia de moléculas de gases formadores de hidratos (principalmente metano) es necesaria para que las moléculas de agua se organicen formando una estructura cristalina (Figura 1.2) que actúa como marco para cada molécula de gas disuelta (Max, et al., 2006). Los hidratos de gas pueden presentarse como diferentes estructuras cristalinas, dependiendo del tipo de gas disponible.

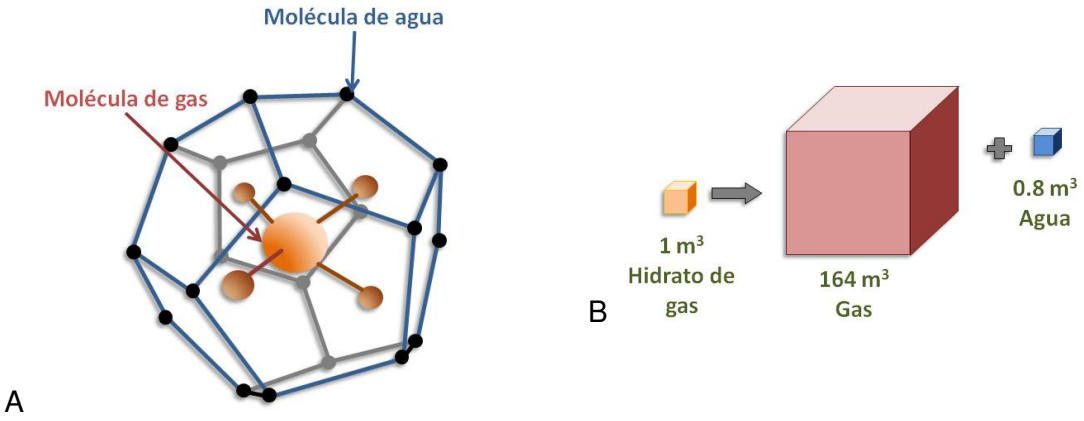



***Figura 1.2***
*Diagramas sobre hidratos de gas.*
*A. Estructura cristalina de los hidratos de gas (Modificado de Dutta, et al., 2009).*
*B. Proporción de gas y agua en los hidratos de gas (Modificado de Rack, 2003).*

La cantidad máxima de gases disueltos en el agua depende de la presión y temperatura del medio, por lo que los tres factores para la formación de hidratos se encuentran relacionados. Es necesario que estas tres variables se encuentren en cierto rango para que se presenten los hidratos de metano. La presencia de sales disueltas en el agua disminuye la cantidad de gases que pueden disolverse, además disminuye el potencial químico del agua volviéndola más estable, lo que inhibe la formación de hidratos de metano (Max, et al., 2006). En presencia de sales disueltas la estabilidad de los hidratos se presenta a mayores presiones y menores temperaturas (Haacke, et al., 2009).

Los hidratos pueden estar compuestos por gases más pesados que el metano, como etano, propano, butano, nitrógeno, dióxido de carbono, etcétera (Hardage, et al., 2006). Cuando se tienen hidrocarburos en fase gaseosa más pesados que el metano, la estabilidad de los hidratos ocurre a menores presiones y mayores temperaturas (Max, et al., 2006). De forma general, la presencia de sal inhibe la formación de hidratos y los gases pesados tienen el efecto opuesto (Figura 1.3).

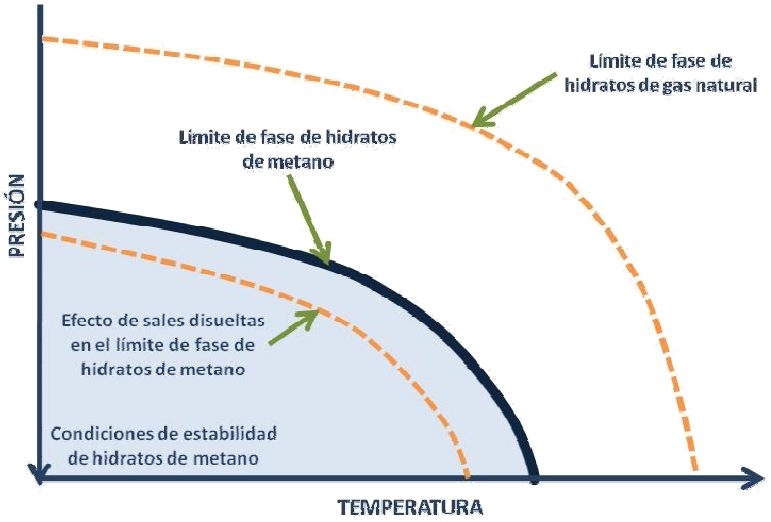



***Figura 1.3***

*Condiciones para la formación de hidratos de gas en presencia de gases pesados y sales disueltas (Modificado de Max, et al., 2006).*

Cuando el gas disponible para la formación de hidratos es una mezcla de metano con otros hidrocarburos gaseosos más pesados, la formación de hidratos se convierte en un proceso de dos fases, comienza con los gases pesados y una fracción de metano, dando lugar a hidratos compuestos de gas. Cuando se agotan los gases pesados comienza la formación de hidratos únicamente de metano. En un perfil de los sedimentos marinos, los hidratos compuestos tienden a ocupar las partes bajas y los hidratos de metano ocupan las partes altas en la columna de sedimentos (Max, et al., 2006).

En cuanto se alcanzan las condiciones físicas y químicas óptimas se tienden a formar cristales de hidrato de gas mediante un proceso llamado nucleación (Max, et al., 2006). La superficie de un cristal de hidrato es inestable porque las moléculas en los extremos del arreglo tienen espacios abiertos para otros enlaces químicos, por lo que las superficies pueden disolverse y volverse a formar varias veces. Cuando la tasa de adición de moléculas es igual a la tasa de disolución, el cristal entra en una fase temporal de equilibrio, y su posterior desarrollo es parte de un proceso conocido como crecimiento cristalino.

La nucleación puede comenzar como pequeñas estructuras aisladas o como crecimientos en las superficies de otros cuerpos o partículas suspendidas, incluso en las paredes de otros cuerpos de hidratos de mayor tamaño. El segundo proceso es el más común durante la formación de los hidratos porque los crecimientos adheridos a un sustrato son más estables ante la disolución de las moléculas extremas. Como la presencia de hidratos favorece la nucleación, la formación de hidratos es un proceso autocatalítico (Max, et al., 2006).

### *Hidratos de gas en los sedimentos marinos*

Aproximadamente el 99% de los hidratos encontrados en el fondo marino son de metano. Las condiciones de estabilidad de los hidratos generalmente suceden en el piso oceánico bajo tirantes de agua mayores a 500 m (Pecher, et al., 2001), en ocasiones se encuentran a tirantes de 300 m en las regiones árticas donde la temperatura del agua marina es menor.

Para Ecker, et al., (1998) los hidratos se distribuyen en el espacio poroso de los sedimentos marinos principalmente en dos formas distintas, como pequeños cristales que flotan en el fluido de los poros, y como agregados en la superficie de los granos. En el primer caso, la presencia de hidratos no modifica de forma importante las propiedades mecánicas de los sedimentos, mientras que en segundo caso aumenta la resistencia mecánica de los mismos.

Dai, et al., (2004) compilan varios modelos petrofísicos previos y plantean que existen principalmente 6 formas de interacción entre los hidratos y los sedimentos marinos. Los hidratos pueden actuar como cementante al ocupar las gargantas de los poros y al acumularse alrededor de los granos. Los hidratos pueden formar agregados que forman parte del esqueleto de la roca o pueden ocupar el espacio poroso en forma de pequeños agregados. También es posible considerar que los hidratos actúan como una matriz y los sedimentos representarían inclusiones. Además de que los hidratos rellenan fallas y nódulos (Figura 1.4). Los autores también consideran un modelo en el que los hidratos de gas actúan como matriz y los granos de sedimento representan inclusiones.

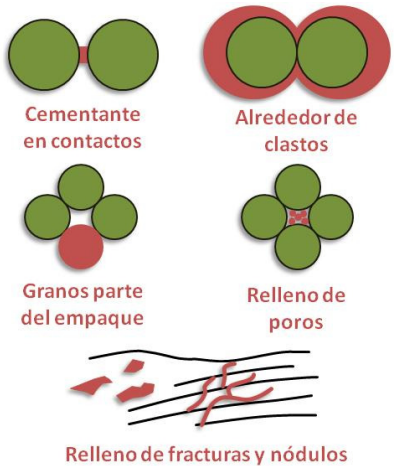



***Figura 1.4***
*Modelos petrofísicos de hidratos de gas en sedimentos marinos (Modificado de Dai, et al., 2004).*

La temperatura a lo largo del tirante de agua oceánica disminuye con la profundidad, pero en los sedimentos marinos el gradiente térmico se invierte y aumenta con la profundidad. En los sedimentos someros la presión generalmente se debe a la columna de agua, por lo que la presión se puede convertir de forma sencilla a profundidad en una sección vertical de los sedimentos. Considerando que los gases formadores de hidratos se encuentran en las concentraciones adecuadas, los diagramas de fase de temperatura contra presión (o profundidad) en condiciones marinas, definen la zona en la que los hidratos son estables, como se muestra esquemáticamente en la Figura 1.5 (Rack, 2003).

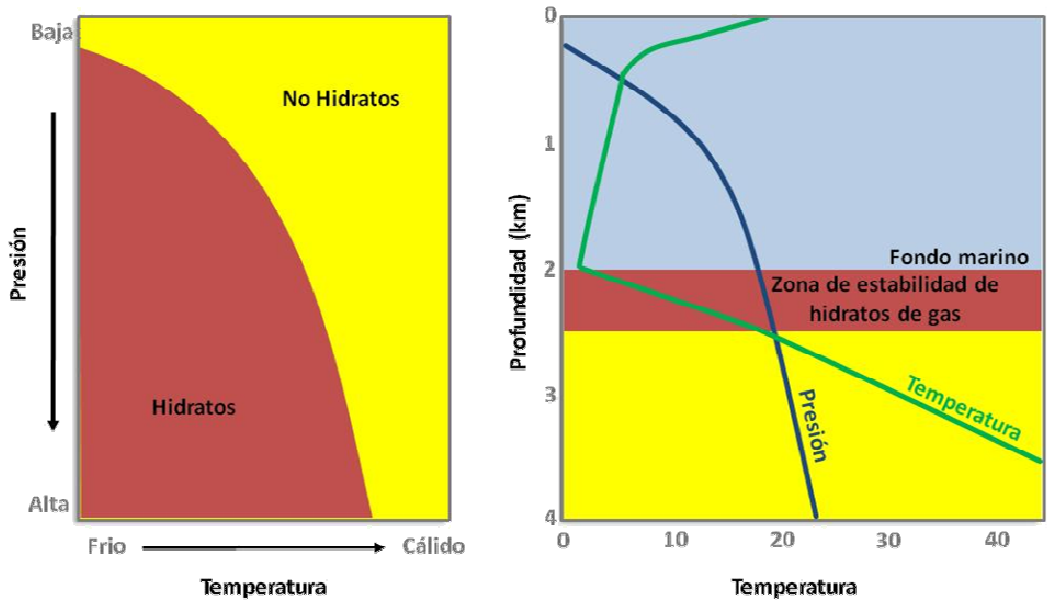



***Figura 1.5***

*Condiciones de estabilidad de los hidratos de gas y definición de la zona de estabilidad de los hidratos de gas en sedimentos marinos (Modificado de Rack, 2003).*

Si en el cuerpo de agua oceánica se presentan las condiciones de estabilidad de los hidratos, y si existe una concentración suficiente de gases, los hidratos tenderán a formarse. Como el hielo, los hidratos de gas son menos densos que el agua, por lo que cuando se forman hidratos en el agua oceánica, tienden a flotar hasta disociarse al abandonar la zona de estabilidad.

En el Golfo de México, por ejemplo, a una presión de aproximadamente 25 MPa, equivalente a un tirante de agua de 2.5 km, la base de la zona de estabilidad de los hidratos ocurrirá a 21 °C cuando el gas es metano puro. Para una mezcla de 93% metano, 4% etano, 1% propano y 2% de otros gases pesados, la base de la zona de estabilidad se encuentra a 23 °C y por lo tanto a mayor profundidad que la base de estabilidad de hidratos de metano puro (Max, et al., 2006).

Conforme el tirante de agua aumenta, la base de la zona de estabilidad de los hidratos se encuentra a mayores temperaturas y profundidades debajo del fondo marino, ya que la presión hidrostática aumenta y por lo tanto la temperatura de estabilidad de los hidratos también aumenta (Figura 1.6).

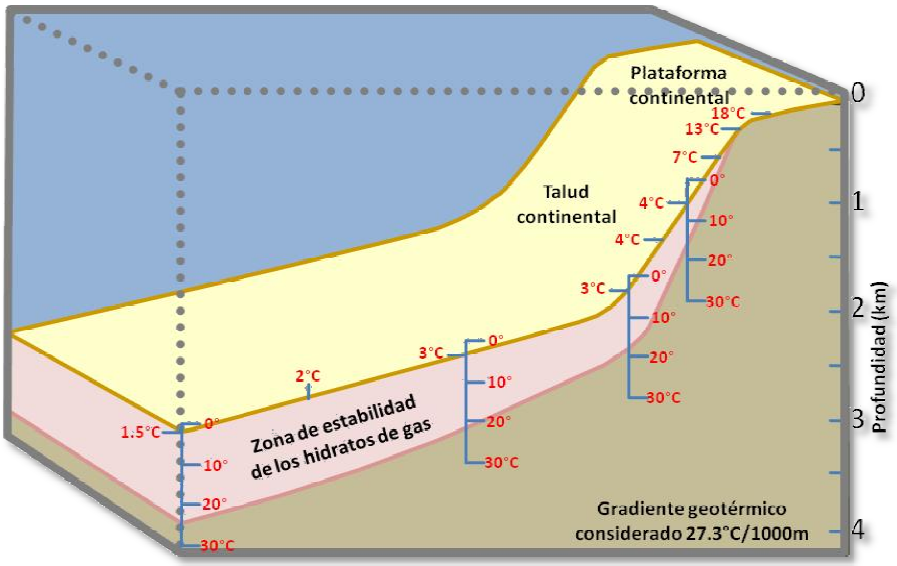



***Figura 1.6***

*Relación de la zona de estabilidad de los hidratos de gas en sedimentos marinos con el tirante de agua (Modificado de Rack, 2003).*

Debajo de la zona de estabilidad de los hidratos se encuentra la zona de gas libre, en donde el gas se encuentra como burbujas en los espacios intergranulares de los sedimentos marinos. Los hidratos en los sedimentos marinos actúan como un cementante incrementando la velocidad sísmica del medio (Chand, et al., 2004), de forma opuesta el gas en los sedimentos tiende a disminuir la velocidad de onda P. Este contraste importante de velocidades da lugar a un contraste de impedancias y por lo tanto a una reflexión sísmica muy característica, llamada BSR (Bottom Simulating Reflector), ya que es aproximadamente paralela al fondo marino (Figura 1.7). La similitud del BSR con el fondo marino se debe a que el gradiente de temperatura en los sedimentos no varía bruscamente de forma lateral (Max, et al., 2006).

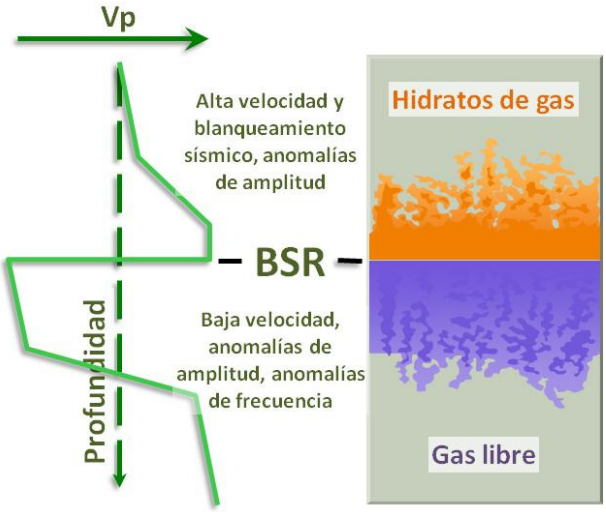



***Figura 1.7***

*Relación de velocidad de onda P con la presencia de hidratos de gas y gas libre en los sedimentos marinos.*

El BSR es muy evidente cuando cruza oblicuamente los reflectores asociados a variaciones litológicas en el subsuelo. La onda sísmica que se propaga hacia profundidad pasa de un medio de alta velocidad (hidratos de metano), a una zona de baja velocidad (con gas libre) por lo que la polaridad sísmica del BSR se espera opuesta a la del fondo marino (Figura 1.8).

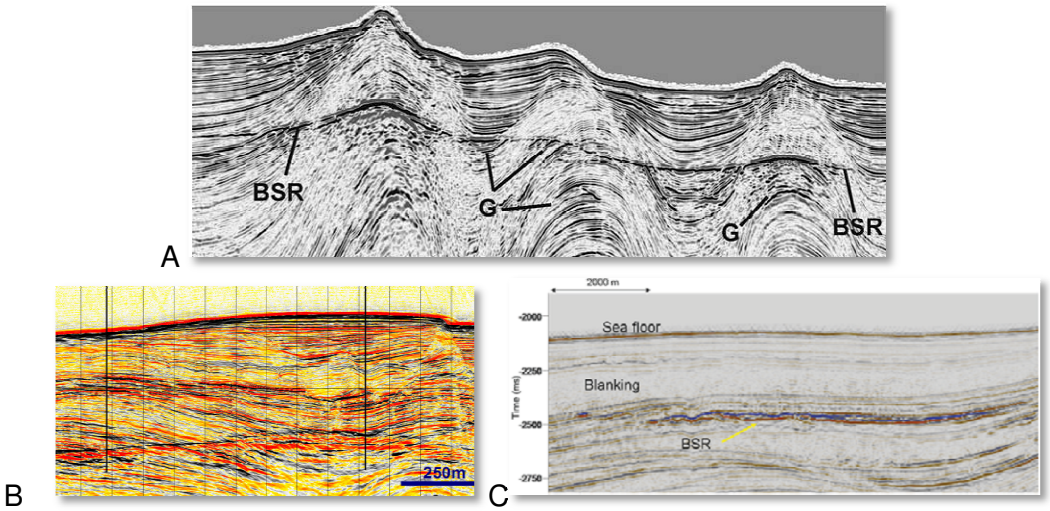



***Figura 1.8***

*Ejemplos de BSR y blanqueamiento sísmico*
*A: Max, et al., 2006. B: JNOC-TRC. C: Rocha-Legorreta, 2009.*

Las características especiales del BSR lo convierten en un buen indicador de la presencia de hidratos de gas y gas libre. Pero la ausencia de este reflector no significa ausencia de hidratos de gas, porque puede ser que la falta de gas libre disminuya el contraste de impedancia acústica, y también una baja saturación de hidratos puede causar un pequeño incremento en la velocidad de las ondas sísmicas. También puede existir un BSR aún sin la presencia de gas libre debajo de la zona de estabilidad de hidratos, únicamente por el contraste de impedancias entre la zona con hidratos y los sedimentos saturados por agua. Cuando la distribución de gas es localizada (por ejemplo, a través de fallas) es poco probable la formación de un BSR de gran extensión lateral (Max, et al., 2006).

Si el fondo marino presenta una batimetría abrupta, la base de la zona de estabilidad de hidratos no será plana y los gases libres que se encuentren debajo tenderán a acumularse en las partes más altas. Si en la parte alta se concentra la mayor cantidad de gas libre, la formación de hidratos también aumenta, dando lugar a un BSR de gran amplitud (Figura 1.9).

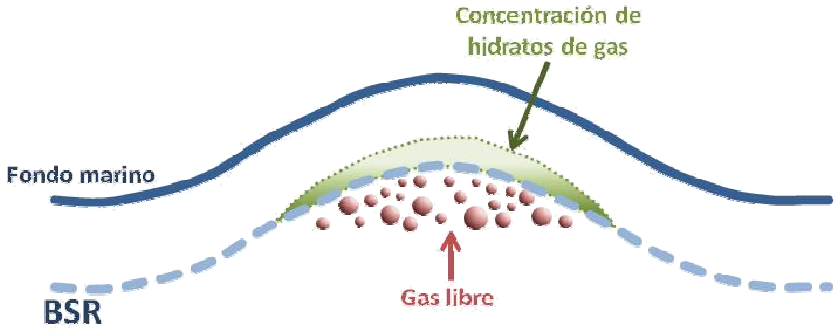



***Figura 1.9***
*Acumulación de gas libre y de hidratos de gas asociados a la batimetría del fondo marino (Modificado de Max, et al., 2006).*

En presencia de una intercalación de rocas permeables e impermeables inclinadas, el gas libre puede entramparse en las capas permeables debajo de la zona de estabilidad. En este caso el BSR se observará únicamente en las capas permeables y se perderá en las capas impermeables, haciéndolo discontinuo (Dev, et al., 2010), como se observa en la Figura 1.10.

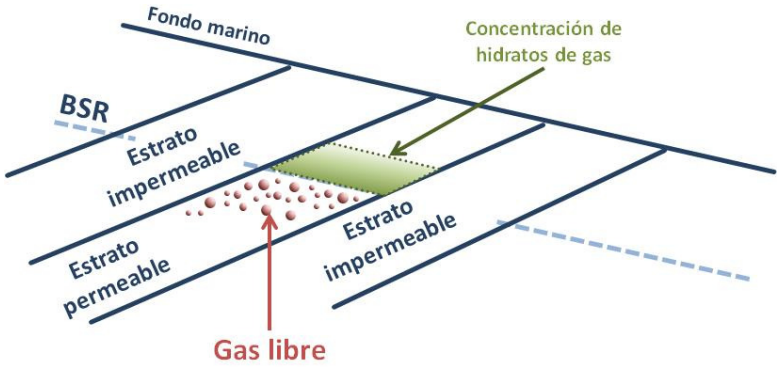



***Figura 1.10***
*BSR discontinuo en intercalaciones de capas inclinadas (Modificado de Max, et al., 2006).*

En algunas zonas se ha documentado la presencia de dos BSR paralelos (Figura 1.11). En Japón y Blake Ridge (Max, et al., 2006) se ha encontrado un segundo BSR sobre el convencional. En el ejemplo de Japón, el segundo BSR se considera asociado a movimientos tectónicos rápidos que provocaron que la base de la zona de estabilidad se profundizara. En Blake Ridge se interpreta que la erosión del fondo marino permitió el desplazamiento descendente de la base de la zona de estabilidad.

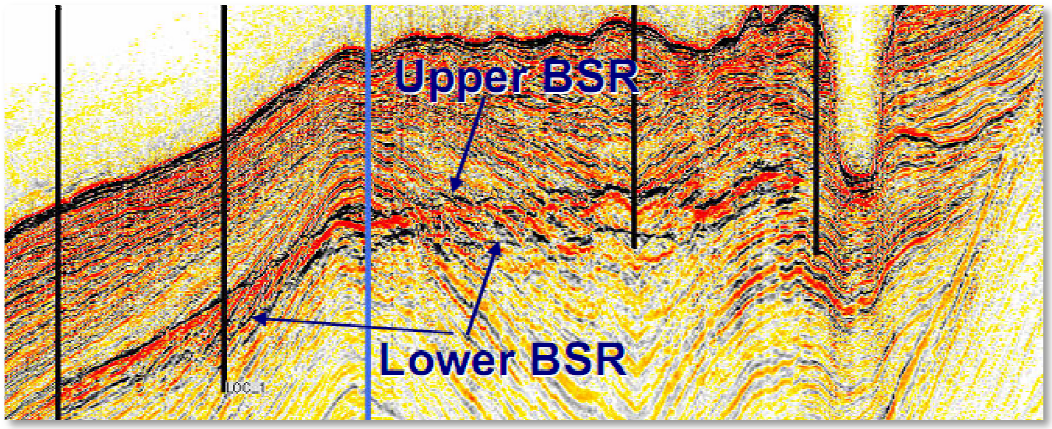



***Figura 1.11***
*Ejemplo de doble BSR en Japón Nankai Through (JNOC-TRC).*

Cuando el segundo BSR se encuentra debajo del convencional puede estar asociado a la presencia de hidratos formados por gases hidrocarburos más pesados que el metano, cuyas condiciones de estabilidad se encuentran a mayores temperaturas y por lo tanto a mayores profundidades debajo del fondo marino (Max, et al., 2006).

Cuando los hidratos cementan los sedimentos y disminuyen su porosidad, la impedancia acústica de las capas tiende a ser más homogénea, por lo que el coeficiente de reflexión y las amplitudes sísmicas disminuyen. Esto significa que las zonas con hidratos pueden presentar una especie de blanqueamiento sísmico característico que puede ser un indicador importante de su presencia (Pecher, et al., 2001).

Cuando los sedimentos en la zona de estabilidad de hidratos son intercalaciones de sedimentos con mayor y menor porosidad se puede presentar un incremento de amplitudes sísmicas asociado a los hidratos de gas (Max, et al., 2006). La saturación de hidratos tiende a ser mayor en los sedimentos más porosos, por lo que su efecto en el incremento de la velocidad es mayor que en sedimentos menos porosos y/o impermeables. Esto da lugar al aumento de la impedancia acústica entre las capas intercaladas, lo que se refleja como altas amplitudes sísmicas.

Entonces las acumulaciones de hidratos de gas pueden presentarse en la información sísmica como un blanqueamiento de amplitudes o como un aumento de las mismas. Estas expresiones de los hidratos de gas deben localizarse sobre el BSR. Las anomalías de amplitud debajo del BSR pueden ser interpretadas como acumulaciones de gas libre.

### *Gas formador de hidratos en los sedimentos marinos*

El gas formador de los hidratos de metano puede ser biogénico o termogénico (Hardage, et al., 2006). El metano biogénico está asociado a la actividad de bacterias mediante procesos como reducción del dióxido de carbono. El gas termogénico se forma a mayores profundidades en la ventana de formación de gas y generalmente incluye metano y otros gases hidrocarburos más pesados. El gas termogénico puede alcanzar la zona de estabilidad de los hidratos al migrar a través de fallas o alguna otra ruta diferente (Max, et al., 2006).

La mayor parte de las acumulaciones de hidratos de gas detectadas alrededor del mundo tienen un origen biogénico. Y por lo tanto las principales acumulaciones se encuentran en márgenes continentales y en pequeñas cuencas oceánicas, porque allí existe mayor productividad biológica y por lo tanto mayor flujo de carbono orgánico. Además de que en esas zonas la tasa de sedimentación es mayor, lo que permite que la materia orgánica sea cubierta por sedimentos antes de que sufra oxidación. Esta materia orgánica preservada sirve como alimento a los microorganismos generadores de metano (Max, et al., 2006).

Las acumulaciones de hidratos de metano de origen biogénico a cientos de metros debajo del fondo marino pueden parecer inconsistentes con el proceso de metanogénesis bacteriana que ocurre en condiciones anóxicas a metros o decenas de metros debajo del piso oceánico (Max, et al., 2006). Esta aparente migración descendente del metano biogénico puede ser explicado por el depósito de sedimentos en el piso oceánico (Figura 1.12).

Si existen bacterias generadoras de hidratos en sedimentos marinos cuyo depósito es continuo, una zona con hidratos de metano que originalmente se encontraba somera será sepultada por un espesor mayor de sedimentos, y las condiciones de estabilidad de los hidratos migrarán hacia arriba. El depósito puede continuar y la base de la zona de estabilidad se puede situar sobre los hidratos, provocando su disociación en gas libre y agua. El gas libre en los poros de los sedimentos tenderá a migrar hacia arriba hasta que la zona de hidratos detenga el movimiento por ser impermeable. La acumulación del gas libre debajo de la zona de los hidratos puede explicar la existencia de BSR asociados con hidratos y gas libre, ambos de origen biogénico.

Cuando los hidratos de metano se disocian al encontrarse debajo de la zona de estabilidad, los sedimentos se desestabilizan y pueden sufrir compactación y fallamiento. Las fallas generadas son posibles rutas de migración y acumulación para el gas libre.

La principal zona de metanogénesis se encuentra en los sedimentos someros donde las bacterias descomponen la materia orgánica. Pero parte de la materia orgánica que no es descompuesta puede ser enterrada a mayores profundidades hasta alcanzar temperaturas entre 100 y 150 °C, donde se descompone térmicamente y se convierte en alimento de otras bacterias. Finalmente estas bacterias producen el metano que migra hacia la zona de estabilidad de los hidratos (Max, et al., 2006).

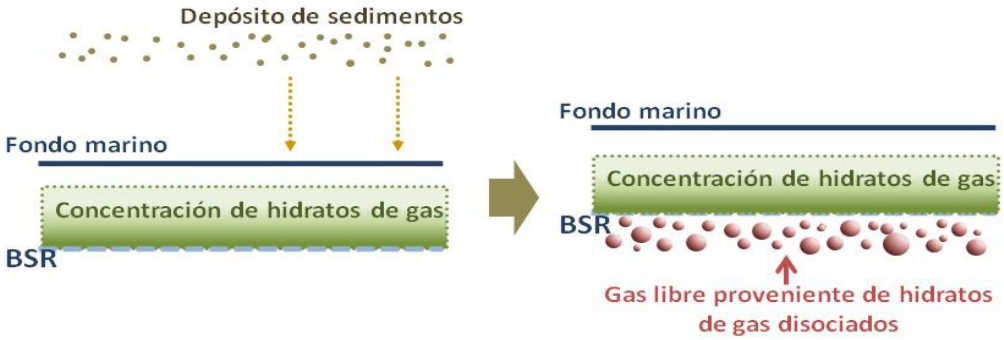



***Figura 1.12***

*Acreción del fondo marino y su relación con las acumulaciones de hidratos de gas y gas libre (Modificado de Max, et al., 2006).*

### *Flujos de gas a través de la zona de estabilidad de hidratos*

El gas termogénico formado a mayores temperaturas puede alcanzar la zona de los hidratos a través de fallas y fracturas. Parte de este gas es acumulado debajo de la zona de estabilidad dando lugar a reflexiones sísmicas de grandes amplitudes. Pero si las fallas continúan hasta el fondo marino pueden permitir la migración del gas a través de la zona de estabilidad de los hidratos hasta alcanzar el océano dejando a su paso estructuras como volcanes de lodo, *pockmarks* (estructuras con geometrías circulares que aparecen en el fondo marino como consecuencia de la expulsión de gas) o rugosidades en el fondo marino (Figura 1.13).

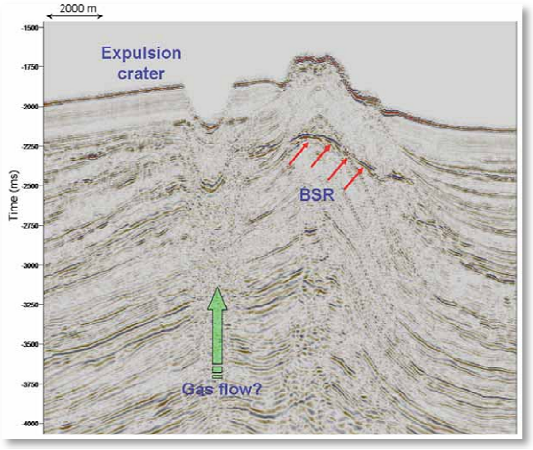



***Figura 1.13***

*Ejemplo de flujo de gas a través de la zona de estabilidad de los hidratos de gas y estructuras del fondo marino (Rocha-Legorreta, 2009).*

Haacke, et. al., (2009) resumen tres posibles factores que permiten que el gas viaje por las fracturas y fallas a través de la zona de estabilidad de los hidratos, sin formar hidratos:

- Una posibilidad es que la velocidad a la que pasa el gas a través de la zona de estabilidad no permita que exista la suficiente cantidad de agua para generar hidratos.
- Los gases que migran desde mayores profundidades se encuentran a mayores temperaturas, lo que desestabiliza localmente las condiciones para la formación de los hidratos (Figura 1.14).
- Los fluidos que migran desde mayores profundidades pueden tener una mayor concentración de sales, lo que inhibe la formación de hidratos.

Max et al. (2006) consideran que el paso de gas a través de la zona de estabilidad de hidratos depende mucho de la porción de agua y gas en la mezcla de los fluidos en movimiento. Los autores definen dos tipos de migración de fluidos a través de la zona de hidratos, los flujos dominados por gas (chimeneas) y los dominados por agua (ventilas).

Las chimeneas tienden a presentarse como flujos de gas a través de fallas. La velocidad del gas a través de las chimeneas puede ser relativamente alta. La presión del gas debajo de la zona de estabilidad puede exceder la capilaridad y provocar fracturas en la zona de hidratos. El gas también puede desplazarse a través de fracturas preexistentes. Las chimeneas tienden a permanecer delgadas porque el gas se enfría rápidamente al fluir

por la zona de estabilidad, y no tienden a elevar mucho el BSR en sus alrededores. Cuando las chimeneas alcanzan el fondo marino tienden a formar estructuras de colapso o pockmarks con un diámetro que puede alcanzar los cientos de metros (Rocha-Legorreta, 2009). Las chimeneas de gas no se asocian a la presencia de volcanes de lodo en el fondo marino, porque se requiere una flotabilidad mayor para su formación.

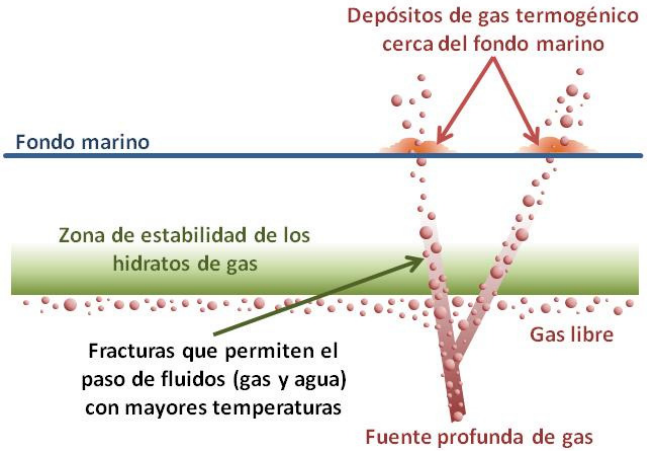



***Figura 1.14***

*Diagrama del paso de fluidos a altas temperaturas a través de la zona de estabilidad de los hidratos de gas (Modificado de Rack, 2003).*

Las ventilas son flujos temporales dominados por agua con cantidades relativamente pequeñas de gas disuelto o en forma de microburbujas. El flujo en las ventilas puede ser periódico o puede durar bastante tiempo. Cuando alcanzan el fondo marino, las ventilas pueden dar lugar a pockmarks y volcanes de lodo. Las ventilas también se asocian a la presencia de comunidades quimio-sintéticas.

Los fluidos de las ventilas tienen mucho mayor energía térmica que los gases de las chimeneas, por lo que los sedimentos alrededor de las primeras pueden aumentar su temperatura y desestabilizar los hidratos presentes. En los alrededores de las ventilas, el BSR (si está presente) puede sufrir un desplazamiento vertical tomando una forma cónica (Figura 1.15). El desplazamiento del BSR es temporal, dependiendo de la actividad de la ventila. La base de la zona de estabilidad de los hidratos en forma de cono aumenta el volumen de sedimentos que pueden ser alcanzados por el agua saturada con gas libre, lo que posteriormente (cuando el flujo de la ventila disminuye y se restablecen las condiciones para la formación de hidratos) puede dar lugar a la formación de grandes depósitos de hidratos con altas saturaciones.

La presencia de gas libre a lo largo de la trayectoria del flujo de gas puede dar lugar a la deflexión de los reflectores hacia abajo (*pull-down*) como se observa en la Figura 1.16 (Max, et al., 2006). Sin embargo, después del flujo, la concentración de gas se puede convertir en hidratos aumentando localmente la velocidad sísmica, dando lugar a deflexiones hacia arriba de los reflectores tipo *pull-up* (Hien, et al., 2010).

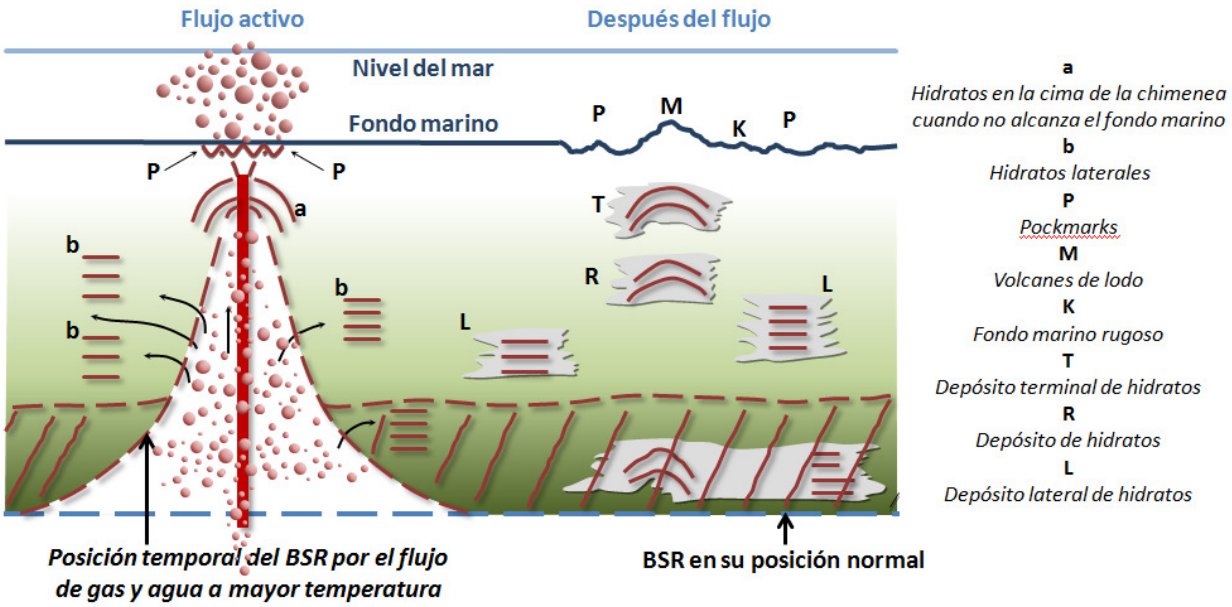



***Figura 1.15***

*Modificación de la base de la zona de estabilidad de hidratos de gas y acumulaciones asociadas al flujo de gas (Modificado de Max, et al., 2006).*

Otra posible explicación de la deflexión ascendente de los reflectores es la presencia de zonas diagenéticas asociadas a hidrocarburos (HRDZ, Hydrocarbon-Diagenetic-Related_zones), las cuales se forman cuando los hidrocarburos alcanzan acuíferos someros en donde son degradados, dando lugar a una intensa cementación por carbonatos (Cowley, et al., 2000). La cementación produce un incremento local en las velocidades sísmicas, lo que da lugar a la deflexión de los reflectores sísmicos. Los HRDZ también pueden presentar anomalías de amplitud y degradación de la información sísmica (Figura 1.16).

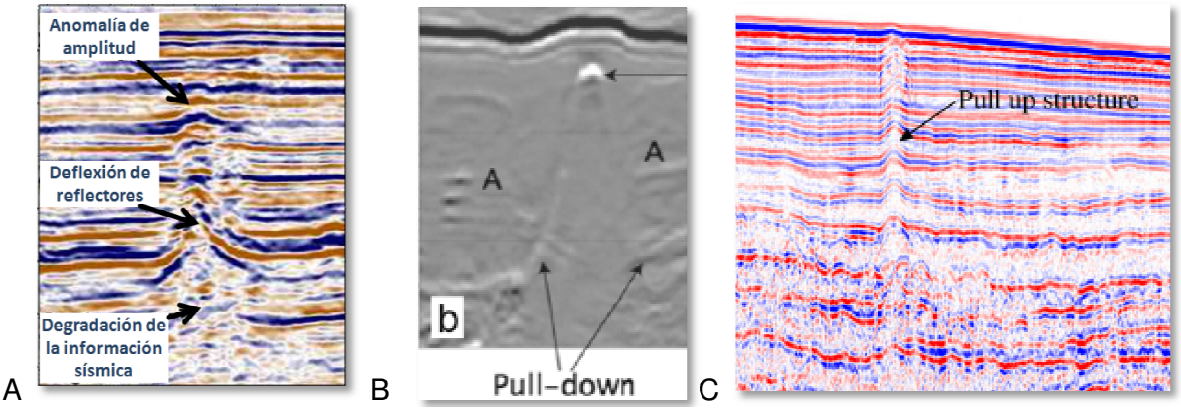



***Figura 1.16***

*Ejemplos de deflexión de reflectores en zonas con hidratos de metano y gas libre.*
*A: Ejemplo de pull-up por HDRZ (modificado de Cowley, et al., 2000).*
*B: Ejemplo de pull-down por la presencia de gas libre a lo largo de una chimenea (Max, et al., 2006).*
*C: Ejemplo de pull-up asociado a la presencia de hidratos de gas (Hien, et al., 2010).*

Los depósitos de hidratos pueden dividirse en depósitos de alta y baja saturación (Max, et al., 2006). Los depósitos altamente saturados tienden a presentarse en rocas con alta porosidad y permeabilidad, y generalmente se concentran en zonas con espesores delgados, requieren de una buena comunicación de agua saturada y gas libre.

Los depósitos con baja saturación tienden a presentarse en rocas con bajas porosidades, formadas por sedimentos finos, ocupan zonas de mayores espesores, y se distribuyen de forma más dispersa, en ocasiones se asocian a porosidad secundaria. El gas libre disuelto en agua puede alcanzar la zona de estabilidad de los hidratos por medio de difusión, pero el principal mecanismo de migración son las fallas y fracturas. Estos depósitos tienden a estar asociados con zonas de gas libre sobre-presurizado debajo del BSR, porque los gases encuentran pocas rutas de migración.

A continuación se presenta un resumen sobre algunos estudios que han sido reportados en la bibliografía, en los cuales se analizan zonas con hidratos de gas empleado descomposición espectral, análisis AVA y velocidades sísmicas.

## 1.2 Descomposición espectral

Oliveira et al. (2010) presentan el resultado de la aplicación de la descomposición espectral sobre tres líneas regionales correspondientes a una zona con hidratos de gas en la cuenca Pelotas localizada en aguas profundas de Brasil, esta zona representa la mayor acumulación identificada de hidratos de gas en dicho país, ya que tiene una reserva estimada de 780 trillones de pies cúbicos. Los autores reportan que en la zona se tiene un BSR bien definido, la zona de estabilidad de los hidratos de gas aparentemente tiene una respuesta pobre en las bajas frecuencias. Debajo del BSR fueron localizadas anomalías de alta amplitud en las bajas frecuencias del espectro, las cuales fueron asociadas a posibles yacimientos de gas (Figura 1.17). En altas frecuencias se reportan algunas anomalías entre 30 y 40 Hz que fueron asociadas al fenómeno de sintonía en los reflectores debajo del BSR. También localizaron zonas de baja amplitud en altas frecuencias localizadas en la zona de estabilidad de los hidratos, y se propuso que se asocian a acumulaciones de hidratos de gas con alta atenuación tendientes a disminuir las amplitudes de las altas frecuencias.

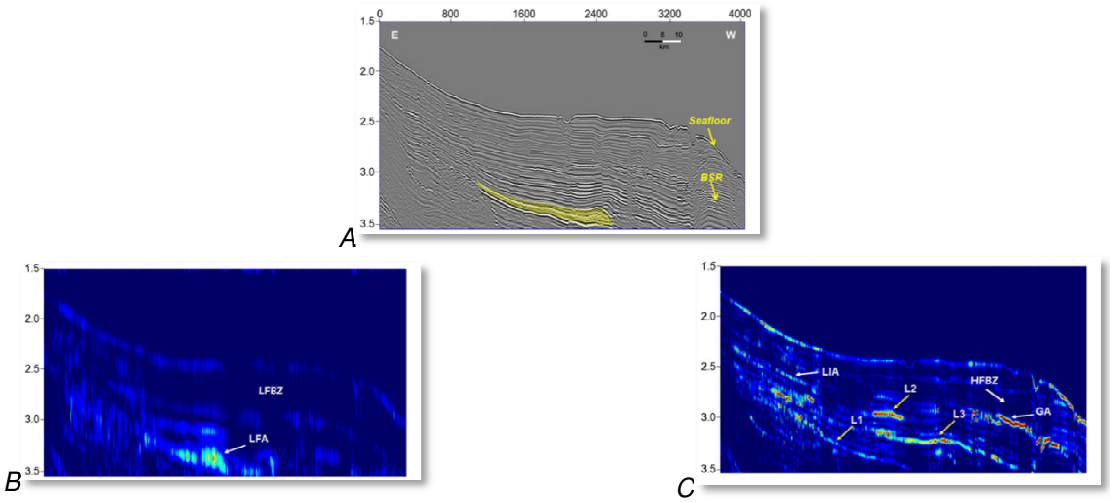



***Figura 1.17***

*Descomposición espectral en zonas con hidratos de gas (Oliveira, et al., 2010). A: sección sísmica original, B: 14 Hz, C: 46 Hz. Las zonas con altas amplitudes se interpretan como acumulaciones de gas libre.*

Taylor, et al. (2000) analizan la respuesta en frecuencia de una acumulación somera de gas debajo de un BSR interpretado como el límite superior de una anomalía de amplitud somera, el área de estudio se localiza en un diapiro del Blake Ridge. Mediante el cálculo de la amplitud instantánea y frecuencia instantánea (Figura 1.18), los autores identifican que la zona de la anomalía de amplitud se asocia con una disminución en la frecuencia dominante. Además de que localizan una posible ruta de migración de gas a partir de una zona con baja frecuencia en la zona de estabilidad de los hidratos y con una geometría vertical localizada en la parte más alta de la anomalía de amplitud.

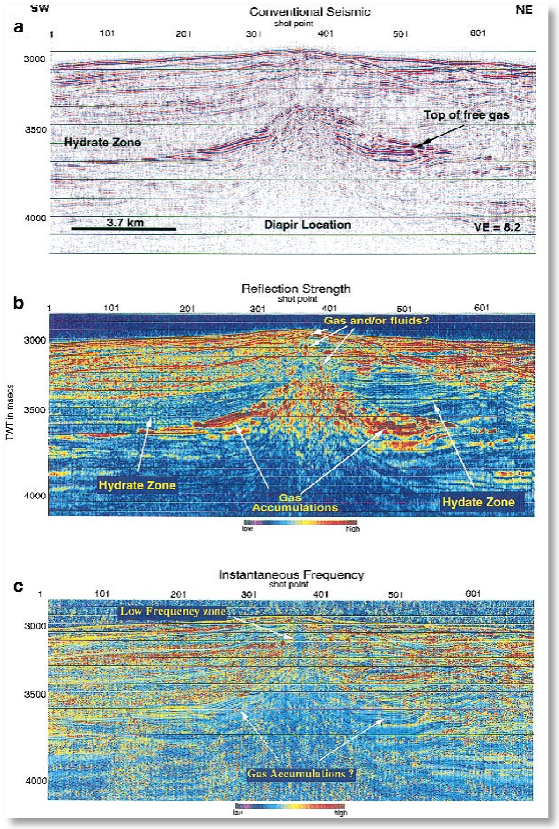



***Figura 1.18***

*Análisis de atributos sísmicos en una acumulación de gas libre e hidratos de gas (Taylor, et al., 2000).*

## 1.3 Amplitud versus ángulo (AVA)

Ecker, et al., (1998) reportan un trabajo sobre la interpretación del comportamiento AVA presentado por el BSR en una zona del Golfo de México. Encontraron que las amplitudes del BSR se hacen más negativas conforme aumenta el offset, e interpretan que esto se debe a que la velocidad de onda P es mayor sobre el BSR, y la velocidad de onda S es mayor debajo del BSR, mientras que la densidad aparente (bulk) es mayor sobre el BSR.

Los autores emplean estos resultados para estimar la distribución de los hidratos de gas dentro de los poros de las rocas. Comparan dos modelos petrofísicos, uno donde los hidratos se localizan como cementante en los contactos entre los granos de las rocas, y otro donde los hidratos se encuentran en el espacio poroso. Con el primer modelo, la presencia de los hidratos modifica las propiedades elásticas de la matriz, dando lugar a un

incremento en la velocidad de onda P y S. Con una distribución de hidratos como en el segundo modelo, se incrementa la velocidad de onda P de la roca, mientras que el módulo de cizalla permanece sin cambio. Consideran que el efecto AVA observado puede ser reproducido únicamente considerando el segundo modelo petrofísico sobre la distribución de los hidratos de gas en los sedimentos. A partir de esta consideración Ecker, et al., (1998) infieren que los sedimentos sobre el BSR no están cementados y su permeabilidad es baja por la presencia de los hidratos.

Se han reportado varios estudios donde se intenta emplear el efecto AVA del BSR para tratar de estimar cuantitativamente la saturación de hidratos de gas y gas libre (Muller, et al., 2007; Ojha, et al., 2010). Muller, et al., (2007) presentan un caso de estudio sobre análisis AVO en una acumulación de hidratos de gas en Costa Rica. El estudio fue realizado con un levantamiento sísmico de alta resolución con una frecuencia central de aproximadamente 60 Hz, diseñado especialmente para la caracterización de los hidratos de gas. La secuencia de procesamiento sísmico empleado incluye trazado de rayos, correcciones por divergencia esférica, absorción, por la posición de fuente y receptor, y por pérdidas de transmisión. No se aplicó deconvolución ni eliminación de múltiples para no afectar las amplitudes sísmicas.

Para estimar la saturación de hidratos y de gas libre, Muller, et al., (2007) modelaron mediante las ecuaciones de Zoeppritz las curvas de AVA para diferentes saturaciones. Encontraron que pequeñas saturaciones de hidratos de gas no pueden ser resueltas mediante AVA. Posteriormente extrajeron las amplitudes en función del ángulo y calcularon el coeficiente de reflexión del BSR, graficaron estos datos junto con las curvas modeladas. Concluyen que para la zona de estudio un BSR con un coeficiente de reflexión mayor o igual a -0.1 con gradiente negativo es una clara indicación de presencia de gas libre debajo del BSR. Plantean que es difícil la estimación de saturación de hidratos de gas a partir de la respuesta AVA del BSR cuando existe gas libre debajo, porque la respuesta sísmica es dominada por la presencia del gas libre.

### 1.4 Velocidades sísmicas

De forma general la presencia de hidratos de gas aumenta la velocidad de propagación de ondas P, pero la relación entre saturación y velocidad depende de la distribución de los hidratos en los poros de las rocas. Existen varias relaciones teóricas para explicar este comportamiento, todas ellas son aproximaciones de medio efectivo, en donde las propiedades efectivas se calculan para diferentes proporciones en las componentes del modelo petrofísico (HYDRATECH, 2004).

Chand, et al., (2004) reportan los resultados de comparar cuatro modelos petrofísicos para estimar la velocidad sísmica en sedimentos saturados por hidratos de gas. Los modelos comparados fueron: ecuación pesada empírica (*empirical weighted equation*, WE), Teoría de medio efectivo de tres fases (three-phase effective medium theory, TPEM), Teoría de Biot de tres fases (*three-phase Biot theory*, TPB), y Teoría de medio efectivo diferencial (*differential effective médium theory*, DEM). La comparación se realizó al estimar la velocidad de onda P y de onda S para cierto rango de porosidad, contenido de arcilla y saturación de hidratos. Al comparar los resultados teóricos con mediciones de pozos, encontraron que las cuatro aproximaciones dieron buenos resultados.

A partir únicamente de la velocidad de onda P obtenida de la información sísmica, Ecker et al., (2000) estimaron la saturación de hidratos de gas y gas libre a partir de una línea

sísmica en Blake Ridge (Figura 1.19). Para resolver el problema de estimar dos parámetros a partir de la velocidad de onda P, los autores consideraron que la porosidad es función de la profundidad en condiciones de compactación normal. Calcularon la porosidad en una zona donde los sedimentos no contenían hidratos de gas ni gas libre. Para calcular la porosidad en las zonas con hidratos emplearon una aproximación cuadrática de la velocidad eliminando el efecto de los hidratos y del gas libre. Esta porosidad calculada (que llamaremos porosidad de compactación normal) se deriva del modelo petrofísico de *Hashin-Shtrikman-Hertz-Midlin*, y considera que la roca está completamente saturada por agua.

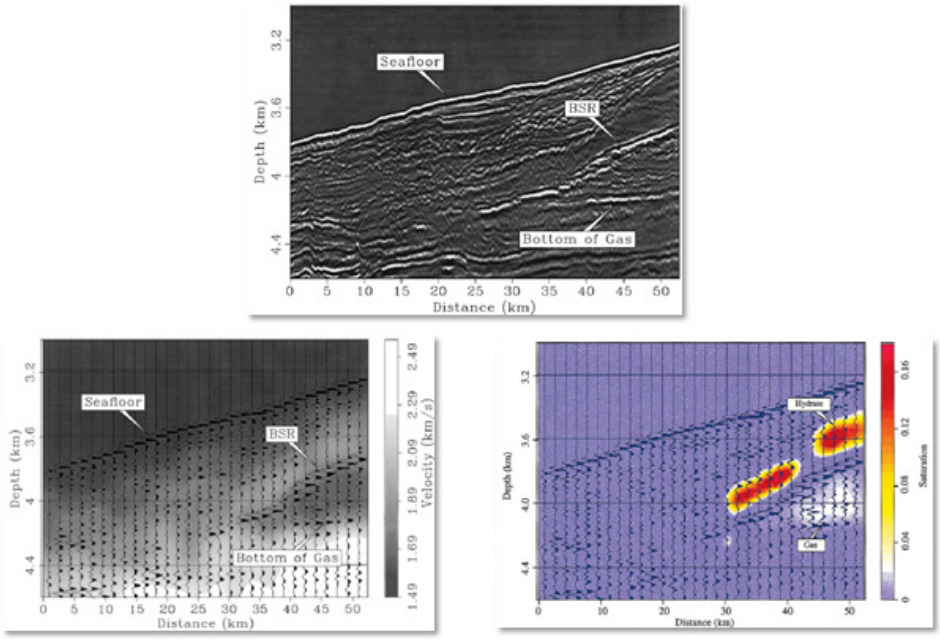



***Figura 1.19***

*Resultados obtenidos por Ecker et al., (2000) en el cálculo de saturación de hidratos de gas y gas libre a partir de las velocidades sísmicas de onda P.*

También calcularon la porosidad a partir de las velocidades sísmicas de onda P. En las zonas con hidratos y gas libre, los autores encontraron una diferencia importante entre la porosidad de compactación normal y la porosidad de las velocidades sísmicas. Se consideró que estas variaciones en las dos porosidades se deben al efecto de los fluidos en las rocas.

Para invertir los valores de saturación a partir de la velocidad y porosidad de compactación normal, Ecker, et al., (2000) emplearon dos modelos petrofísicos. Uno en donde los hidratos de gas son parte de los fluidos en los poros y afectan la compresibilidad de la roca sin modificar el módulo de cizalla. Y otro modelo donde los hidratos se encuentran como cementante alrededor de los granos de roca, afectando las propiedades elásticas de la matriz.

La elección del modelo petrofísico empleado en el trabajo de Ecker, et al., (2000) se basó en los resultados del análisis AVO del BSR en la misma zona de estudio (Ecker, et al., 1998), en donde los autores mostraron que un BSR con una reflexión de incidencia normal negativa que se hace más negativa con el ángulo, está asociada a una

acumulación de hidratos de gas en los poros de las rocas y no como cementante alrededor de los sedimentos.

Los parámetros de entrada de los modelos petrofísicos reportados en el trabajo de Ecker, et al., (2000) son divididos en dos grupos, en el primero se incluyen mineralogía de los sedimentos, esfuerzo efectivo, y las propiedades elásticas del agua, hidratos de gas y gas libre. Estos parámetros fueron calculados a partir de valores teóricos y de las condiciones locales estimadas. En el segundo grupo de datos de entrada se consideran la porosidad y la saturación de hidratos y de gas libre. Los autores consideran que no hay coexistencia de hidratos de gas y gas libre, por lo que la saturación de ambos fluidos depende de la saturación de agua, así que los parámetros de entrada del segundo grupo son la porosidad y la saturación de agua. Los autores realizaron un análisis de sensibilidad sobre la estimación de la saturación de hidratos y de gas libre, con respecto a variaciones en la velocidad de la onda P de entrada. Encontraron que existe una fuerte sensibilidad en las saturaciones calculadas con respecto a variaciones en las velocidades de intervalo empleadas.

Para estimar la velocidad de onda P en sedimentos saturados con gas, Shankar, et al., (2004) emplea un promedio de tres fases considerando la matriz, el agua y los hidratos.

# 2. RASGOS DE REFLEXIÓN SÍSMICA

## 2.1 Cuerpo Somero Anómalo (CSA)

Se encontró una anomalía de amplitud sísmica que llamamos Cuerpo Somero Anómalo (CSA) en la parte alta de una estructura anticlinal (Figura 2.1). La anomalía de amplitud se desarrolla sobre una gran parte de la estructura.

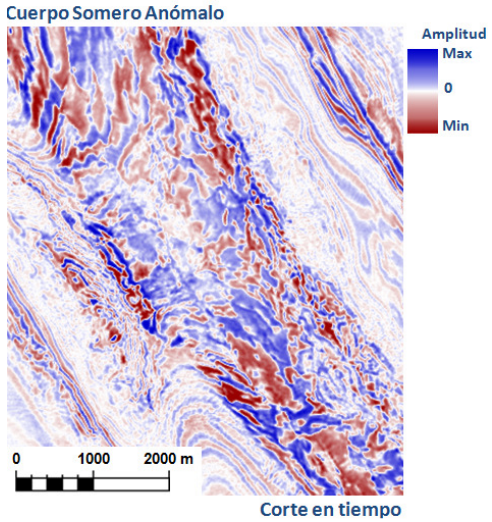



***Figura 2.1***

*Disposición de la anomalía de amplitud en un corte en tiempo.*

La cima del Oligoceno en la zona de estudio corresponde a una importante discordancia regional. Sobre el Oligoceno se encuentra un intervalo de 400 a 500 ms de espesor temporal (tiempo doble) caracterizado regionalmente por tener bajas amplitudes sísmicas (Figura 2.2). Se considera que este intervalo corresponde al Mioceno. Dentro del Mioceno se puede identificar regionalmente una secuencia de aproximadamente 50 ms de espesor temporal con buena continuidad lateral y de amplitudes relativamente altas con respecto al resto del intervalo, esta secuencia se considera arenosa (Figura 2.2). Sobre el Mioceno descansa una secuencia de reflectores de alta amplitud que corresponden al Plioceno y Pleistoceno, cuya cima en ocasiones es discordante. La posición del cuerpo somero anómalo (CSA) en la columna geológica varía entre el Oligoceno y el Mioceno.

En sección transversal la anomalía presenta una forma curva convexa hacia arriba como límite superior (Figura 2.2). La cima del CSA tiene un comportamiento estratigráfico en algunas zonas, ya que es afectado por las fallas crestales del anticlinal. En otras posiciones la cima del CSA cruza los reflectores sísmicos. Su base es irregular, en algunas porciones es plana y difusa. Las partes planas de la base de la anomalía tienen algunas características que permiten inferir que se tratan de puntos planos asociados a un contacto entre fluidos.

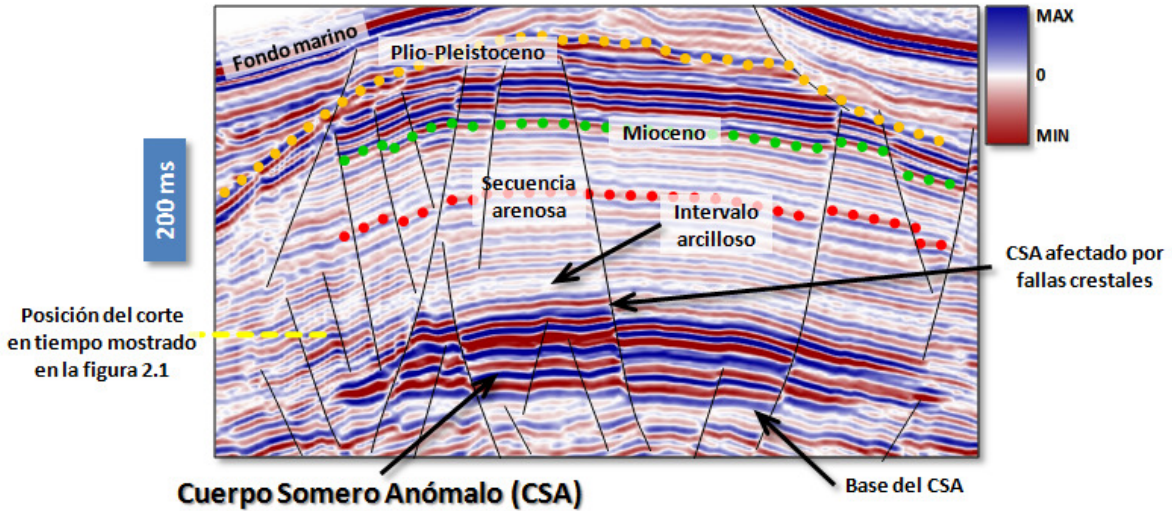



***Figura 2.2***

*Disposición de la anomalía de amplitud en sección transversal.*

Gran parte de los reflectores presentan continuidad dentro y fuera del CSA. Pero algunos reflectores que inciden en la parte alta de la anomalía aparentemente se acuñan.

Las primeras interpretaciones han considerado que la anomalía de amplitud se encuentra asociada a la presencia de hidratos de gas. Pero también se considera que puede representar una acumulación de gas o incluso un crecimiento carbonatado.

## 2.2 Análisis de espesores temporales

La Figura 2.3 muestra la interpretación de dos reflectores sísmicos, uno sobre el CSA y otro debajo de él. Se observa que el espesor entre estos horizontes sísmicos no varía al pasar por la zona de la anomalía. Esto disminuye la probabilidad de que el CSA esté asociado a crecimientos carbonatados, en cuyo caso esperaríamos variación de espesor entre los reflectores.

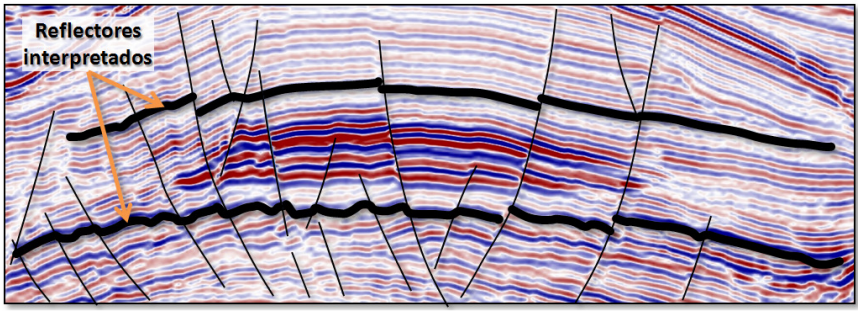



***Figura 2.3***

*Interpretación de horizontes sobre y debajo de la anomalía de amplitud para analizar la variación de espesores en la zona de estudio.*

## 2.3 Continuidad de reflectores en el CSA

Si consideramos que el CSA es debido principalmente al contenido de fluido en los sedimentos y no a carbonatos, entonces esperamos que los reflectores sísmicos tengan continuidad al entrar a la anomalía, cambiando únicamente su amplitud. En efecto, se

observan reflectores continuos con variación lateral de amplitud en algunos extremos del CSA, como se muestra en la Figura 2.4.

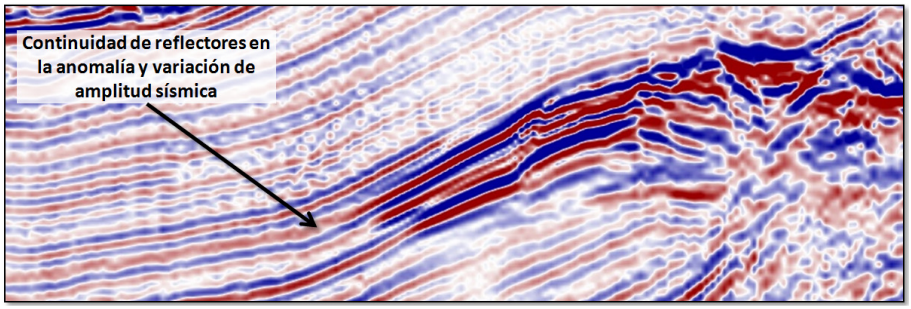



***Figura 2.4***

*Continuidad de los reflectores sísmicos en la anomalía y variación en la amplitud sísmica.*

## 2.4 Análisis del fondo marino

En el flanco este de la estructura anticlinal se encontró una depresión del fondo marino de aproximadamente 1 km de diámetro (Figura 2.5). Esta depresión se encuentra sobre una falla muy importante que alcanza el fondo marino a lo largo de varios kilómetros al este del anticlinal (Figura 2.5). Además existen anomalías de amplitud asociadas que se pueden interpretar como acumulaciones de gas. De esta forma, se piensa que la depresión del fondo marino representa una estructura de colapso por la expulsión de gas libre que viajó a través de la falla mencionada. La expansión del gas al acercarse al fondo marino probablemente desestabilizó los sedimentos y estos colapsaron, dejando atrás la estructura en el fondo marino. La estructura de colapso encontrada es muy similar a la reportada por Rocha-Legorreta (2009) en otra zona del Golfo de México (Figura 1.13).

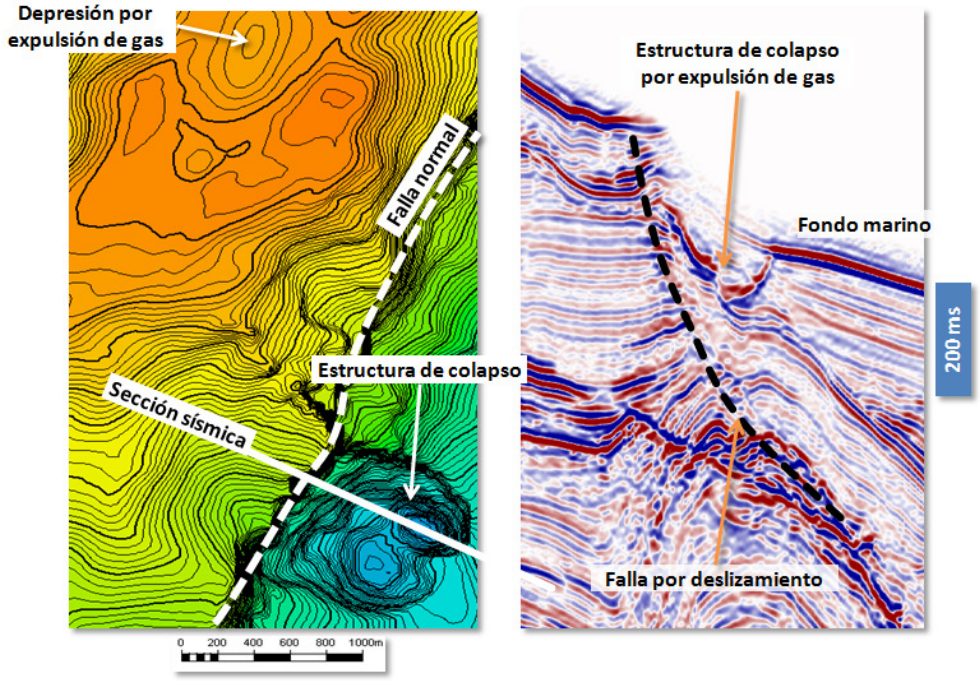



***Figura 2.5***

*Batimetría del fondo marino (izquierda) y sección sísmica (derecha).*
*El color rojo en el mapa del fondo marino representa menor profundidad y el azul mayor profundidad.*

En la sección transversal de la Figura 2.5 se observa que el espesor de sedimentos dentro de la estructura de colapso es muy pequeño, lo que puede significar que el colapso por expulsión de gas ocurrió recientemente en tiempo geológico. De acuerdo con el criterio de Max et al. (2006), la estructura de colapso está más probablemente asociada un flujo dominado por gas (chimenea de gas) que por una mezcla de gas y agua, debido a la ausencia de estructuras como volcanes de lodo. En el centro de la estructura anticlinal se identificaron otros mínimos locales en el fondo marino, los cuales pueden representar colapsos por expulsión de gas (Figura 2.5).

## 2.5 Presencia de BSR

Debajo de la estructura de colapso de grandes dimensiones también es posible observar un reflector de gran amplitud que puede ser interpretado como un BSR (Figura 2.6), ya que corta a los reflectores sísmicos y tiene polaridad inversa al reflector del fondo marino. Pero este BSR no es paralelo al fondo marino actual, parece que sigue la batimetría previa a la formación de la estructura de colapso. Esto probablemente se debe a que la depresión no es lo suficientemente grande como para modificar de manera importante el gradiente térmico y por lo tanto tampoco modifica las condiciones de estabilidad de los hidratos de gas.

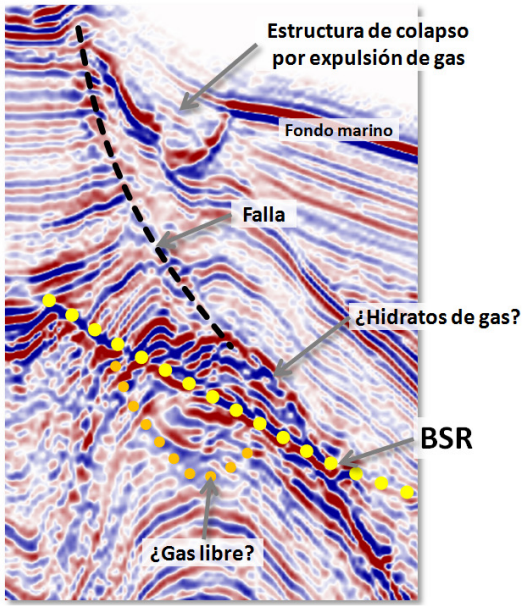



***Figura 2.6***

*Sección transversal con BSR. La ubicación de la sección se muestra en la Figura 2.5.*

Debajo del BSR que no sigue la forma de la estructura de colapso, es posible observar (Figura 2.6) una forma cóncava que se asemeja bastante al fondo marino actual (con la estructura de colapso), que probablemente pueda representar la posición actual del BSR. Es posible que esta geometría sea causada por reflexiones múltiples que no fueron suficientemente atenuadas durante el procesamiento de la información sísmica. O también se puede pensar en una acumulación de gas libre debajo de la zona de estabilidad de los hidratos de gas, la geometría de los reflectores puede ser causada por una disminución en la velocidad sísmica.

Sobre el BSR (Figura 2.6) se encuentra una zona de altas amplitudes, la que consideramos corresponde con una acumulación de hidratos de gas por estar dentro de la zona de estabilidad, además de que existe la disponibilidad de gas libre en la zona.

La localización del BSR muy claro debajo de la estructura de colapso permitió encontrar la profundidad (o tiempo) aproximada en la que los hidratos son estables y debajo de la cual se puede encontrar gas libre. El BSR se encontró aproximadamente a 450 ms debajo del fondo marino (aproximadamente 400 m), y al trazar una paralela al fondo marino con dicha profundidad, se encontró que la anomalía de amplitud (CSA) está debajo de la zona de estabilidad de los hidratos, y más aún, la cima de la anomalía tiene una geometría bastante aproximada al fondo marino (Figura 2.7).

En la parte izquierda de la sección en la Figura 2.7 se observa el BSR como un reflector que cruza los reflectores "litológicos", tiene buena continuidad y es la cima del CSA. Pero también observamos en la Figura 2.2 que la cima del CSA es afectado por las fallas, característica estratigráfica que no debe de tener un BSR. También en la Figura 2.2 se señala un intervalo de baja reflectividad que se considera arcilloso e impermeable. Se interpreta que cuando el intervalo arcilloso se encuentra sobre la base de la zona de estabilidad de los hidratos de gas, entonces la cima del CSA será un BSR bien definido. Pero si el intervalo arcilloso se encuentra debajo de la zona de estabilidad de los hidratos de gas, el gas libre se entrampa debajo de las arcillas y la cima del CSA será de tipo estratigráfico.

Por lo tanto, el elemento que permite la acumulación de gas libre debajo del BSR puede ser una combinación de la baja permeabilidad de los sedimentos arcillosos y de la saturación variable de hidratos de gas que tiende a disminuir aún más la permeabilidad de los sedimentos.

De esta forma la cima del CSA es en parte BSR y en parte estratigráfica, pero la diferencia en profundidad entre ambos elementos no es muy grande, por lo que en lo subsecuente consideraremos que la cima del CSA es el BSR.

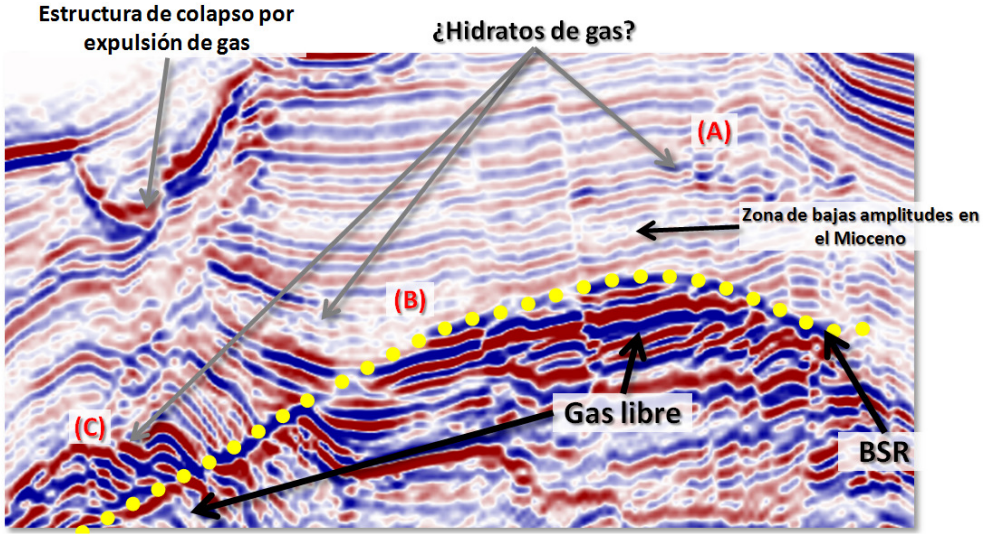



***Figura 2.7***

*Cima del CSA como BSR y posibles acumulaciones de gas libre y de hidratos de metano.*

El que la cima de la anomalía de amplitud se pueda interpretar como el BSR significa que la anomalía se encuentra en la zona de gas libre, y entonces es muy probable que represente la respuesta de sedimentos saturados con gas. De acuerdo a la sedimentología de la zona, se esperan intercalaciones de arenas y arcillas con diferentes porosidades efectivas, y por lo tanto diferentes saturaciones de gas y velocidades sísmicas asociadas.

## 2.6 Amplitudes sísmicas en la zona de hidratos

Otro rasgo distintivo de las zonas con hidratos de gas, es un blanqueamiento de la información sísmica en la zona de estabilidad de los hidratos. Sobre la anomalía de amplitud somera (CSA) se observa un intervalo potente de bajas amplitudes, que corresponden al Mioceno y se considera que son intercalaciones de arcilla-arena, principalmente dominadas por arcilla. Estos sedimentos muestran de forma regional bajas amplitudes sísmicas, por lo que el blanqueamiento asociado a los hidratos de gas puede ser difícil de identificar. Holbrook, et al. (1996) presentan un caso en el que el blanqueamiento sísmico en la zona de estabilidad de los hidratos se debe a una secuencia homogénea y no tanto a la presencia de hidratos de gas (Taylor, et al., 2000).

Cuando se tienen intercalaciones de sedimentos con diferentes permeabilidades, la saturación de hidratos de gas en las rocas permeables será mayor que en las impermeables, lo que da lugar a importantes contrastes de impedancia dentro de la secuencia. En estos casos las acumulaciones de hidratos de gas se manifiestan en la información sísmica como zonas de altas amplitudes.

En la Figura 2.7 se señalan 3 zonas sobre el BSR (en la zona de estabilidad de los hidratos de gas) que probablemente puedan ser acumulaciones de hidratos de gas. Las fallas que se encuentran en la parte alta de la estructura anticlinal y que alcanzan profundidades debajo del BSR, pueden ser importantes rutas de migración de gas, y cuando el gas llega a la zona de estabilidad de los hidratos, puede convertirse en hidratos de gas. Sobre el BSR en la parte central del CSA existen pequeñas variaciones en las amplitudes sísmicas en la secuencia arenosa dentro del Mioceno. Estas variaciones en la amplitud pueden corresponder a acumulaciones de hidratos de gas.

Como se mencionó, sobre el BSR y directamente debajo de la estructura de colapso en el fondo marino, se observa una zona con grandes amplitudes (Figura 2.7). Estas pueden ser una acumulación importante de hidratos de gas.

Algunos reflectores debajo del BSR tienen altas amplitudes y forman parte del CSA, al cruzar el BSR y estar sobre él, su amplitud disminuye drásticamente dando lugar a una zona con blanqueamiento sísmico (Figura 2.7). Esto puede indicar que son reflectores de intervalos arenosos saturados con hidratos de metano.

Si los hidratos se encuentran en los sedimentos del Mioceno que son dominantemente arcillosos, podríamos interpretar de acuerdo a Max, et al., (2006), que los hidratos se encuentran como acumulaciones de baja saturación en rocas poco permeables.

## 2.7 Chimeneas de gas

Al analizar detalladamente la distribución del CSA a lo largo de la estructura anticlinal, se encontró que la chimenea de gas asociada a la estructura de colapso (Figura 2.5) no es la única presente en la zona. Se localizaron otras tres pequeñas chimeneas de gas en la parte central de la estructura, las cuales fueron denominadas A, B y C, de norte a sur (Figura 2.8). Las chimeneas A y B alcanzan el fondo marino, dando lugar a pequeñas estructuras de colapso (Figura 2.5). Incluso se observan relictos de estructuras de colapso en los sedimentos plio-pleistocénicos. La chimenea C es de menor tamaño y no alcanza el fondo marino. La presencia de las estructuras por expulsión de gas en el fondo marino actual puede indicar que el flujo de gas continúa activo.

En las tres chimeneas es posible observar una disminución de amplitud en el CSA a lo largo de la posible vía de migración del gas. Este fenómeno puede deberse a la atenuación de la energía sísmica en presencia de gas, esto será analizado con mayor detalle en el siguiente capítulo.

Las chimeneas de gas están asociadas a la gran cantidad de fallas que se encuentran en la cresta de la estructura anticlinal, las cuales sirven como rutas de migración para los fluidos con mayor temperatura que ascienden desde mayores profundidades. Se interpreta que la concentración de gas en el CSA es mayor en los alrededores de las chimeneas de gas.

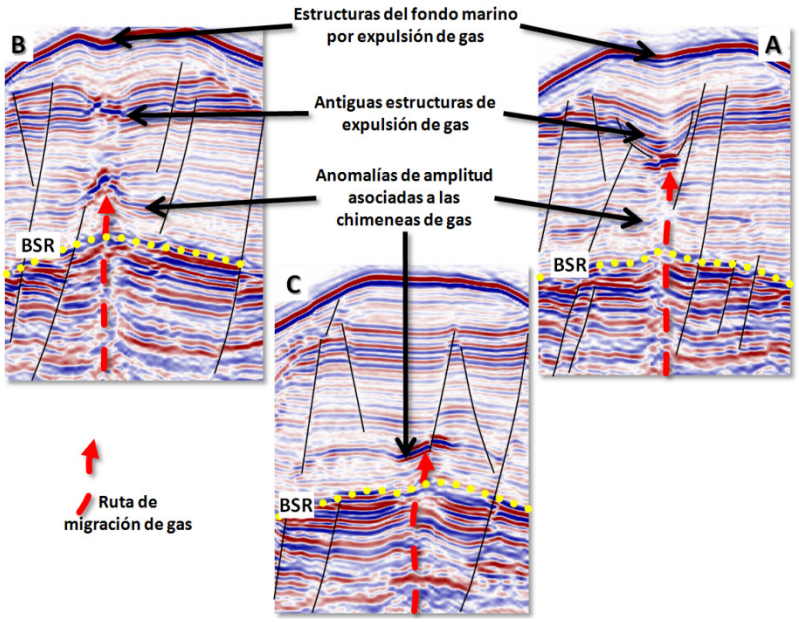



***Figura 2.8***
*Chimeneas de gas en la parte central del CSA.*

El gas es capaz de atravesar la zona de estabilidad de los hidratos, porque se encuentra a altas temperaturas y desestabiliza localmente las condiciones termodinámicas (Figura 1.14). Cuando el gas alcanza los sedimentos de la secuencia arenosa dentro del Mioceno, probablemente se acumula y paulatinamente se convierte en hidratos de gas. Estas acumulaciones dan lugar a las anomalías de amplitud asociadas a las chimeneas de gas (Figura 2.8 y 2.9).

En la Figura 2.9 se muestran las chimeneas B y C en una sección longitudinal a la estructura anticlinal, se compara la sección sísmica original con la sección interpretada de acuerdo a Max, et al. (2006) siguiendo el modelo que se muestra en la Figura 1.15. Las anomalías a y b se pueden interpretar como acumulaciones de hidratos, P como estructuras de colapso por expulsión de gas. El BSR en los alrededores del flujo de gas a altas temperaturas aparentemente describe una forma cónica.

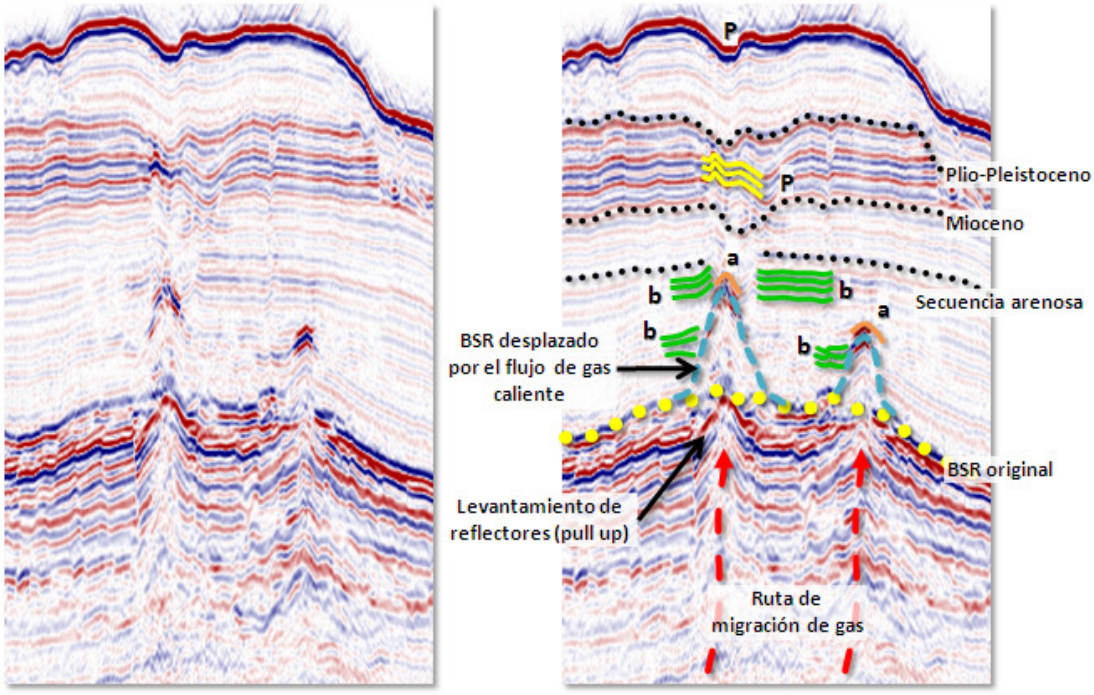



***Figura 2.9***

*Interpretación de las características asociadas a las chimeneas de gas.*
*A la izquierda se muestra la sección sísmica original. A la derecha se observa la interpretación, la nomenclatura es explicada en la Figura 2.15.*

El levantamiento de los reflectores en las vecindades de las chimeneas (Figura 2.9) puede ser asociado a acumulaciones de hidratos de gas con altas saturaciones. La forma cónica del BSR aumenta el área de contacto entre el gas libre y la zona de estabilidad de los hidratos, por lo que se intensifica la formación de hidratos en los alrededores de la chimenea, dando lugar a un aumento local de la velocidad de onda P y a un efecto de desplazamiento hacia arriba de los reflectores que se encuentran debajo de esta zona.

También existe la posibilidad de que la deflexión de los reflectores sea causada por zonas diagenéticas asociadas a hidrocarburos (HRDZ) en donde existe cementación por carbonatos. Según Cowley, et al., (2000) los HRDZ también se expresan como anomalías de amplitud en la parte alta del flujo de hidrocarburos y como degradación de la información sísmica debajo de estas anomalías (Figura 1.16). Estas características se pueden observar en la zona de estudio (Figura 2.9).

## 2.8 Puntos planos

La base del CSA en algunas zonas tiene una geometría plana que puede interpretarse como un contacto entre fluidos (Figura 2.3). Ese rasgo es mucho más evidente en algunos extremos de la estructura donde las amplitudes se interrumpen abruptamente describiendo una geometría horizontal. En algunas zonas se tiene un reflector semi-horizontal muy similar a un punto plano (Figura 2.10).

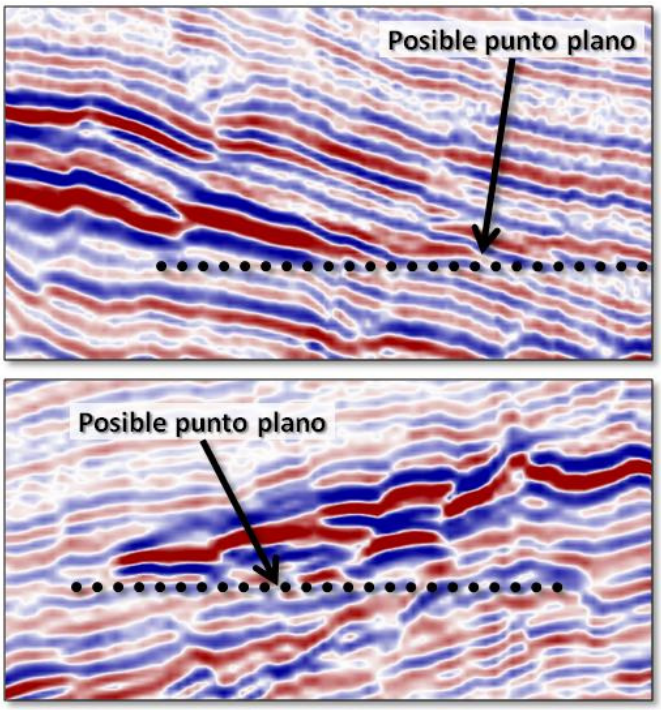



***Figura 2.10***
*Posibles puntos planos en la base del CSA*

# 3. DESCOMPOSICIÓN ESPECTRAL

De acuerdo a las características descritas en el capitulo anterior, como BSR, chimeneas de gas y puntos planos, consideramos que el cuerpo somero anómalo (CSA) corresponde a una acumulación de gas libre debajo de la zona de estabilidad de hidratos. Bajo esta hipótesis consideramos que la descomposición espectral puede ser de utilidad al presentar características asociadas a la presencia de gas, como atenuación de altas frecuencias y sombras de gas (Castagna, et al., 2002).

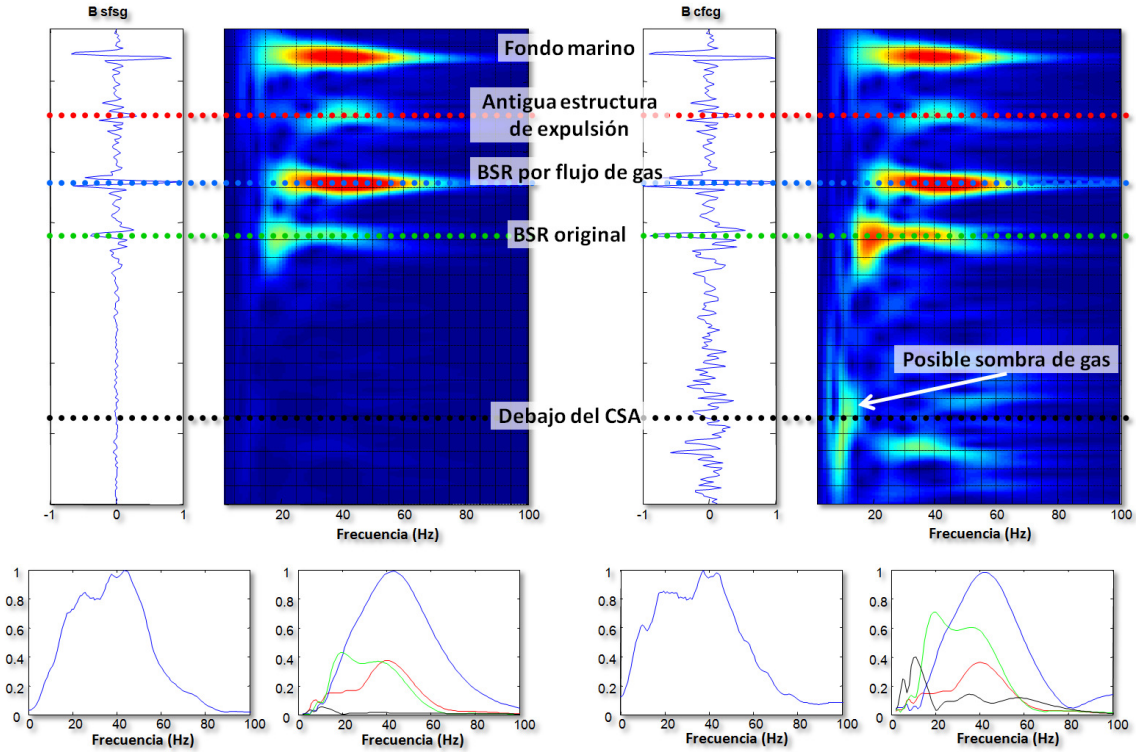
Comparamos la respuesta en frecuencia del apilado sísmico con y sin ganancia para analizar el efecto de la recuperación de amplitudes en los espectrogramas. La aplicación de ganancia es necesaria porque debajo del cuerpo somero anómalo existe una importante atenuación de la energía sísmica, lo que dificulta el análisis de la información en esta zona.

Se seleccionó una traza sísmica que se localiza a lo largo del flujo de gas presentado e interpretado en el capítulo anterior. El espectro de amplitud de la traza sísmica apilada y sin ganancia mostrada en la Figura 3.1, tiene una frecuencia pico cercana a 50 Hz. El espectro de la misma traza después de la aplicación de ganancia tiene la misma frecuencia pico, pero presenta un importante incremento de energía en las bajas frecuencias, que es la contribución de la información debajo del cuerpo somero.

Los espectrogramas normalizados de la traza con y sin filtros (Figura 3.1) muestran una distribución de energía similar, con las mismas frecuencias máximas y mínimas, para cada muestra de la señal. Pero se modifica la relación de amplitudes entre la parte temprana y tardía de la traza. Este efecto es bastante claro al comparar los espectros de cuatro muestras de una traza: la primera muestra está en una estructura de expulsión de gas probablemente saturada con hidratos o gas libre (línea roja en la Figura 3.1), la muestra con línea azul se localiza en la posición alta del BSR, en la posición original del BSR está la muestra verde y debajo del cuerpo somero anómalo se localiza la muestra negra. Por ejemplo, el espectro negro tiene dos máximos a 5 y 15 Hz antes y después de la aplicación de ganancia, pero en la versión con ganancia tiene una amplitud relativa mayor.

Sin embargo, la aplicación de ganancia modificó el contenido de energía en frecuencias mayores a 80 Hz y por lo tanto también modificó la pendiente de decaimiento de los espectros.

Debido a las observaciones anteriores se empleará la versión apilada con ganancia para resaltar la respuesta característica del gas, que se encuentra básicamente en las bajas frecuencias del espectro y se analizan de forma cualitativa. Para realizar estimaciones relativas, como por ejemplo atenuación sísmica, se emplearía la versión sísmica sin ganancia.



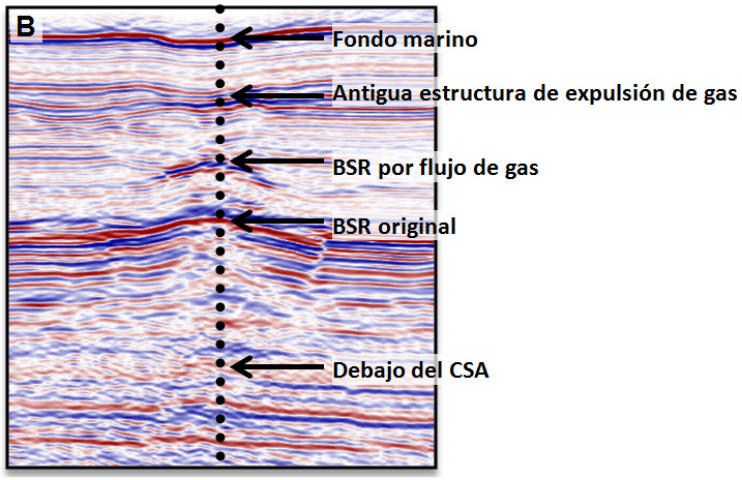




***Figura 3.1***

*Comparación de la respuesta en frecuencia de una traza sin ganancia (izquierda) y con ganancia (derecha). Debajo de cada traza se muestra su espectro de amplitud. Abajo de cada espectrograma se muestran los espectros de amplitud de diferentes muestras indicadas por las líneas horizontales punteadas sobre las trazas. La sección sísmica muestra la posición de la traza sísmica y de las principales características analizadas sobre ella.*

Con el objetivo de analizar cualitativamente la distribución espacial de la respuesta en frecuencia en la zona de estudio, se realizó la descomposición espectral mediante transformada de ondícula continua (ondícula de Morlet) de 5 a 40 Hz en un subcubo de la información sísmica de 3600 a 5000 ms. Se empleó el *software Opendtect©* para calcular los cubos de iso-frecuencia.

La traza sobre la chimenea que se muestra en la Figura 3.1 presenta altas amplitudes con una frecuencia pico cercana a 40 Hz en donde se encuentran las antiguas estructuras de

expulsión de gas. La frecuencia pico en el BSR es de 42 Hz. El espectro del BSR original muestra un desplazamiento considerable hacia las bajas frecuencias con respecto a los anteriores, con una frecuencia pico de 20 Hz. Debajo del CSA la mayor cantidad de energía se distribuye en frecuencias bajas, de 5 a 15 Hz.

En la Figura 3.2 se presentan los *gathers* de frecuencia para dos trazas sísmicas. La traza G-1 se localiza en el extremo del CSA, la traza G-3 se encuentra al lado de una chimenea de gas. En la traza G-3 se observa que debajo del CSA la energía se localiza principalmente en las bajas frecuencias, además se manifiestan algunas posibles sombras de gas. La traza G-1 también presenta cierta desviación del espectro hacia las bajas frecuencias debajo del CSA, pero este efecto no es tan acentuado como en la traza G-3. Si consideramos que el cuerpo somero anómalo es una acumulación de gas libre, podemos interpretar que el espesor en G-1 es pequeño y por lo tanto no atenúa tanto la propagación de las ondas sísmicas.

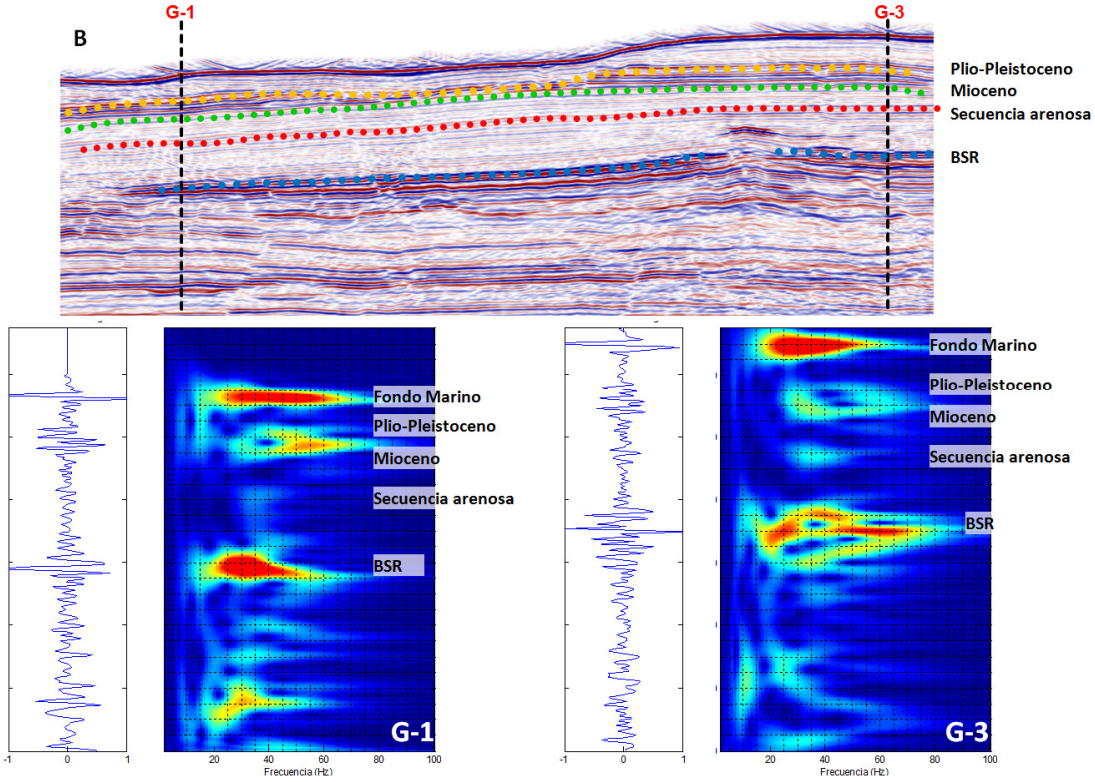



***Figura 3.2***

*Sección sísmica característica del cuerpo somero anómalo y espectrogramas de tres trazas sísmicas.*

## 3.1 Chimeneas de gas

Las zonas de las chimeneas de gas en el cuerpo somero anómalo se caracterizan por presentar pequeñas zonas de alta amplitud en la parte alta, que se interpretan como la posición temporal del BSR debido al paso de fluidos con mayores temperaturas. Pero las chimeneas observadas también se caracterizan por que se asocian con discontinuidades en la amplitud sobre el cuerpo somero anómalo.

Como se observa en la Figura 3.3, las discontinuidades de amplitud en el CSA asociadas a la presencia de chimeneas de gas desaparecen en las bajas frecuencias dando al cuerpo somero una distribución más continua. En la sección de iso-frecuencia a 13 Hz las mayores amplitudes del CSA se localizan en donde existe el posible flujo de gas. Por el contrario la sección a 35 Hz muestra las discontinuidades de amplitud en el CSA donde se localizan las chimeneas.

Este comportamiento de las amplitudes con respecto a las frecuencias se interpreta como una consecuencia de la gran atenuación que sufren las altas frecuencias sísmicas al viajar por sedimentos saturados con gas. De acuerdo con Castagna, et al. (2002) la comparación de la distribución de amplitudes a diferentes frecuencias permite localizar zonas de gran atenuación sísmica asociadas a acumulaciones de gas. De esta forma se le da mayor peso a la hipótesis que plantea al CSA como una acumulación de gas libre debajo del BSR.

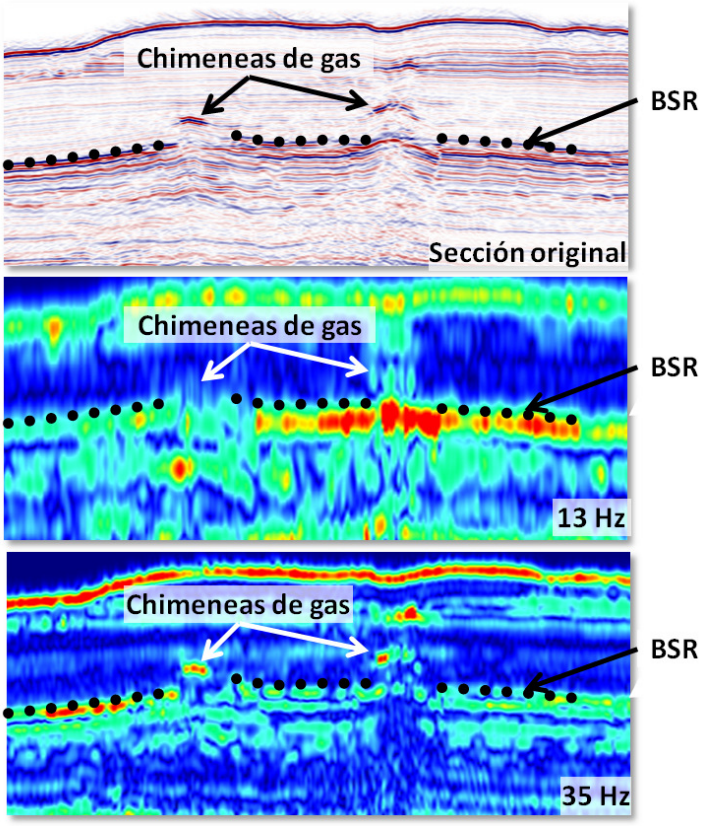



***Figura 3.3***
*Atenuación de altas frecuencias asociada a la presencia de las chimeneas de gas.*

El efecto de las chimeneas en el CSA es muy similar a la respuesta reportada por Brouwer, et al. (2008) en una zona marina de Ecuador (Figura A.8). Los autores reportan que la presencia de grandes espesores de gas a lo largo de la chimenea causa una importante atenuación de la amplitud en la sección de isofrecuencia de 40 Hz (altas frecuencias) en el horizonte H, por lo que la descomposición espectral revela que en altas frecuencias existe discontinuidad en las amplitudes de los reflectores que se encuentran debajo de las acumulaciones de gas (A, B, C y D); caso contrario, las bajas frecuencias muestran continuidad en la amplitud del horizonte H.

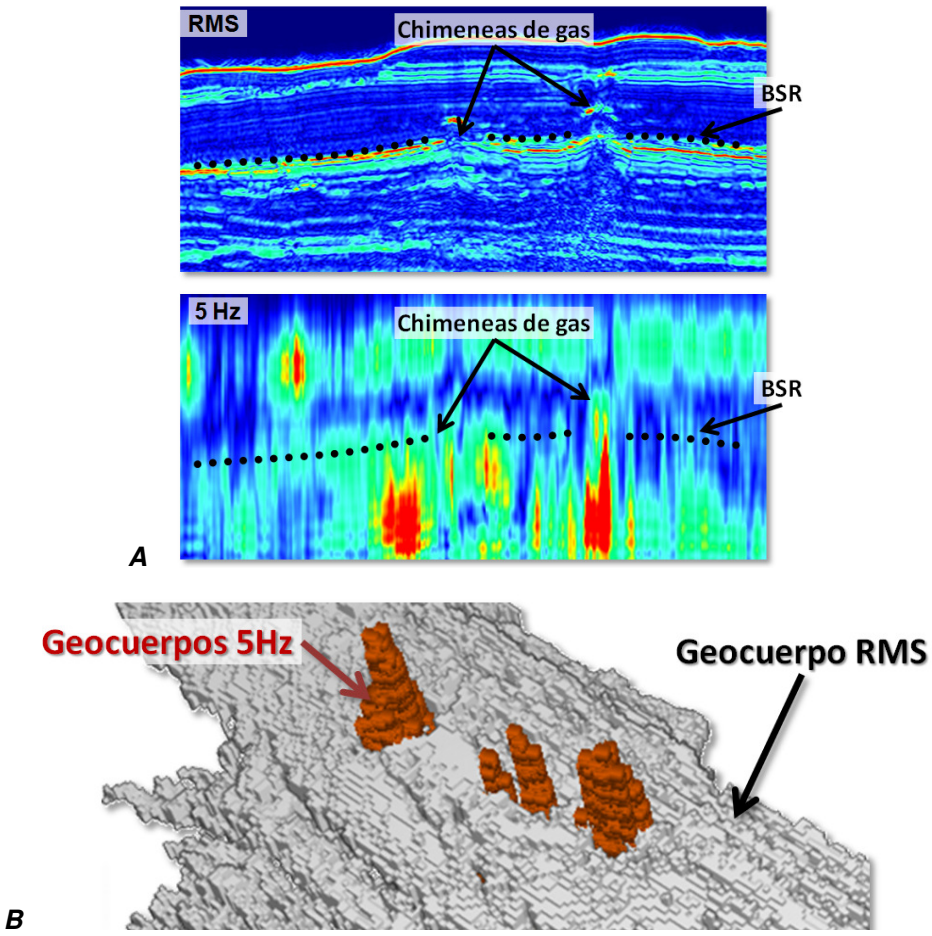



***Figura 3.4***
*Comparación de amplitudes a diferentes frecuencias.*
*A: Secciones sísmicas a 5 Hz y de amplitud RMS.*
*B: Geocuerpos extraídos a 5 Hz y con amplitud RMS.*

La sección a 5 Hz en la Figura 3.4 muestra que las anomalías de alta amplitud se localizan casi exclusivamente sobre la trayectoria de gas en las chimeneas. Esta configuración de las amplitudes permite la creación de geocuerpos que ayudan a visualizar en tres dimensiones la disposición de los flujos de gas. Los geocuerpos básicamente son una visualización tridimensional de alguna propiedad en un rango de valores como se muestra en la Figura 3.4.

También se extrajo un geocuerpo asociado a el cuerpo somero anómalo (CSA) a partir de las amplitudes RMS sobre la información sísmica original. En el geocuerpo del CSA se manifiestan claramente las discontinuidades de amplitud en donde se localizan las chimeneas de gas (Figura 3.2). Con la sobreposición de los geocuerpos de anomalías de amplitud a 5 Hz (chimeneas de gas) y RMS (CSA) se encontró gran concordancia entre los flujos de gas y las discontinuidades, además que se evidenció la presencia de tres chimeneas de gas localizadas en la parte más alta de la estructura.

## 3.2 Sombras de gas

La presencia de sombras de gas asociadas al CSA sería otro elemento de apoyo para la hipótesis de una acumulación de gas libre debajo de la zona de estabilidad de hidratos de gas. En la Figura 3.5 se muestran las secciones de isofrecuencia de 7, 10 y 25 H. A 7 Hz se observa que las mayores amplitudes se localizan sobre las trayectorias de los fluidos en las chimeneas de gas, pero también existen altas amplitudes debajo de las chimeneas y en la parte del CSA cercana de la chimenea de gas de menor tamaño.

En la sección a 10 Hz (Figura 3.5) la zona central de la chimenea de gas se ilumina con altas amplitudes, pero también existe una importante anomalía de alta amplitud debajo de CSA. Esta anomalía tiene mayor espesor sobre el eje de la chimenea principal y se adelgaza hacia los extremos. A 25 Hz únicamente se ilumina el CSA y desaparecen por completo las altas amplitudes debajo del mismo. La distribución de las amplitudes en bajas (7 y 10 Hz) y en altas frecuencias (25 Hz) presenta características que satisfacen la definición de las sombras de gas, lo que representa otro elemento que refuerza la hipótesis del CSA como una acumulación de gas.

Como se mencionó en la introducción de este capítulo, Ebrom (2002) enlista las posibles causas de las sombras gas, y para entender cuál o cuáles de estas causas es la que da lugar a las sombras encontradas en la zona de estudio probablemente será necesario realizar ejercicios de modelado y analizar la información antes de apilar. Pero de forma cualitativa y por los rasgos asociados a las chimeneas de gas, probablemente el mecanismo más importante es la gran atenuación o el bajo factor de calidad (Q) asociado a grandes acumulaciones de gas.

De acuerdo a ese mecanismo para la formación de las sombras de gas (factor de calidad bajo), las anomalías pueden iluminar las rutas de migración del fluido. Entonces en las secciones de monofrecuencia a 7 y 10 Hz las altas amplitudes pueden ayudar a entender el origen del CSA: el cuerpo somero anómalo se interpreta asociado a acumulaciones de gas que viajó desde mayores profundidades a través de zonas de debilidad o de falla, cuando el gas alcanzó la zona de estabilidad de los hidratos probablemente encontró una barrera impermeable (que puede ser una secuencia arcillosa y/o de sedimentos saturados por hidratos de gas) provocando su acumulación y desplazamiento lateral. Si el gas que viaja de forma ascendente a través de la columna de sedimentos del Oligoceno encuentra un intervalo permeable, puede ocupar el espacio poroso disponible desplazando al fluido que ya se encontraba en los poros, como puede ser interpretado a partir de la sección a 10 Hz.

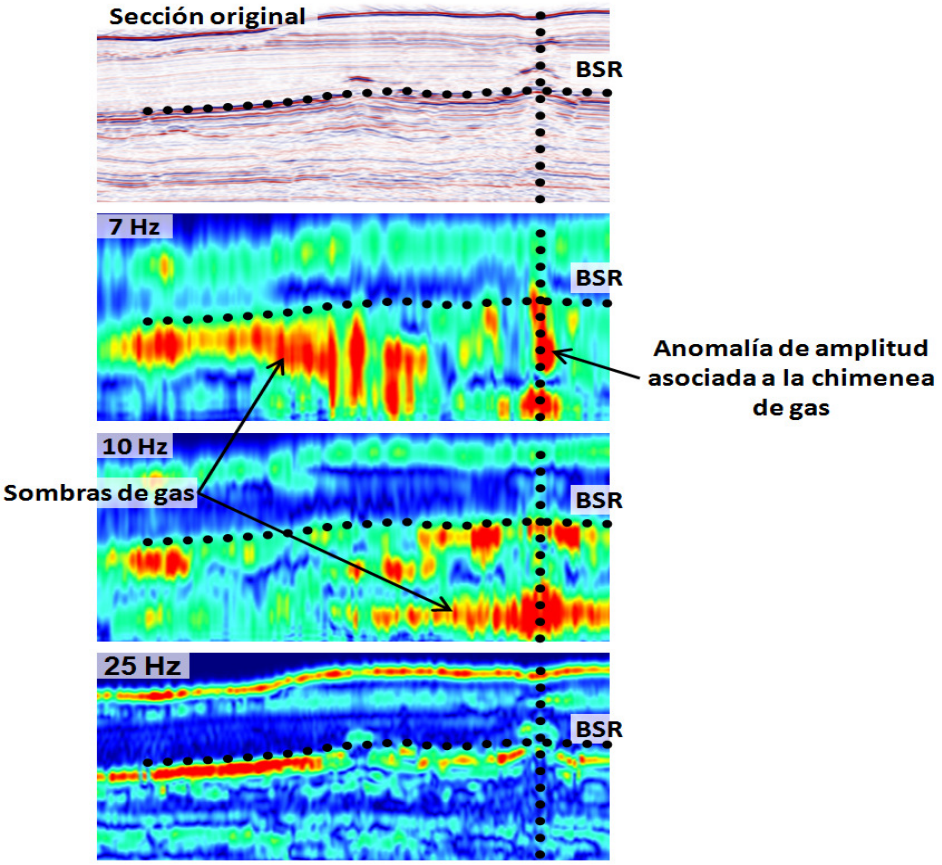



***Figura 3.5***

*Anomalías de amplitud en bajas frecuencias interpretadas como sombras de gas.*

## 3.3 Efecto de sintonía

En los análisis previos hemos considerado que el efecto del gas domina las bajas frecuencias, en ellas las altas amplitudes se concentran en el centro de la anomalía somera, lo que puede indicar que las mayores concentraciones de gas se localizan en la parte central y más alta de la estructura, en la zona donde están las chimeneas.

Al analizar frecuencias relativamente más altas se puede observar que el CSA tiene una distribución horizontal más amplia de las amplitudes. Consideramos que esto se debe a la presencia de otros fenómenos que afectan las amplitudes, especialmente el de sintonía. El efecto de sintonía explica que para reflectores con espesores temporales pequeños existe interferencia destructiva y/o constructiva entre los reflectores, lo que da lugar a variaciones de amplitud con respecto al espesor. El efecto de sintonía también tiene expresión en el dominio de las frecuencias, ya que los espesores pequeños se entonan (presentan mayores amplitudes) en frecuencias altas cercanas al inverso del espesor temporal, los espesores grandes se entonan en bajas frecuencias (Partyka, 2001).

La variación de la amplitud con respecto a la frecuencia en el CSA presenta un comportamiento característico (Figura 3.6): en bajas frecuencias las mayores amplitudes se localizan en la parte central del cuerpo, conforme la frecuencia aumenta las amplitudes se desplazan paulatinamente hacia los extremos, hasta que en 35 Hz las amplitudes se

concentran en las partes más extremas del CSA. Este comportamiento de las amplitudes puede ser explicado de forma consistente a partir del efecto de sintonía.

Si se considera la sección de iso-frecuencia a 10 Hz en la Figura 3.6, se observa que la amplitud disminuye conforme disminuye el espesor del CSA, lo que se puede comparar con el comportamiento de las amplitudes de los componentes espectrales en la Figura A.6.

Si ahora se considera un punto sobre la cima del CSA y se comparan las amplitudes a diferentes frecuencias (Figura 3.6) se observará que existe una frecuencia en la que la amplitud es máxima. Y esta frecuencia será aproximadamente el inverso del espesor temporal, como se muestra en la Figura A.6.

La presencia del efecto de sintonía en el CSA significa que las altas amplitudes se relacionan con interferencia en los extremos del cuerpo, además de estar asociadas a contrastes de impedancia por saturación de gas. Por lo tanto las amplitudes se deben al efecto combinado, y para realizar una estimación de la distribución de gas a partir de extracciones de amplitud sería necesario eliminar o tomar en consideración el efecto de la sintonía.

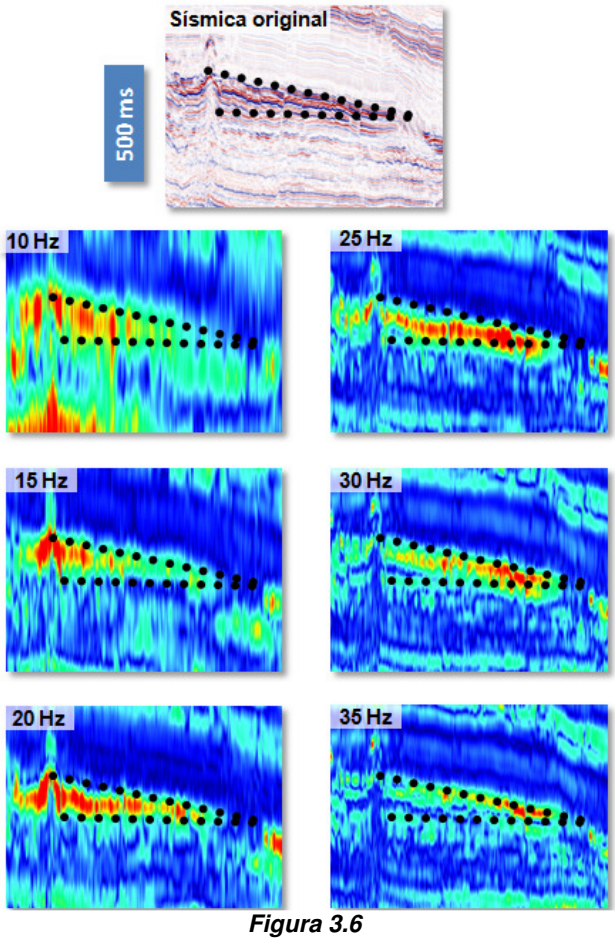



***Figura 3.6***

*Interpretación del efecto de sintonía en el cuerpo somero anómalo. Las líneas punteadas indican la posición de la cima y base de la anomalía somera. Conforme aumenta la frecuencia, las altas amplitudes (rojos) en el CSA se desplazan hacia sus extremos, como en un modelo de cuña.*

# 4. ANÁLISIS AVA (Amplitud versus ángulo)

En el área de estudio se empleó información sísmica pre-apilamiento que cubre la parte sur-oeste del CSA o cuerpo somero anómalo (Figura 4.1). Esta información fue migrada en tiempo y el procesamiento considera preservación de amplitudes para aplicar estudios AVA.

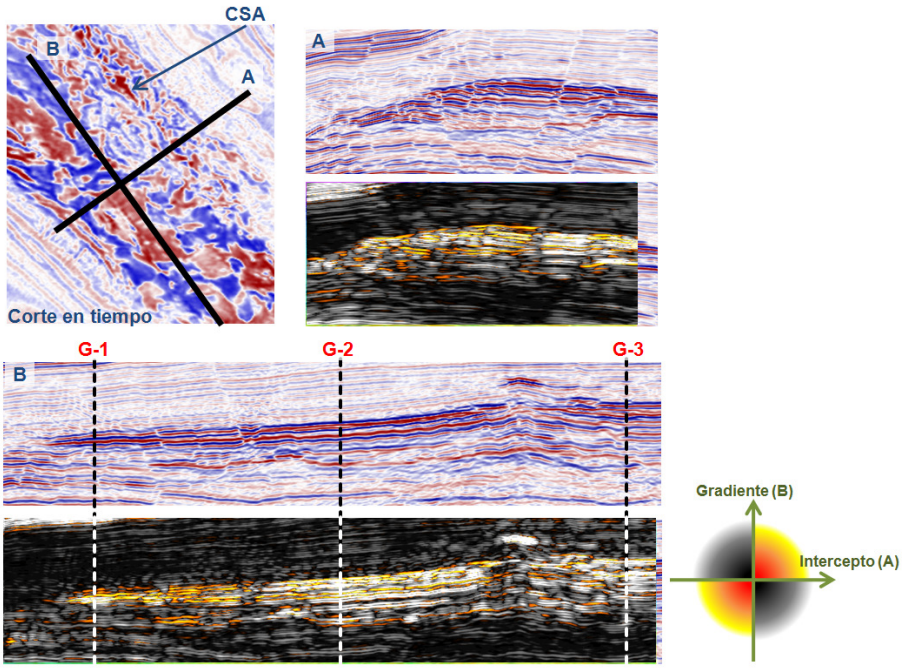



***Figura 4.1***

*Atributo AVO de intercepto por gradiente en el CSA.*
*Los colores cálidos son valores positivos, que corresponden con los cuadrantes I y III del gráfico cruzado de intercepto y gradiente.*

El estudio AVO fue realizado con el software Hampson & Russell©. Con las velocidades de apilamiento se calcularon los *gathers* en función del ángulo con un rango de 2 a 40°. En la Figura 4.2 se muestra el análisis de amplitud en función del ángulo para tres gathers (G-1, G-2 y G-3) distribuidos en el cuerpo somero anómalo (CSA). En la Figura 4.2 las líneas azules en los gráficos de amplitud vs ángulo representan la amplitud medida sobre la información sísmica, la línea roja es un ajuste mediante la aproximación de Shuey de dos términos.

Se observa que la cima del CSA que ha sido interpretada como BSR presenta una respuesta AVA clase III, con una amplitud de incidencia normal negativa que se hace más negativa conforme aumenta el ángulo de incidencia (Figura 4.2). También se encontró una respuesta AVA clase III en varios reflectores dentro del CSA, debajo del BSR.

Este comportamiento AVA del BSR y del CSA puede ser cualitativamente explicado considerando la presencia de gas libre. La respuesta del BSR es similar a la reportada por Ecker, et al., (1998), donde se considera que esto puede asociarse a un modelo petrofísico en donde los hidratos de gas se encuentran distribuidos en los poros de las rocas, modificando la velocidad de onda P, sin un efecto en el módulo de cizalla. Empleando la misma referencia en la interpretación de nuestros resultados, podríamos

considerar que la respuesta AVA probablemente indica que los sedimentos sobre el BSR son poco consolidados y con propiedades mecánicas débiles.

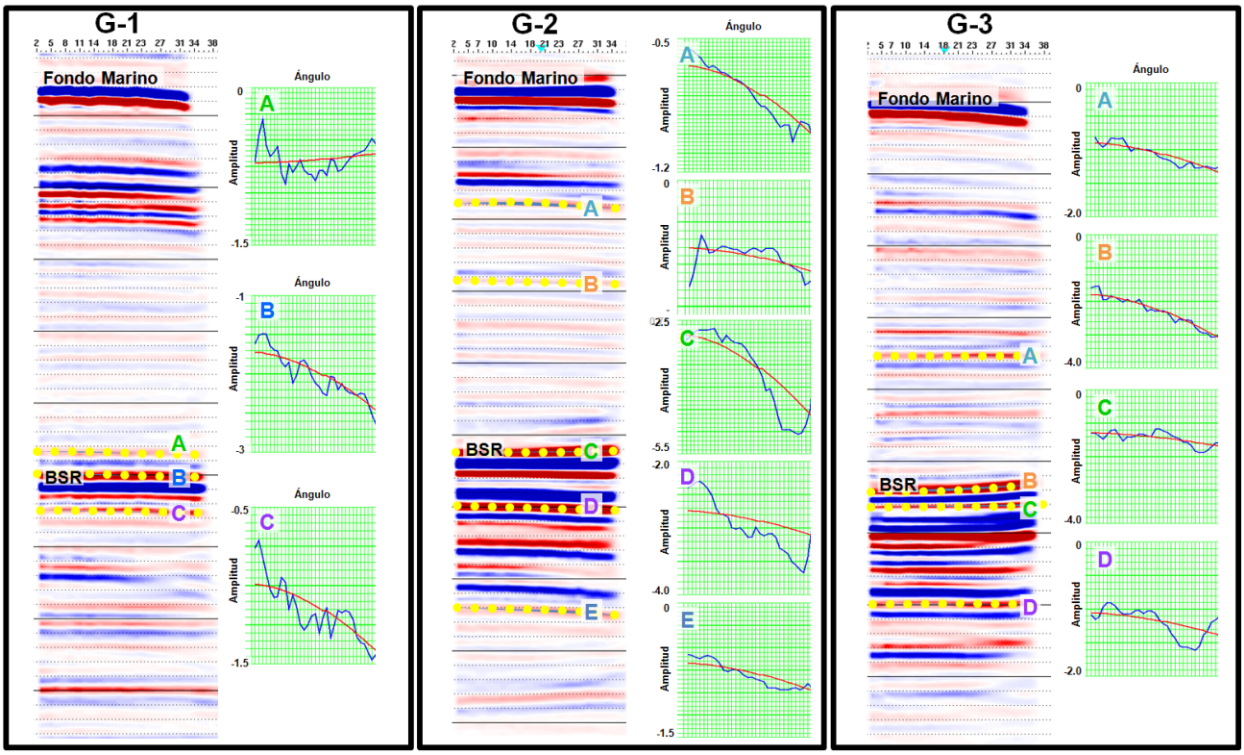



***Figura 4.2***

*Análisis AVA de tres gathers sísmicos. Su posición con respecto al CSA se indica en la Figura 4.1*

La respuesta AVO clase III en el CSA puede ser causado por una intercalación de capas permeables saturadas con gas, con capas arcillosas de baja permeabilidad.

En algunos reflectores sobre el BSR también se observa un comportamiento AVA clase III (Figura 4.2, *gathers* G-2 y G-3). Esta respuesta se encuentra en los reflectores que habíamos interpretado en el capítulo 3 como una secuencia arenosa. Además la respuesta clase III se localiza en los alrededores de las chimeneas de gas y corresponden con pequeños incrementos en la amplitud sísmica. Una posible explicación de esta respuesta es considerar que se debe a acumulaciones de gas libre que viajó a través de las chimeneas, y al encontrar una secuencia permeable se distribuyó lateralmente. También existe la posibilidad de que este gas se haya convertido en hidratos, pero con los datos disponibles no podemos inclinarnos por alguna de estas posibilidades.

Considerando que el gas libre en la zona de estudio se comporta como clase III, decidimos calcular el atributo de A*B (intercepto por gradiente) para diferenciar los puntos que caen en los cuadrantes I y III en el plano de intercepto y gradiente. En la Figura 4.1 se grafican con colores cálidos los valores de A*B positivos, y los negativos están en tonos de grises. Se observa que existe una excelente correlación entre la posición del CSA con los valores positivos del atributo AVA, lo que permite reforzar la idea del CSA como una acumulación de gas libre debajo de la zona de estabilidad de los hidratos de gas.

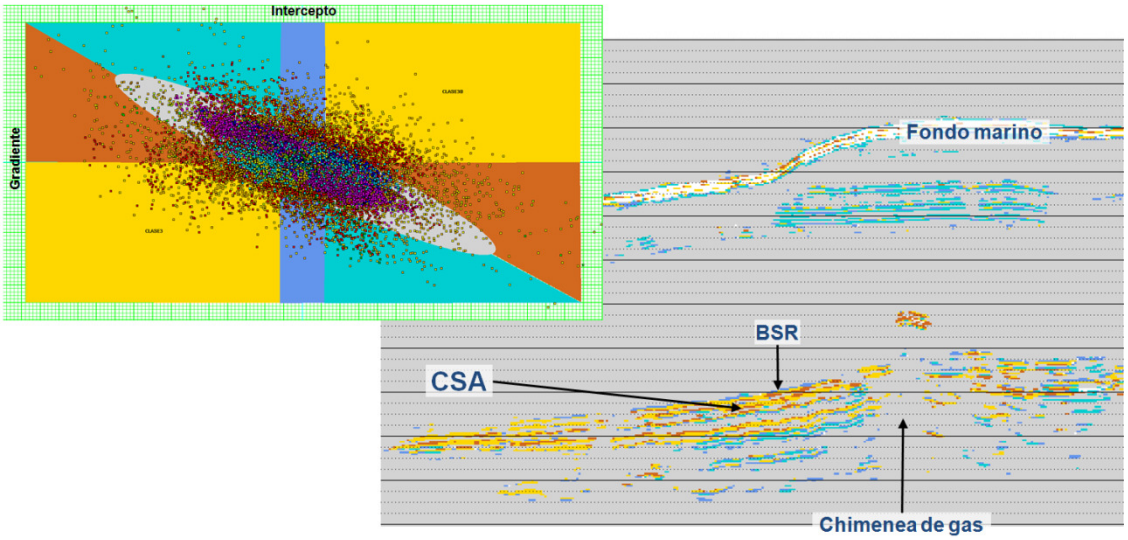



***Figura 4.3***
*Definición de clases AVA en la zona del CSA.*

Para diferenciar con más detalle la posición de los reflectores del CSA en el plano de intercepto y gradiente, se realizaron gráficos cruzados y se definieron las zonas con diferentes colores. En la Figura 4.3 es posible observar que existe gran dispersión de puntos en el gráfico cruzado, y el CSA corresponde casi completamente con una anomalía clase III.

Con los cubos de intercepto y gradiente también es posible realizar geocuerpos que definan diferentes clases AVA. Con ayuda del *software* Petrel© fue definido un geocuerpo que corresponde con una anomalía clase III que tiene una excelente correlación con la posición del CSA (Figura 4.4). Este tipo de visualizaciones tridimensionales son muy útiles para entender la distribución de propiedades sísmicas e interpretarlas geológicamente.

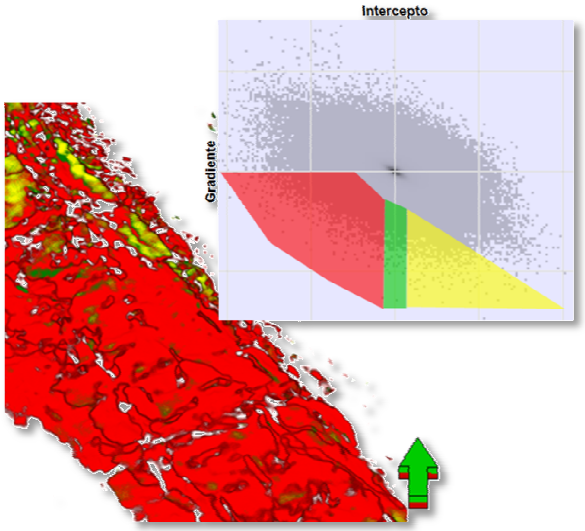



***Figura 4.4***
*Geocuerpo generado por la opacidad de los cubos de intercepto y gradiente.*
*Se observa que el CSA corresponde principalmente con una anomalía AVA clase III.*

# 5. ANÁLISIS DE VELOCIDADES SÍSMICAS

El análisis de los rasgos sísmicos asociados al CSA indica la presencia de hidratos de gas y gas libre. El análisis de amplitudes con respecto a la frecuencia reveló fenómenos asociados a acumulaciones de gas. La respuesta AVO muestra anomalías clase III que se pueden asociar a la presencia de gas libre y en algunos casos a saturación de hidratos de gas. Estos resultados claramente van en la misma dirección, pero consideramos que el análisis de las velocidades sísmicas puede dar mayor certidumbre con respecto a la presencia de hidratos de gas y gas libre. Además buscamos aplicar un modelo petrofísico para estimar de forma preliminar la saturación de fluidos a partir de la velocidad sísmica.

## 5.1 Velocidades de intervalo del cubo HDVP

En una porción del CSA se cuenta con un cubo de velocidad de intervalo de alta resolución (HDVP *High Dense Velocity Picking*), que es el resultado de la aplicación del método de Swan basado en el efecto AVO. Las velocidades disponibles se localizan en la parte sur-oeste del CSA, como se muestra en la Figura 5.1. Para su cálculo se empleó el algoritmo AVEL© disponible en la librería de procesos del software de procesamiento sísmico Promax©. La salida del algoritmo es la velocidad de apilamiento que consideramos igual a la velocidad RMS, lo que permitió calcular la velocidad de intervalo por medio de la ecuación de Dix. El cubo de velocidad HDVP fue calculado para otros objetivos en la zona de estudio, pero se consideró que su resolución es adecuada para el análisis del cuerpo somero anómalo.

En la Figura 5.1 se observa que la velocidad de intervalo de onda P disminuye drásticamente en la zona donde se encuentra el CSA. Existe una excelente concordancia entre la posición del CSA y la zona de bajas velocidades. Las velocidades disminuyen hasta alcanzar valores cercanos a 1500 m/s. De acuerdo a la bibliografía (Ecker, et al., 2000) consideramos que las bajas velocidades son causadas por la acumulación de gas libre debajo de la zona de estabilidad de los hidratos de gas. El gas tiene un módulo de compresibilidad menor que el agua, por lo que la presencia de gas en la zona disminuye localmente la velocidad de propagación de ondas P.

Considerando las propiedades elásticas de los hidratos de gas, esperaríamos observar un aumento en las velocidades sísmicas sobre el BSR, en la zona de estabilidad de los hidratos de gas (Chand, et al., 2004). En el cubo de velocidad de intervalo HDVP no se observa a primera vista algún incremento de las velocidades sísmicas. Pero la presencia del BSR indica que existen hidratos de gas en la zona.

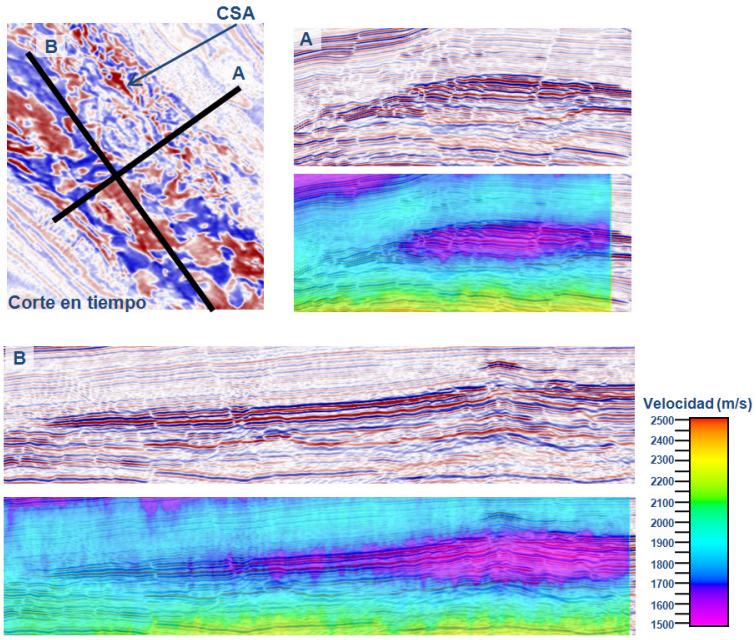



***Figura 5.1***

*Posición del cubo de velocidad HDVP con respecto a la posición del CSA. También se muestra el comportamiento de las velocidades sísmicas en la zona con amplitudes anómalas.*

Para visualizar claramente el comportamiento de la velocidad de onda P dentro y fuera del CSA, se extrajeron 25 curvas de velocidad uniformemente distribuidas sobre el área del cubo de HDVP. Estas curvas fueron agrupadas en 5 grupos, como se muestra en la Figura 5.2, el eje vertical es el tiempo doble de viaje desde el fondo marino. Los grupos A y B son las curvas que se encuentran más alejadas del CSA, y presentan un comportamiento que se podría considerar normal, asociado a la compactación de sedimentos no consolidados.

Los grupos de curvas D y E presentan un comportamiento de la velocidad característico de las acumulaciones de hidratos de gas y gas libre, en donde se puede identificar claramente la zona de baja velocidad limitada en la parte superior por un nivel considerado como la base de la zona de estabilidad de los hidratos, que en algunas partes del CSA corresponde con el BSR. Sobre el nivel del BSR existe un aumento en las velocidades sísmicas (Figura 5.2), que se asocia a la saturación de hidratos de gas.

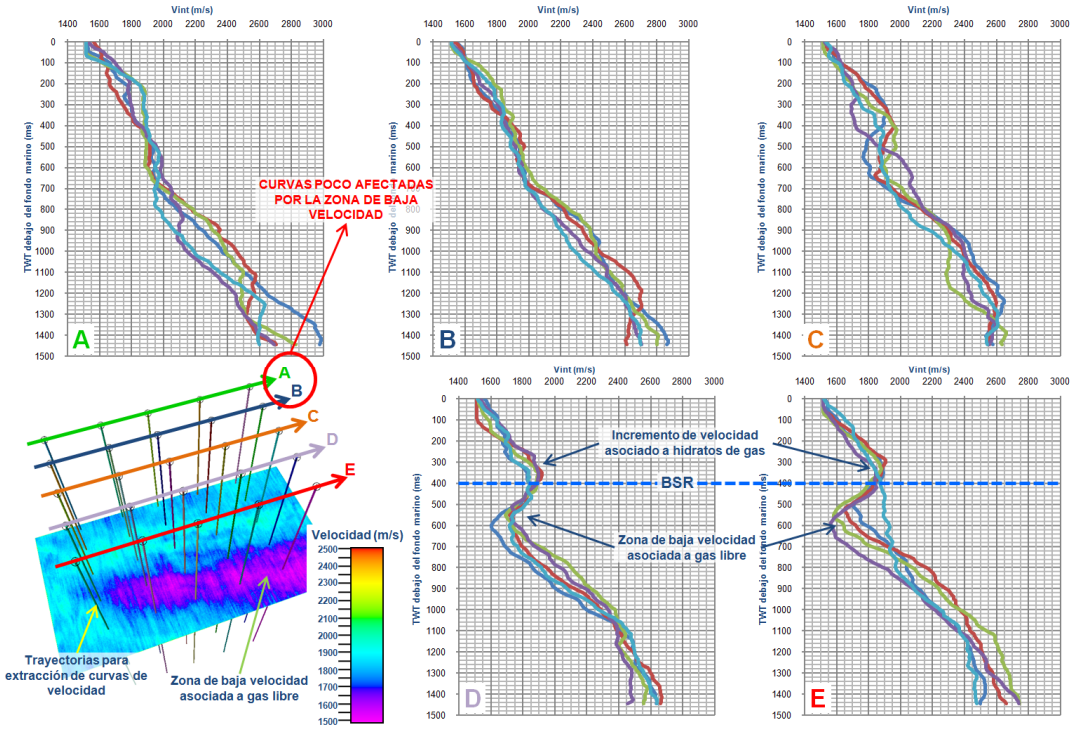



***Figura 5.2***

*Curvas de velocidad HDVP extraídas del cubo de velocidad de intervalo.*

## 5.2 Curva de compactación normal

El comportamiento de las velocidades sísmicas en las curvas de los grupos A y B (Figura 5.3) parece no estar afectado por la presencia de gas o hidratos, únicamente por el comportamiento de compactación normal. A partir de estas curvas construimos un modelo de velocidad 3D, resultado del promedio de las curvas de velocidad y de su extrapolación en el área de estudio (Figura 5.3).

Para extrapolar las velocidades de intervalo de las curvas no afectadas por hidratos o gas, se construyó un modelo sólido con ayuda del *software* Petrel©. Se definieron mini-capas paralelas al fondo marino, para que la profundidad fuera definida con esta referencia. La extrapolación dio un valor constante de velocidad a cada una de estas mini-capas (Figura 5.3), esa velocidad es igual al promedio de las curvas de velocidad que atraviesan cada capa. El resultado fue un modelo de velocidad sin anomalías, y consideramos que representa el comportamiento local de las velocidades sísmicas para una saturación de 100% agua.

Sin embargo, el modelo de velocidad sin anomalías presenta ligeras variaciones de velocidad de alta frecuencia con respecto al tiempo de viaje, por lo que decidimos emplear una función cuadrática para representar la tendencia de las velocidades. A esta aproximación cuadrática le llamamos curva de compactación normal (Figura 5.3). Extrapolamos sobre el modelo sólido la curva de compactación normal para construir un modelo de velocidad de compactación normal.

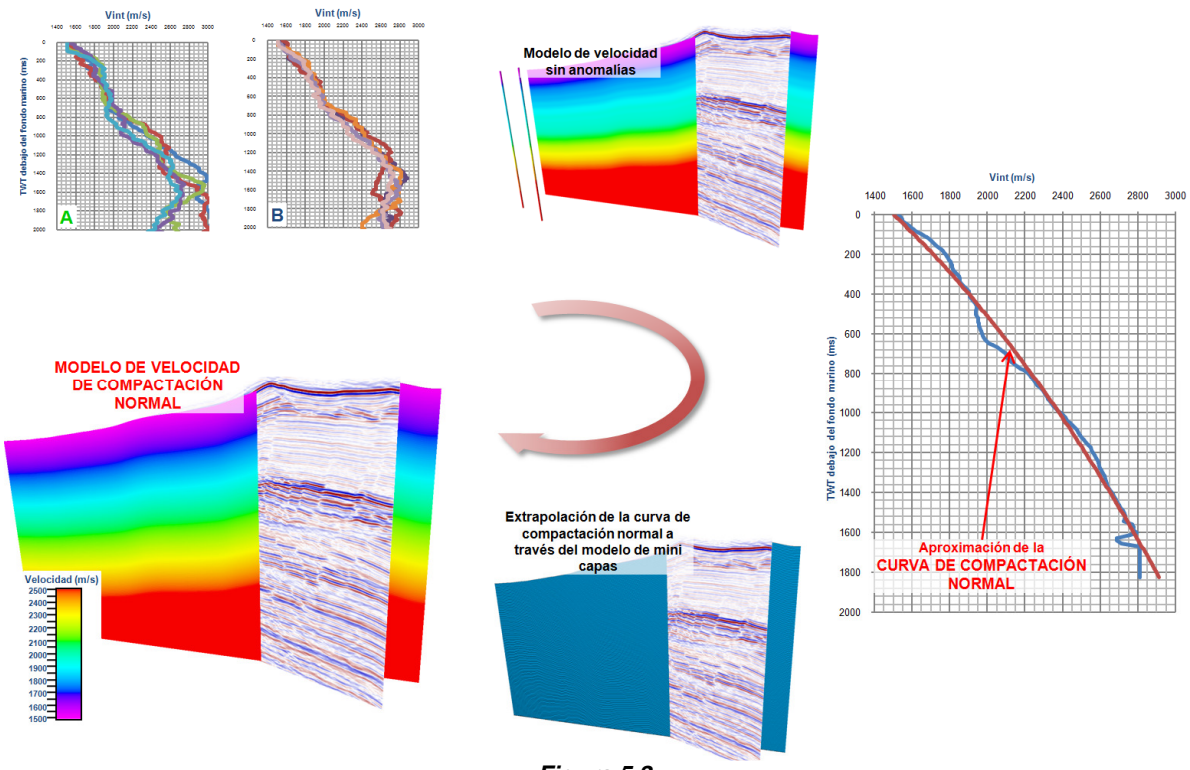



***Figura 5.3***

*Metodología para el cálculo de la curva de velocidad de compactación normal y del modelo de velocidad de compactación normal.*

## 5.3 Modelo de velocidad secundaria

El modelo de velocidad de compactación normal representa el comportamiento esperado de la velocidad considerando únicamente el efecto de la compactación en las velocidades sísmicas. Si a la velocidad de intervalo HDVP le restamos el modelo de velocidad de compactación normal (Figura 5.4), entonces resaltamos las variaciones de velocidad asociadas a fluidos y a sobre-presión, principalmente. A estas velocidades obtenidas a partir de una diferencia les llamamos modelo de velocidad secundaria.

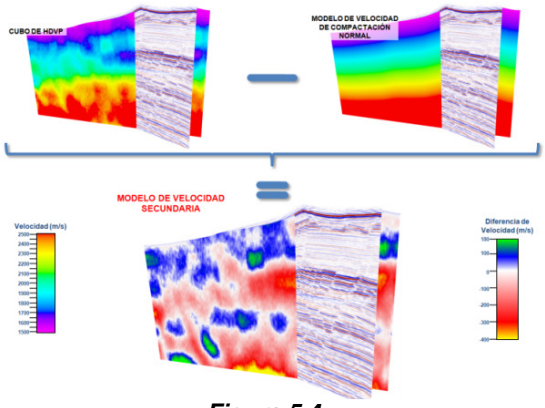



***Figura 5.4***

*Cálculo del modelo de velocidad secundaria.*

El modelo de velocidad secundaria tiene valores positivos cuando la velocidad HDVP es mayor a la de tendencia de compactación. Se tienen valores negativos de velocidad

secundaria cuando la velocidad HDVP es menor que la tendencia de compactación normal.

En la Figura 5.5 se muestra una sección sísmica con la velocidad HDVP en transparencia, y la misma sección pero con la velocidad secundaria en transparencia. Se observa que la zona del CSA corresponde con valores negativos de velocidad secundaria, lo que significa que la velocidad HDVP es menor que la de compactación normal. Consideramos que esto se debe a la presencia de gas libre debajo del BSR.

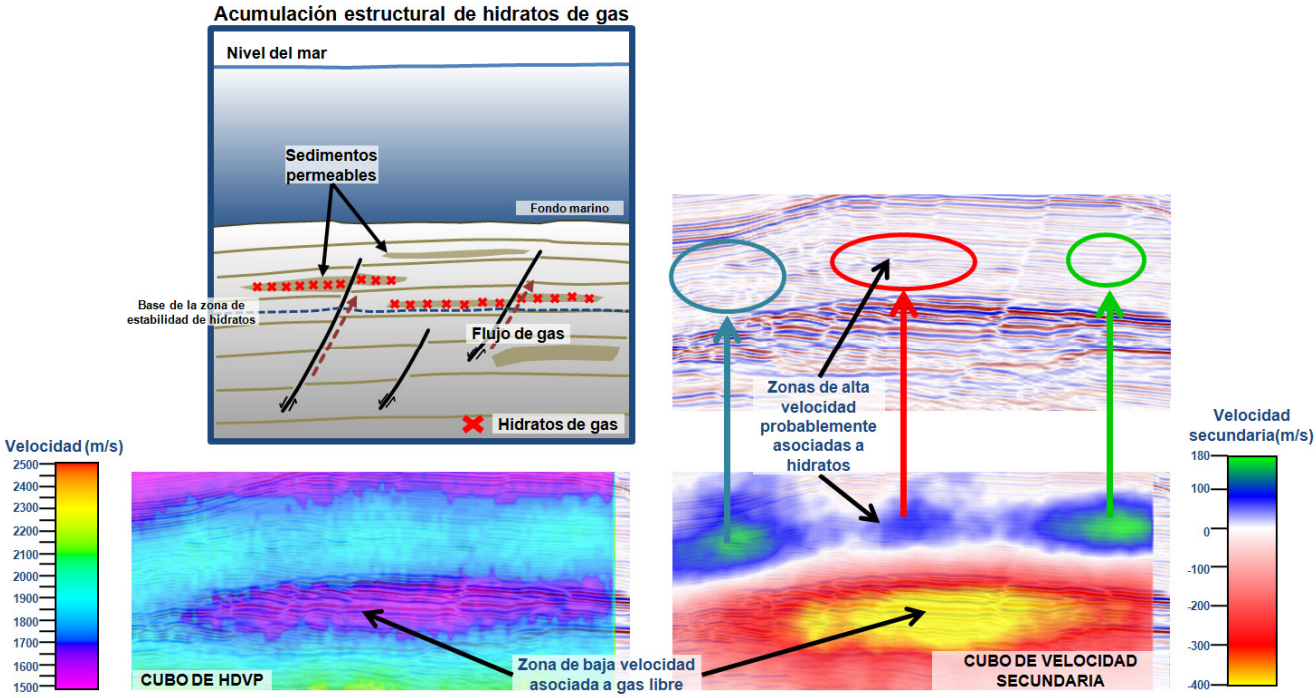



***Figura 5.5***

*Comportamiento de la velocidad de intervalo HDVP y la velocidad secundaria. Arriba a la derecha se muestra un diagrama de una acumulación estructural de hidratos de gas (modificado de Dutta, et al., 2009).*

Sobre el BSR se observan (Figura 5.5) zonas con valores positivos de velocidad secundaria, lo que significa que la velocidad HDVP es mayor a la de compactación normal. La zona de velocidad secundaria positiva que se encuentra sobre la porción oeste del CSA en la Figura 5.5 corresponde con una zona intensamente afectada por fallas. Consideramos que esta alta velocidad se asocia a la presencia de hidratos de gas, en donde el gas libre migró desde mayores profundidades hasta alcanzar la zona de estabilidad de los hidratos, el gas tiende a ocupar las capas más permeables de las secuencias por las que fluye, mientras que paulatinamente las condiciones termodinámicas lo transforman en hidratos de gas. Estas acumulaciones de hidratos de gas con altas velocidad pueden corresponder con las pequeñas anomalías de amplitud localizadas en las vecindades de las fallas.

Sobre la porción este del BSR en la Figura 5.5 también se observa otra zona con velocidades secundarias positivas. Esta zona está centrada en una falla que atraviesa la zona de estabilidad de hidratos, de nuevo consideramos que las altas velocidades pueden estar asociadas a acumulaciones de hidratos de gas. Pero en este caso no existen pequeñas anomalías de alta amplitud asociadas, por el contrario se observa un

blanqueamiento sísmico. Lo cual es consistente con lo que se mencionó en el Capítulo 1, referente a que las acumulaciones de hidratos pueden causar altas y bajas amplitudes.

Las posibles acumulaciones de hidratos con altas velocidades sísmicas están asociadas al flujo de gas a través de fallas, por lo que de acuerdo a Dutta, et al., (2009) estas acumulaciones pueden ser llamadas de tipo estructural (Figura 5.5).

A partir del modelo de velocidad secundaria es posible extraer geocuerpos que permiten visualizar en tres dimensiones la distribución de las anomalías de velocidad. En la Figura 5.6 se define un cuerpo de baja velocidad de gran tamaño y localizado debajo del BSR asociado a la presencia de gas libre. Este geocuerpo de baja velocidad tiene una excelente concordancia con el CSA.

Sobre el BSR se definieron varios cuerpos de alta velocidad (Figura 5.6) probablemente asociados a las acumulaciones de hidratos de gas. Se observa que las zonas de alta se alinean en dirección de la estructura, lo que puede asociarse a la dirección de las fallas someras que pudieron servir como rutas de migración del gas libre para alcanzar la zona de estabilidad de los hidratos.

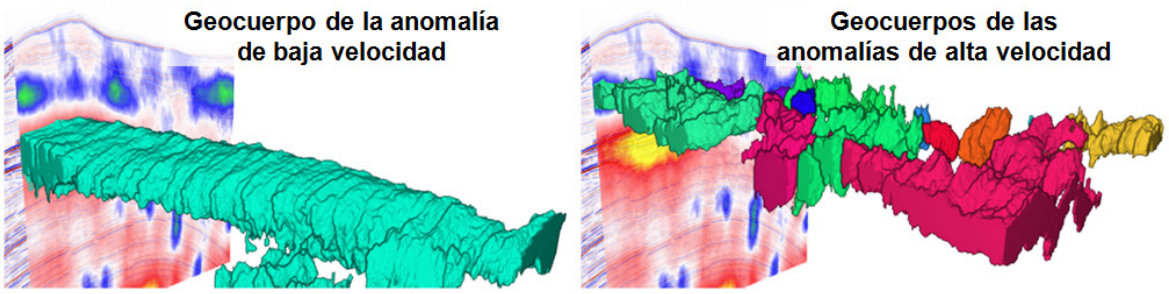



***Figura 5.6***
*Geocuerpos extraídos del modelo de velocidad secundaria.*

## 5.4 Estimación de saturaciones de hidratos de gas y gas libre

Para estimar la saturación de hidratos de gas y de gas libre en la zona del CSA se tiene muy poca información, únicamente se cuenta con la velocidad de onda P, por lo que no es posible emplear modelos petrofísicos complejos. Sin embargo, es posible aplicar la metodología empleada por Ecker, et al., (2000), en donde a partir de la velocidad de onda P calcula las saturaciones de hidratos de gas y gas libre.

El método de Ecker se basa en el modelo petrofísico de Hashin-Shtrikman-Hertz-Midlin. En este trabajo adaptamos ese método para realizar una estimación preliminar de saturaciones de hidratos de gas y de gas libre en la zona del CSA. A continuación explicamos los pasos realizados para estimar las saturaciones:

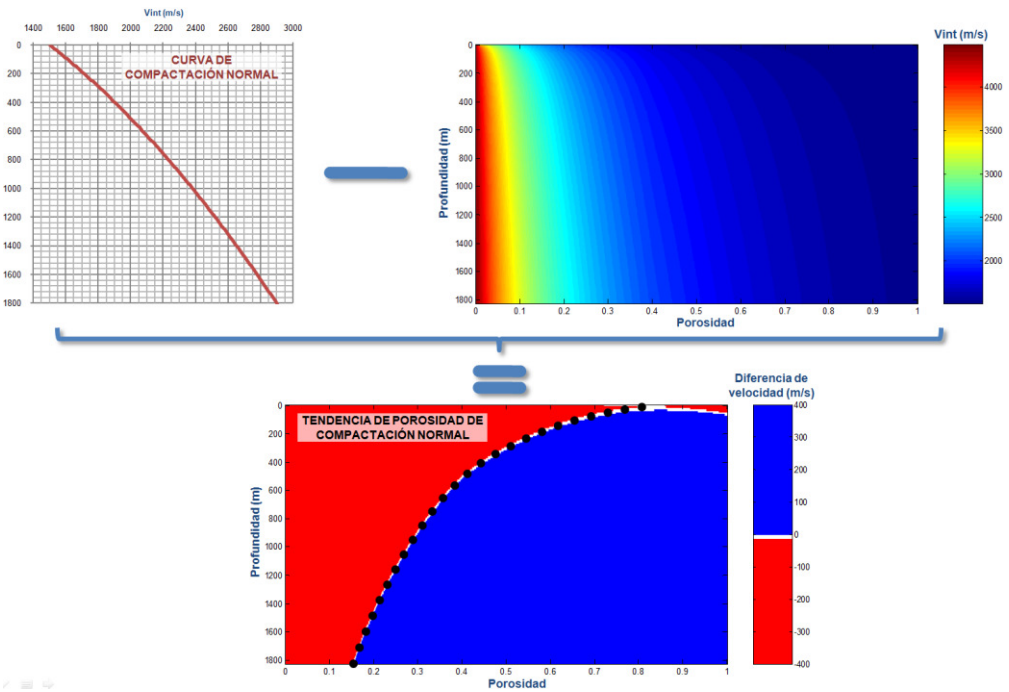



***Figura 5.7***

*Cálculo de la curva de porosidad de compactación normal.*

1. Cálculo de la tendencia de la porosidad de compactación normal:

A partir de la curva de velocidad de compactación normal en profundidad obtenida de la velocidad HDVP calculamos la porosidad. Como en el modelo petrofísico no es posible despejar de forma sencilla la porosidad en función de la velocidad, se decidió calcular un mapa de velocidad de onda P en función de la profundidad y de la saturación.

Posteriormente se calcula la diferencia de la velocidad de compactación normal menos la velocidad en función de la profundidad para cada valor de porosidad, con lo que se obtuvo un mapa de diferencia de velocidad en función de la profundidad y de la porosidad (Figura 5.7). Cuando la diferencia de velocidad era nula o muy cercana a cero significa que se tiene el valor correcto de porosidad. Se extrajeron esos valores de porosidad en función de la profundidad para construir la curva de porosidad de compactación normal en función de la profundidad (medida a partir del fondo marino). Esta curva de porosidad considera 100% de saturación de agua.

También se extrajeron las curvas del módulo Bulk y del módulo de cizalla para una saturación de 100% agua.

2. Modelo de porosidad de compactación normal y de módulos elásticos de compactación normal:

Las curvas de porosidad de compactación normal y los módulos de Bulk y de cizalla fueron extrapolados en el modelo sólido para construir los modelos de porosidad y de módulos elásticos de compactación normal.

3. Cálculo de saturación de gas:

Se extrajeron las curvas de porosidad de compactación normal, de módulos elásticos y de velocidad de intervalo HDVP en cada uno de los 25 puntos empleados para analizar el comportamiento de las velocidades en el CSA.

La velocidad sísmica de los sedimentos saturados con gas, de acuerdo con Gassman, depende de la saturación de gas y agua en las rocas, pero es complicado despejar la saturación de gas en función de la velocidad sísmica de onda P. Por lo que calculamos un mapa de velocidad de onda P en función del tiempo doble de viaje (TWT) y de la saturación, empleando los datos de entrada de porosidad y de las propiedades mecánicas de la matriz, de la roca saturada con agua y de los fluidos (gas y agua).

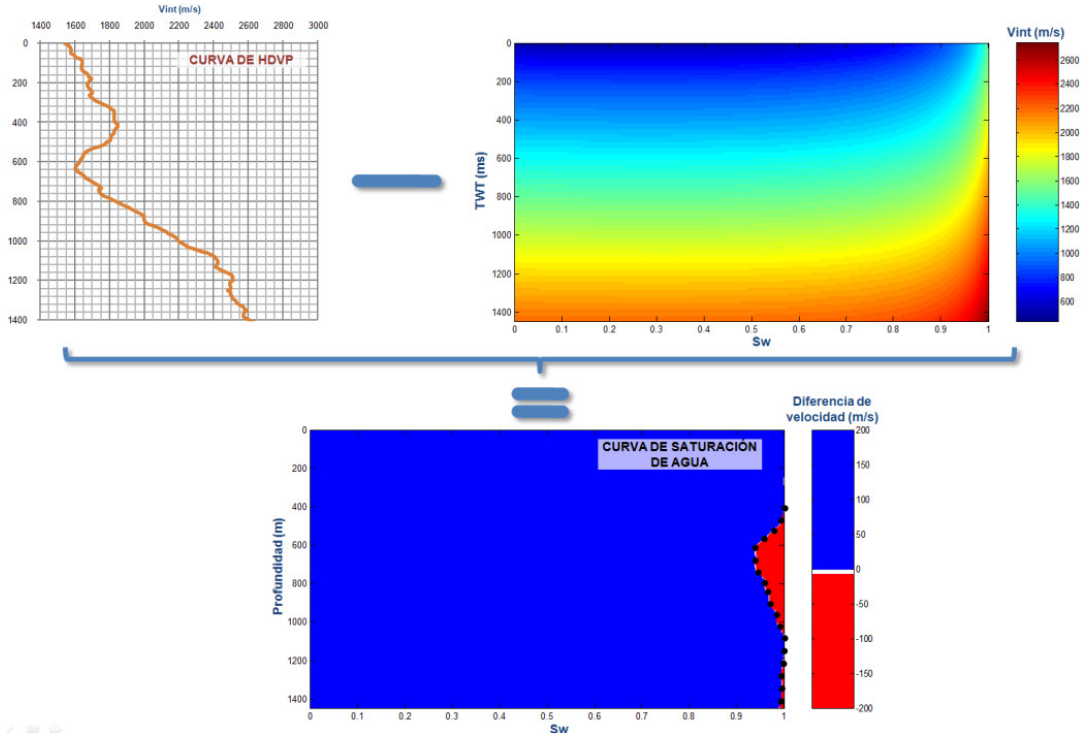



***Figura 5.8***

*Cálculo de la curva de saturación de agua (en el caso de gas libre) para una de las 25 curvas de velocidad HDVP extraídas para el análisis.*

Calculamos la diferencia de la velocidad de intervalo de HDVP de los 25 puntos de análisis, menos la velocidad en función del TWT para cada valor de saturación de gas. De esta forma se construyeron mapas de diferencia de velocidad en función de TWT y de la saturación de agua (que es igual a la unidad menos la saturación de gas), se calculó un mapa de diferencia de velocidad por cada uno de los 25 puntos de análisis (Figura 5.8).

Se considera que cuando la diferencia de velocidad es nula o cercana a cero, es cuando se tiene el valor correcto de saturación, considerando las diferencias de velocidad mínimas se extrajeron curvas de saturación de gas en función de TWT para cada punto de análisis (Figura 5.8). Sabemos que esta saturación de gas únicamente es válida debajo del BSR, en la zona de gas libre.

4. Cálculo de saturación de hidratos de gas:

Para calcular la saturación de los hidratos de gas empleamos el modelo petrofísico de Ecker, et al., (2000) en donde los hidratos forman parte del fluido en las rocas y por lo tanto modifican el módulo de Bulk de la roca sin modificar su módulo de cizalla. La selección de este modelo se hizo por el efecto AVO observado en el CSA, que es cualitativamente similar al reportado por Ecker, et al., (1998).

La metodología es similar al cálculo de la saturación de gas por medio de la ecuación de Gassman, sólo que en este caso se emplean las propiedades mecánicas de los hidratos para estimar la saturación de los mismos.

Se estimó la saturación de hidratos en los 25 puntos de análisis en la zona del CSA, considerando que únicamente se tienen hidratos sobre el BSR. Se construyó una composición de las saturaciones: Saturación de hidratos sobre el BSR y saturación de gas libre debajo del BSR (Figura 5.9).

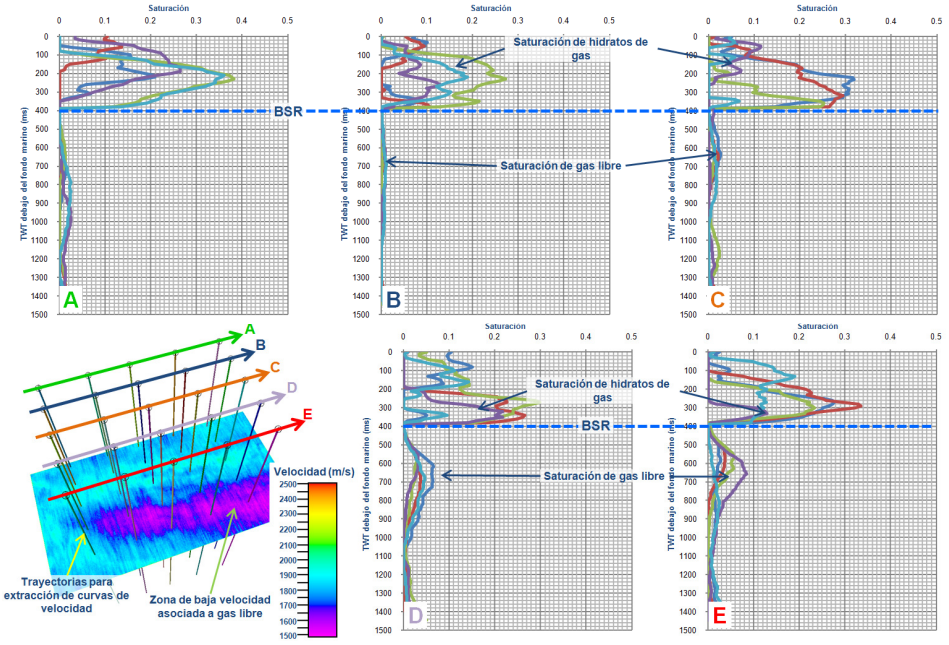



***Figura 5.9***

*Curvas de saturación para los 25 puntos de análisis.*

5. Modelo de saturaciones:

Para extrapolar los valores de saturación en todo el cubo de velocidades disponible, se realizó un gráfico cruzado de saturación y velocidad secundaria (Figura 5.10), se encontró que la primera variable puede ser expresada en términos de la segunda empleando una función sencilla (polinómica de tercer orden). Se definieron dos funciones, una para la saturación de hidratos cuando la velocidad secundaria es positiva, y otra función para la saturación de gas libre cuando la velocidad secundaria es negativa. Con estas funciones se definió un modelo de saturaciones (Figura 5.10). Sobre el nivel del BSR el modelo representa la saturación de hidratos y debajo del BSR se tiene saturación de gas libre.

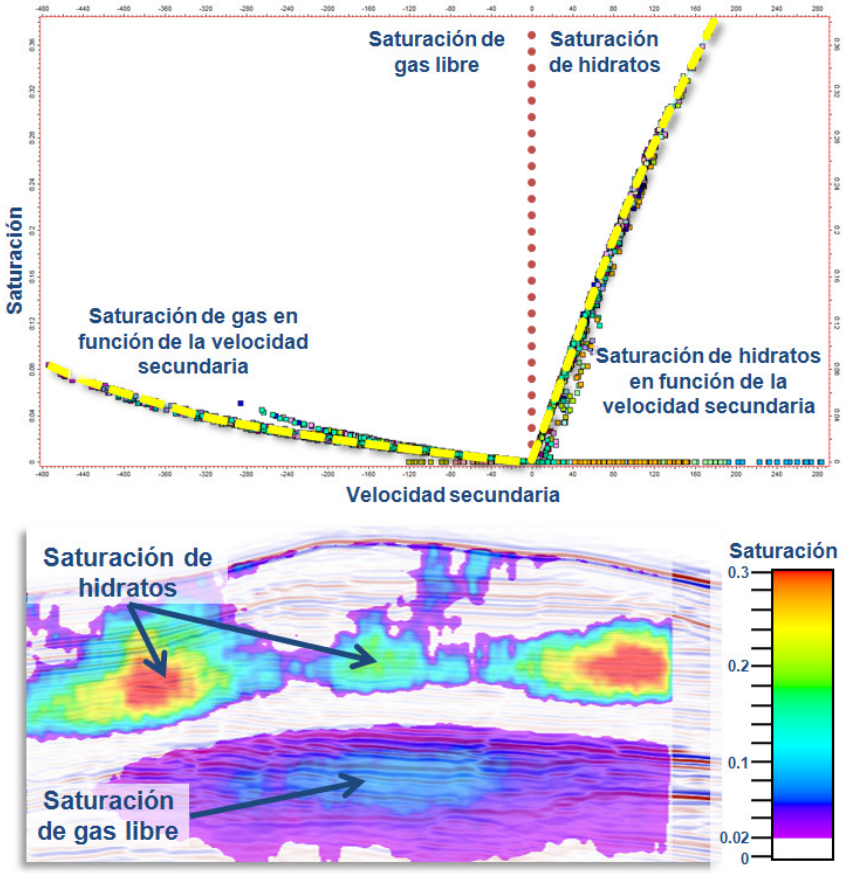



***Figura 5.10***

*Gráfica cruzada de saturación (de hidratos o gas) y velocidad secundaria, con funciones de aproximación. Línea sísmica con modelo de saturación.*

De la estimación de saturación se encontró que debajo del BSR, el CSA corresponde con una zona de baja velocidad asociada a la presencia de gas, con saturaciones que pueden llegar a alcanzar 8.5%, aproximadamente. En este caso no se consideró que existiera sobre-presión en el CSA. En condiciones de sobre-presión la disminución de velocidad de onda P estaría en parte asociada a la disminución en la presión efectiva.

Sobre el BSR se encontraron zonas de alta velocidad que puede asociarse a acumulaciones de hidratos de gas, los cuales pueden tener saturaciones hasta de 30 % aproximadamente. Esto es, considerando que las altas velocidades únicamente se deben a los hidratos, pero probablemente también existen variaciones asociadas a la litología. La distribución espacial de los hidratos de gas tiene la misma que la distribución de las zonas de alta velocidad representadas por los geocuerpos en la Figura 5.6.

# 6. INTEGRACIÓN DE RESULTADOS

A continuación se realiza un sumario de las principales observaciones realizadas en los capítulos del presente trabajo.

De la ***interpretación de rasgos sísmicos*** en el CSA resultaron las siguientes observaciones:

- Los espesores sísmicos de reflectores que pasan sobre y debajo del CSA no cambian en la zona de la anomalía. Esto disminuye la probabilidad del CSA como un crecimiento carbonatado.
- Los reflectores sísmicos de gran amplitud que forman el CSA tienen continuidad fuera de la zona anómala, y presentan una variación lateral de amplitudes.
- En el fondo marino se identificó una gran estructura de colapso que se interpretó asociada a la expulsión de gas a través de una falla que alcanza el fondo marino.
- Se identificó un BSR muy claro en algunas zonas, el cual corta oblicuamente los eventos sísmicos asociados a la litología.
- Se considera que la cima del CSA representa aproximadamente la posición del BSR. La cima de CSA en algunas zonas está afectado por fallas, lo que se interpretó como la presencia de un intervalo arcilloso de baja permeabilidad.
- Si la cima del CSA es el BSR, entonces el CSA se encuentra en la zona de gas libre.
- Los sedimentos del Mioceno presentan de forma regional bajas amplitudes sísmicas, lo que dificulta la identificación de blanqueamiento sísmico local asociado a la presencia de hidratos de gas sobre el BSR.
- Sobre el BSR también se identificaron zonas con un aumento local de las amplitudes sísmicas, que pueden asociarse a la presencia de hidratos de gas.
- En la parte central y más alta del CSA se localizaron tres posibles chimeneas de gas. Dos de ellas alcanzan el fondo marino formando estructuras de expulsión de gas. La geometría de los reflectores en los alrededores de las chimeneas indican una posible deformación temporal del BSR por el paso de fluidos con mayores temperaturas. Algunas anomalías de amplitud en los alrededores de las chimeneas pueden indicar acumulaciones de gas e hidratos de metano en sedimentos permeables en una posible secuencia arenosa dentro del Mioceno.
- La base del CSA en ocasiones presenta geometrías planas que se interpretan como puntos planos por contacto entre fluidos, probablemente gas y agua.

***Descomposición espectral:***

- Debajo del CSA existe un importante desplazamiento de los espectros hacia las bajas frecuencias.
- El CSA presenta continuidad lateral en las zonas de las chimeneas de gas para bajas frecuencias del espectro. En altas frecuencias el CSA es discontinuo sobre la trayectoria del gas. Este es interpretado por atenuación sísmica asociada a gas libre.
- Debajo del CSA se identificaron anomalías de alta amplitud en bajas frecuencias, que fueron interpretadas como sombras de gas. Estas sombras de gas se localizan principalmente en el centro de la anomalía y en la zona de las chimeneas, donde se considera la mayor concentración de gas libre.

- Se interpretó que el efecto de sintonía es en parte responsable por las amplitudes en el CSA, ya que las altas amplitudes se desplazan hacia las partes delgadas del CSA conforme aumenta la frecuencia.

***Análisis AVA:***

- La cima del CSA, interpretada como BSR, presenta un comportamiento AVA clase III consistente en toda la zona. De esto se interpreta que los hidratos de gas se encuentran en los sedimentos como agregados en el espacio poroso, y los sedimentos tienen baja resistencia mecánica.
- Los sedimentos dentro de CSA también presentan comportamiento AVA clase III. Esto se interpreta como acumulaciones de gas en intercalaciones de arena y arcilla.
- Sobre el BSR, en la secuencia interpretada como arenosa, se observan anomalías AVA clase III. Esto puede estar asociado a gas libre que viajó a través de las fallas, pero también es posible que este gas libre se haya convertido en hidratos de gas.
- El atributo de intercepto por gradiente muestra valores negativos de gran amplitud en la zona del CSA, resaltando puntos en los cuadrantes I y III del plano de intercepto y gradiente.
- Las clases definidas en el gráfico cruzado de intercepto y gradiente muestran que el CSA responde casi completamente a una anomalía AVA clase III.

***Velocidades sísmicas:***

- El cubo de velocidad de intervalo de alta densidad (HDVP) calculado mediante efecto AVO, presenta bajas velocidades en la zona del CSA, lo que se puede asociar a saturación de gas.
- Se calculó un modelo de velocidad secundaria a partir de la diferencia entre la velocidad HDVP y la velocidad de compactación normal. La velocidad secundaria muestra valores negativos en la zona del CSA. Se tienen valores positivos sobre el BSR, lo que se interpreta como acumulaciones de hidratos de gas. Estas zonas de alta velocidad se encuentran en zonas de fallas, las cuales pueden ser las rutas de migración para el gas que alcanzó la zona de estabilidad. Éstas se consideran acumulaciones estructurales de hidratos de gas.
- A partir de las velocidades HDVP se estimó la saturación de hidratos de gas y de gas libre. Se encontró que el CSA presenta saturaciones de gas libre que alcanzan 9%. Sobre el BSR se tienen saturaciones de hidratos de gas de hasta 30%. Las altas saturaciones de hidratos calculadas probablemente se deben en parte a aumentos locales de velocidad por variaciones litológicas.

Las observaciones realizadas a partir de diferentes estudios de la respuesta sísmica en la zona de estudio indican de forma consistente que el CSA corresponde con una acumulación de gas libre debajo de la zona de estabilidad de los hidratos de gas. La presencia de gas en la zona se verifica por los puntos planos, las chimeneas de gas, las estructuras de expulsión de gas en el fondo marino, la atenuación sísmica de altas frecuencias, las sombras de gas, la respuesta AVO clase III y por las bajas velocidades sísmicas. En la Figura 6.1 se muestra la traza G-3 con un resumen de las observaciones realizadas a partir del análisis de la información sísmica.

La cima del CSA aproximadamente corresponde con el BSR local. Sobre el CSA se tiene la zona de estabilidad de los hidratos de gas, en donde los hidratos probablemente se

acumulan en secuencias permeables en los alrededores de fallas que sirvieron como rutas de migración del gas.

Se calcularon preliminarmente concentraciones de gas libre de hasta 8.5%, y de hidratos de gas de hasta 30% aproximadamente. Estos números deben ser tomados con mucha reserva debido a la escasa información disponible, y a las suposiciones y simplificaciones realizadas durante los cálculos.

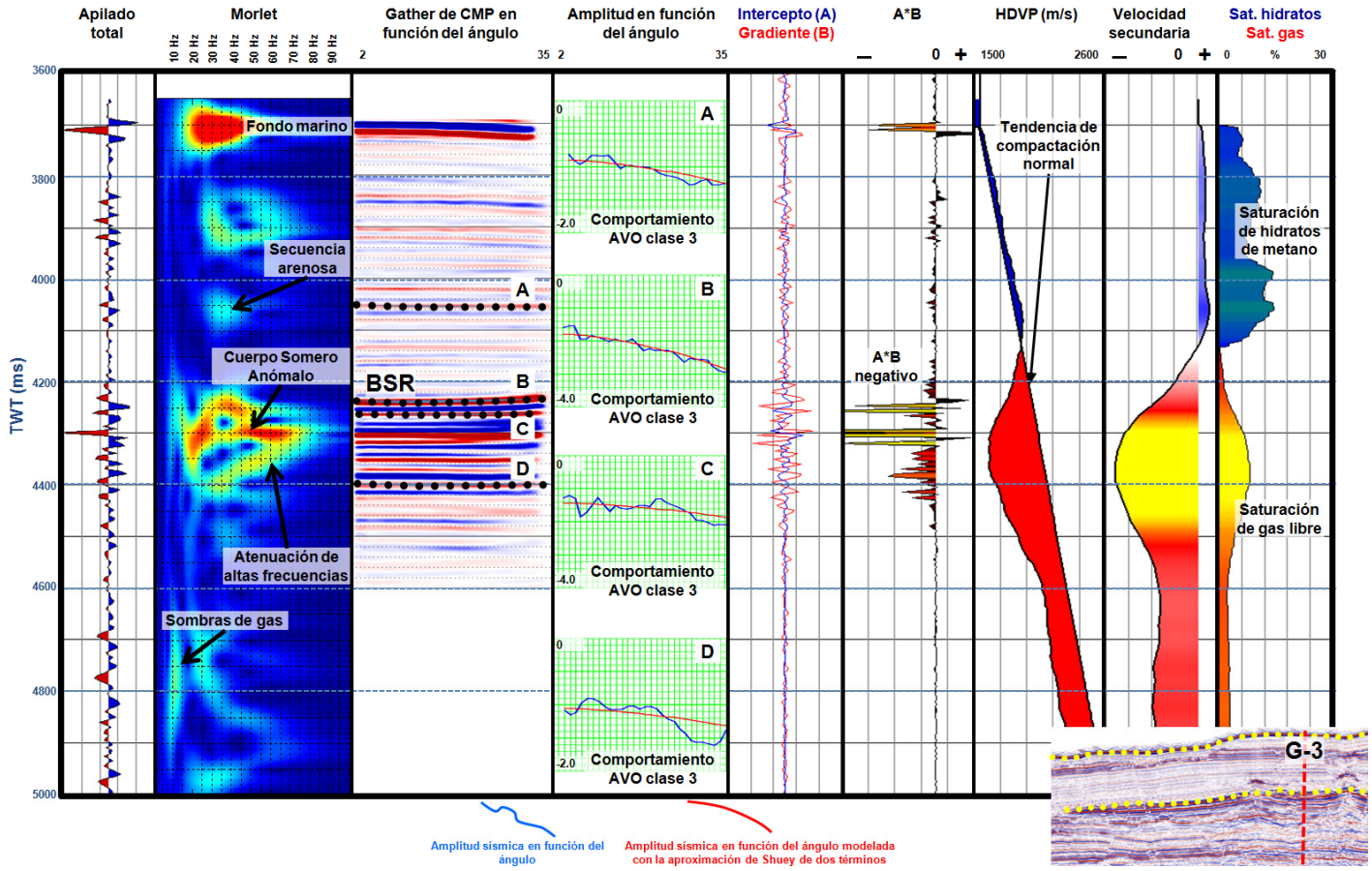



***Figura 6.1***
*Traza sísmica G-3 con un resumen de la caracterización sísmica.*

# APÉNDICE A:

# TEORÍA SOBRE DESCOMPOSICIÓN ESPECTRAL

## *Definición de descomposición espectral*

El análisis de Fourier ordinario es apropiado para el estudio de señales estacionarias (cuyas características como amplitud, frecuencia o fase no varían en el tiempo) ya que el resultado del análisis es un espectro de frecuencia para todo el rango de la señal analizada (Figura A.1). La información sísmica está compuesta por señales no estacionarias (varían sus propiedades con respecto al tiempo) por lo que el análisis de Fourier ordinario se presenta como una técnica algo limitada en la exploración sísmica (Chakraborty, et al., 1995).

La transformada de Fourier ($\hat{f}(\omega)$) de la señal $f(t)$ puede ser expresada como el producto interno entre la señal sísmica y la base ortogonal compleja $e^{i\omega t}$ (Sinha, et al., 2005)

$$\hat{f}(\omega) = \langle f(t), e^{i\omega t} \rangle = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt. \qquad \text{A-1}$$

Con el análisis tiempo-frecuencia se obtiene un espectro de amplitud y uno de fase por cada muestra de la señal (Castagna, et al., 2006), y con ello es posible analizar y entender a mayor detalle las propiedades variantes en el tiempo de la información sísmica (Figura A.1). El análisis tiempo-frecuencia como atributo sísmico se conoce con el nombre de descomposición espectral. La descomposición espectral de una traza sísmica agrega la dimensión de la frecuencia a la información y el resultado es un mapa de amplitudes (generalmente representadas por colores) que varían en el dominio del tiempo y de la frecuencia. A este mapa se le conoce de forma general como espectrograma, y en el caso específico de la exploración sísmica también se conoce como *gather* de frecuencia.

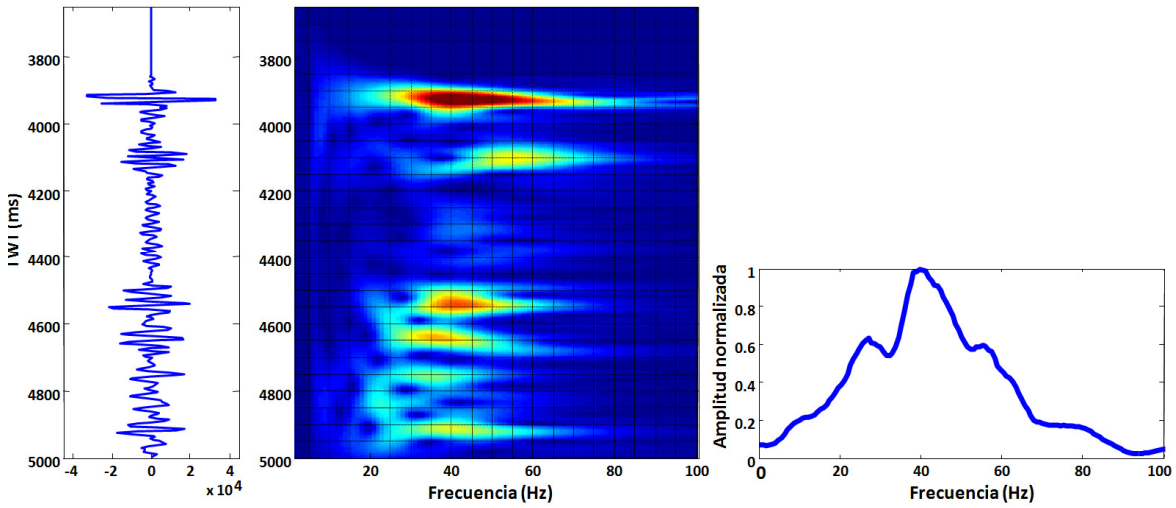



***Figura A.1***

*Comparación de un espectro de amplitud (derecha) con un espectrograma (centro) para una señal sísmica de reflexión (izquierda). El espectrograma fue calculado empleando transformada de ondícula continua.*

Otra forma de entender la descomposición espectral es considerar que su resultado es la descomposición de la traza sísmica en "n" trazas o componentes de frecuencia. El

resultado de la descomposición espectral sobre una sección sísmica es un conjunto de "n" secciones monofrecuenciales, que pueden ser ordenadas para formar un cubo sísmico, en donde la dimensión vertical es el tiempo, una dirección horizontal es la distancia y la otra horizontal es la frecuencia. De la descomposición espectral de un cubo sísmico resultan "n" cubos monofrecuenciales que tienen que ser analizados e interpretados.

### *Algoritmos para calcular descomposición espectral*

La descomposición tiempo-frecuencia de una señal no es única (Castagna, et al., 2006), ya que existen diferentes algoritmos para calcular la descomposición espectral de la traza sísmica, y cada método produce diferentes resultados. Uno de los algoritmos más sencillos es la transformada de Fourier por ventanas (STFT, Short Time Fourier Transform). El STFT consiste en definir una ventana limitada en tiempo sobre una traza sísmica y calcular su espectro de Fourier, el cual será atribuido a la muestra de la señal que se encuentre en el centro de la ventana (Chakraborty, et al., 1995). Posteriormente se desplaza la ventana una muestra en tiempo sobre la señal sísmica y de nuevo se calcula el espectro de Fourier. Se continúa con el desplazamiento de la ventana y el cálculo de los espectros hasta cubrir toda la señal, lo que da por resultado tantos espectros de Fourier como muestras tenga la señal (Figura A.2). Al ordenar los espectros de Fourier con respecto al tiempo y frecuencia se tiene el espectrograma. Se repite el mismo proceso para cada traza de la sección o cubo sísmico en cuestión.

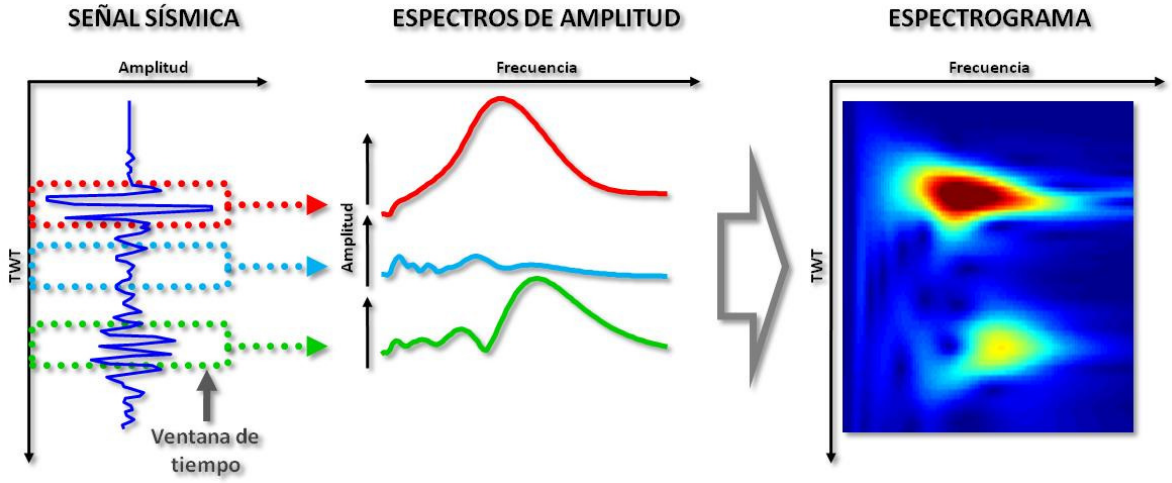



***Figura A.2***

*Diagrama sobre el cálculo de la transformada de Fourier por ventanas **STFT** para obtener un espectrograma.*

La transformada de Fourier por ventanas ($STFT(\omega,\tau)$) puede expresarse como el producto interno de la señal sísmica ($f(t)$) por el producto de la base ortogonal compleja con una ventana temporal que puede ser tipo Hamming ($\phi(t-\tau)e^{i\omega t}$) (Sinha, et al., 2005)

$$STFT(\omega,\tau) = \langle f(t), \phi(t-\tau)e^{i\omega t}\rangle = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)\bar{\phi}(t-\tau)e^{-i\omega t}dt. \qquad \text{A-2}$$

Donde $\tau$ es el centro de la ventana $\phi$, y $\bar{\phi}$ es el complejo conjugado de $\phi$.

Otra forma de calcular la descomposición espectral por medio de STFT es la presentada por Partyka, et al., 1999, en donde para un horizonte sísmico interpretado se define una ventana temporal centrada en este y se calcula el espectro de Fourier sobre la ventana atribuyéndolo al horizonte sísmico (Figura A.3). De esta forma cada punto del horizonte sísmico tendrá varios valores de amplitud asociados, uno por cada frecuencia. Si se aplana el horizonte se puede crear un cubo sísmico en el que las dimensiones horizontales son espaciales y la dimensión vertical es la frecuencia, a este se le conoce como cubo de sintonía.

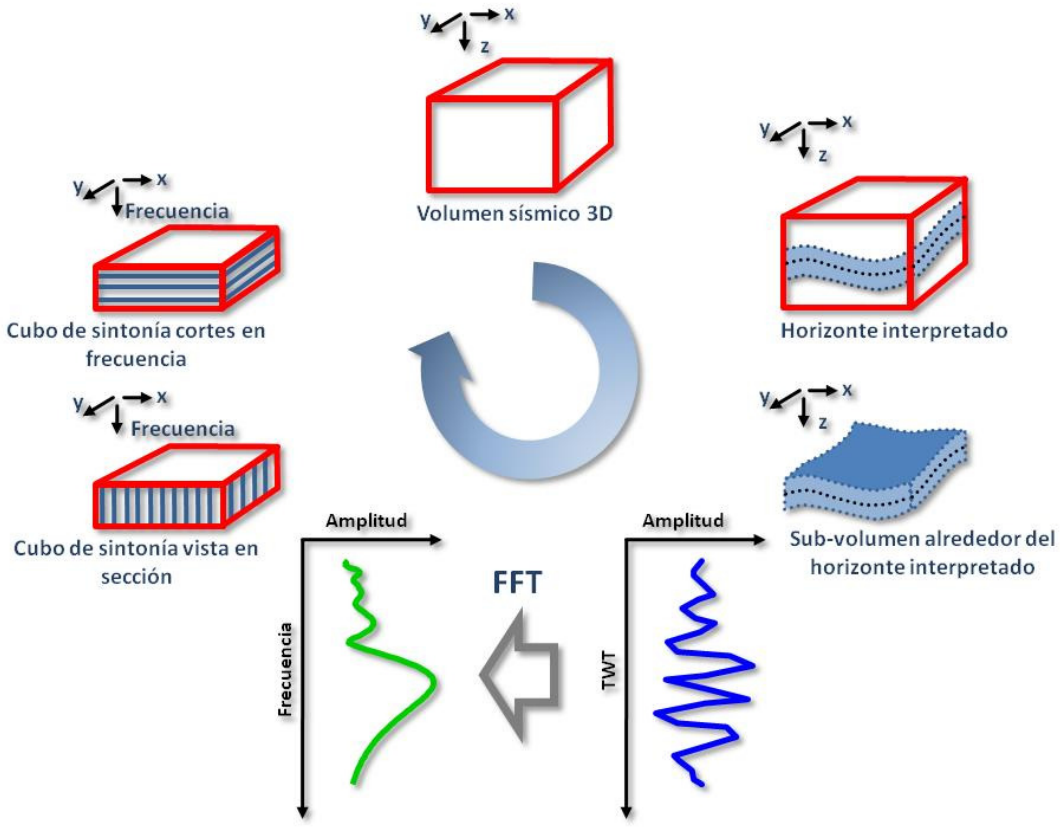



***Figura A.3***

*Cálculo de descomposición espectral y cubos de sintonía (Modificado de Partyka, et al., 1999).*

Una desventaja de emplear STFT es que los resultados dependen del tamaño de la ventana empleada. Si se elige una ventana pequeña, el espectrograma tendrá una buena resolución en tiempo pero baja resolución en frecuencia, con una ventana grande disminuye la resolución temporal y mejora la resolución en frecuencia. Este fenómeno es descrito por el Principio de incertidumbre de Heisenberg, el cual establece que la multiplicación de la resolución temporal por la resolución en frecuencia es constante sin importar el tamaño de la ventana empleada (Castagna, et al., 2006).

Si se reemplaza la ecuación de una ventana Gaussiana

$$\phi(t) = e^{-\frac{t^2}{2\sigma^2}}, \qquad \text{A-3}$$

donde $\sigma$ es el ancho de la distribución, en la definición de la STFT, entonces se tendrá la definición de la transformada de Gabor (Reine, et al., 2009).

Si ahora en la selección del ancho de la ventana Gaussiana usamos un ancho de distribución que varíe con la frecuencia

$$\sigma = \frac{1}{|f|}, \qquad \text{A-4}$$

entonces definimos a la transformada S (Reine, et al., 2009). Esta transformada tiene la ventaja de que el tamaño de la ventana es variable, para frecuencias altas emplea una ventana pequeña, mientras que para frecuencias bajas utiliza una ventana grande.

La transformada de ondícula continua (CWT Continuous Wavelet Transform) es otra técnica de descomposición espectral, tiene la ventaja de que el tamaño de la ventana no es fijo como en STFT, sino que varía con la frecuencia analizada. Para analizar bajas frecuencias se emplean ventanas temporalmente grandes, y para analizar altas frecuencias se utilizan ventanas pequeñas. Esto permite tener buena resolución frecuencial para bajas frecuencias y buena resolución temporal en altas frecuencias (Chakraborty, et al., 1995).

La CWT descompone una señal en versiones escaladas y desplazadas de una ondícula madre. Si la ondícula madre se expresa como $\psi(t)$, entonces sus versiones escaladas y desplazadas definen una familia de ondículas (Sinha, et al., 2005)

$$\psi_{\sigma,\tau}(t) = \frac{1}{\sqrt{\sigma}}\psi\left(\frac{t-\tau}{\sigma}\right). \qquad \text{A-5}$$

Donde $\tau$ es el factor de desplazamiento y $\sigma$ es el factor de escala.

La teoría del análisis de Fourier se fundamenta en que cualquier señal puede aproximarse como una suma de senos con diferente fase, frecuencia y amplitud, en cambio la CWT considera que una señal puede ser aproximada por versiones escaladas y desplazadas de una ondícula, la cual representa una base ortogonal para descomponer una señal. Las ondículas son señales finitas en tiempo, con media cero y energía finita (Chakraborty, et al., 1995), por lo que son más adecuadas para representar señales transitorias que las funciones senoidales. Las ondículas más empleadas en la descomposición espectral son Morlet y *Mexican Hat*.

Para calcular la CWT de una señal con alguna ondícula madre, primero se elige la escala de la ondícula, y se centra en una muestra de la señal, posteriormente se calcula algún factor que represente la similitud de la señal con la ondícula y ese valor se asocia al centro de la ventana en la que está definida la ondícula. Ese valor de similitud define una amplitud en una posición temporal ($\tau$) y a una escala definida por el factor de escala ($\sigma$). Posteriormente la ondícula es desplazada a otra posición temporal a lo largo de la señal y se calcula el factor de similitud, este proceso se repite hasta que cada punto de la señal o traza sísmica tenga un valor asociado (Figura A.4). Ahora se selecciona otra escala para la ondícula y se calculan los factores necesarios sobre toda la señal. De esta forma se crea un mapa de amplitudes en función del tiempo y de la escala que se llama escalograma (Sinha, et al., 2005).

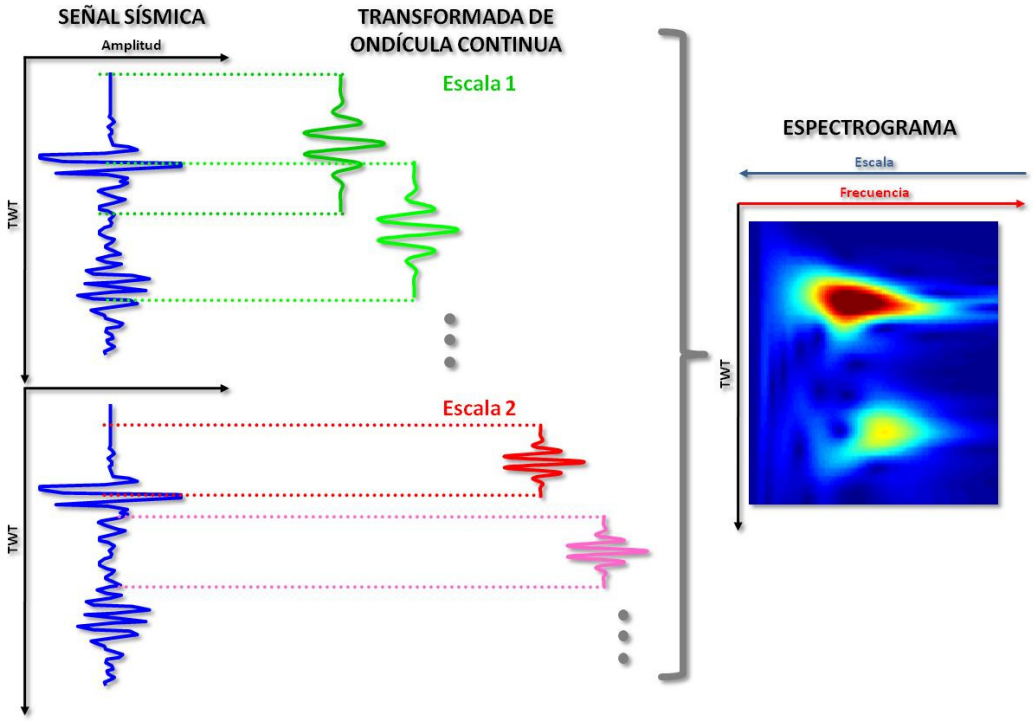



***Figura A.4***
*Cálculo de la transformada de ondícula continua de una señal sísmica.*

La forma de calcular la transformada de ondícula continua se encuentra implícita en su definición matemática (Sinha, et al., 2005)

$$F_W(\sigma,\tau) = \langle f(t), \psi_{\sigma,\tau}(t) \rangle = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \frac{1}{\sqrt{\sigma}} \bar{\psi}\left(\frac{t-\tau}{\sigma}\right) dt. \qquad \text{A-6}$$

Donde $F_W(\sigma,\tau)$ es el escalograma de la señal $f(t)$ por medio de la familia de ondículas $\psi_{\sigma,\tau}(t)$, $\bar{\psi}$ es el complejo conjugado de $\psi$. La señal original puede reconstruirse a partir del escalograma mediante la identidad de Calderon (Sinha, et al., 2005)

$$f(t) = \frac{1}{C_\psi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} F_W(\sigma,\tau) \psi\left(\frac{t-\tau}{\sigma}\right) \frac{d\sigma}{\sigma^2} \frac{d\tau}{\sqrt{\sigma}}, \quad C_\psi = 2\pi \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\left|\hat{\psi}(\omega)\right|^2}{\omega} d\omega < \infty. \qquad \text{A-7}$$

Donde $\hat{\psi}$ es la transformada de Fourier de $\psi$.

La escala de la ondícula ($\sigma$) define el ancho temporal y por lo tanto tiene cierta relación inversa con la frecuencia. Las ondículas de escalas grandes tienen baja frecuencia y viceversa. Pero la relación entre escala y frecuencia no es sencilla, ya que una escala no representa una frecuencia única, sino una banda de frecuencias (Sinha, et al., 2005). El espectro de una ondícula de cierta escala tiene una distribución con una frecuencia central (Figura A.5). Una forma sencilla de relacionar escala y frecuencia, es emplear la frecuencia central del espectro para cada escala, con el inconveniente de que con esta transformación la resolución en frecuencias puede deteriorarse.

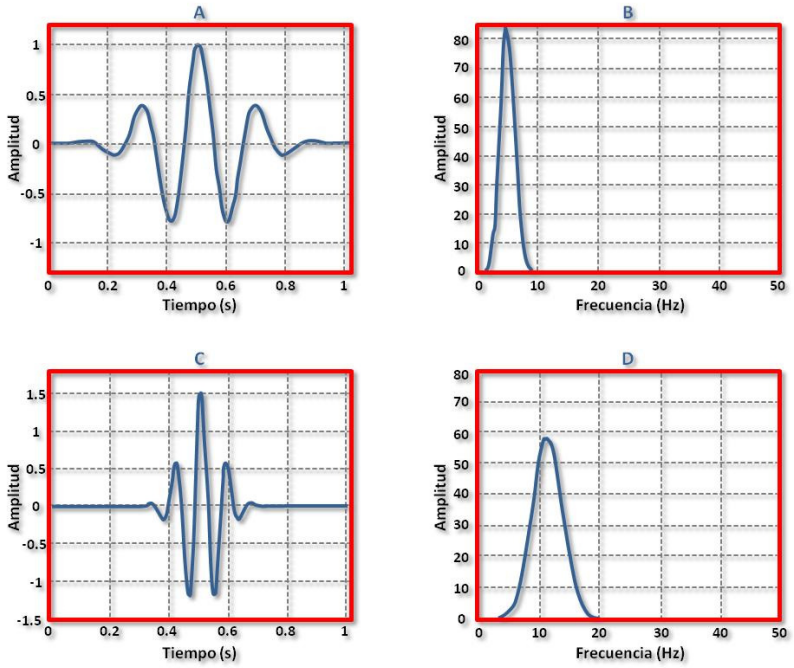



***Figura A.5***

*Ondícula de Morlet (A y C) y espectro de amplitud (B y D, respectivamente). Se observa que una ondícula con escala grande (A) corresponde con una banda de bajas frecuencias (B), y una escala pequeña (C) corresponde a un espectro con frecuencias más altas (D). Modificado de Chakraborty, et al., 1995.*

Sinha, et al., 2005, desarrollaron una variante de CWT llamado TFCWT (Time Frequency Continuous Wavelet Transform) que soluciona la problemática de la relación escala – frecuencia, ya que el método es capaz de aislar la respuesta en cada componente de frecuencia, y con ello elimina el efecto de solapamiento de frecuencias por medio de escalas. La expresión de TFCWT es

$$\hat{f}(\omega,\tau) = \langle F_W(\sigma,\tau), \hat{\psi}_\omega(\sigma)\rangle = \frac{1}{C_\psi}\int_{-\infty}^{\infty} F_W(\sigma,\tau)\hat{\psi}(\sigma\omega)e^{-i\omega\tau}\frac{d\sigma}{\sigma^{3/2}} \quad , \quad \bar{\hat{\psi}}_\omega(\sigma) = \frac{\hat{\psi}(\sigma\omega)e^{-i\omega\tau}}{C_\psi\sigma^{3/2}} \quad . \qquad \text{A-8}$$

Donde $\bar{\hat{\psi}}_\omega$ es el complejo conjugado de $\hat{\psi}_\omega$ .

Para Reine, et al. (2009) los métodos de descomposición tiempo – frecuencia, pueden dividirse en tres grupos principales: métodos que emplean ventanas fijas (STFT, Gabor), los de ventanas variables (Transformada S, CWT), y métodos paramétricos como matching pursuit (Liu, et al., 2007; Chakraborty, et al., 1995). Cada uno de los métodos o algoritmos disponibles tienen ciertas ventajas y desventajas.

### *Aplicaciones de la descomposición espectral*

Probablemente la principal o más difundida aplicación de la descomposición espectral es para definir rasgos estratigráficos (típicamente canales y abanicos de desborde). Una de las primeras publicaciones que describen la aplicación de la descomposición espectral en la interpretación estratigráfica, es la de Partyka et al., (1999), en la que los autores

muestran mediante un simple modelo de cuña que el espesor temporal de dos reflectores tiene una respuesta particular en frecuencia. El espectro de amplitud de una ventana pequeña de la señal sísmica muestra ceros cada cierto intervalo constante de frecuencia que es igual al inverso del espesor temporal de dos reflectores inmediatos. También muestran que al graficar la amplitud en función del espesor temporal para componentes discretas de frecuencia es posible observar variaciones de amplitud con respecto al espesor.

Con la descomposición espectral es posible identificar espesores que se encuentran debajo de la resolución vertical de la información sísmica. Partyka (2001) compara tres métodos para estimar espesores temporales, uno basado en la aproximación clásica de Kallweit, et al. (1982) y dos a partir de descomposición espectral (Figura A.6):

1. Análisis convencional de sintonía: Cuando se dice que una capa se encuentra debajo de la resolución sísmica significa que la diferencia de profundidades entre cima y base no es suficiente para que se tengan dos reflectores bien definidos que los representen. Kallweit, et al. (1982) mostraron que las variaciones del espesor temporal debajo de la resolución sísmica vertical modifican la amplitud de la señal como consecuencia de interferencia destructiva y constructiva de reflexiones sucesivas, a este fenómeno se le conoce como sintonía (tunning). De esta forma el tiempo entre la fase de las reflexiones sirve para conocer espesores que se encuentran sobre la resolución sísmica, y las variaciones de amplitud permiten estimar espesores debajo del espesor de resolución vertical.

2. Análisis de frecuencia dominante: La frecuencia dominante se define como la frecuencia que tiene la mayor amplitud en el espectro obtenido mediante descomposición espectral. El patrón de sintonía de dos reflexiones da lugar a un espectro periódico, en donde la primera frecuencia dominante es el primer máximo del espectro de amplitud. La cual es inversamente proporcional al espesor temporal para espesores sobre la resolución sísmica. La amplitud dominante es la amplitud a la primera frecuencia dominante, y es proporcional al espesor cuando este se encuentra debajo de la resolución vertical.

3. Componentes discretos de frecuencia: Si se grafican los componentes espectrales en función del espesor temporal, se observa un comportamiento periódico del espectro de amplitud con ceros a intervalos constantes de espesor temporal que son iguales al inverso de la componente de frecuencia mostrada. Se observa que las componentes espectrales de mayores frecuencias, alcanzan el primer máximo a espesores menores que las frecuencias bajas. Si se selecciona una componente espectral de una frecuencia suficientemente baja, no se presentará ningún cero ni decremento de amplitudes dentro del rango de espesores de interés, por lo que se puede definir una relación uno a uno entre la amplitud espectral y el espesor temporal.

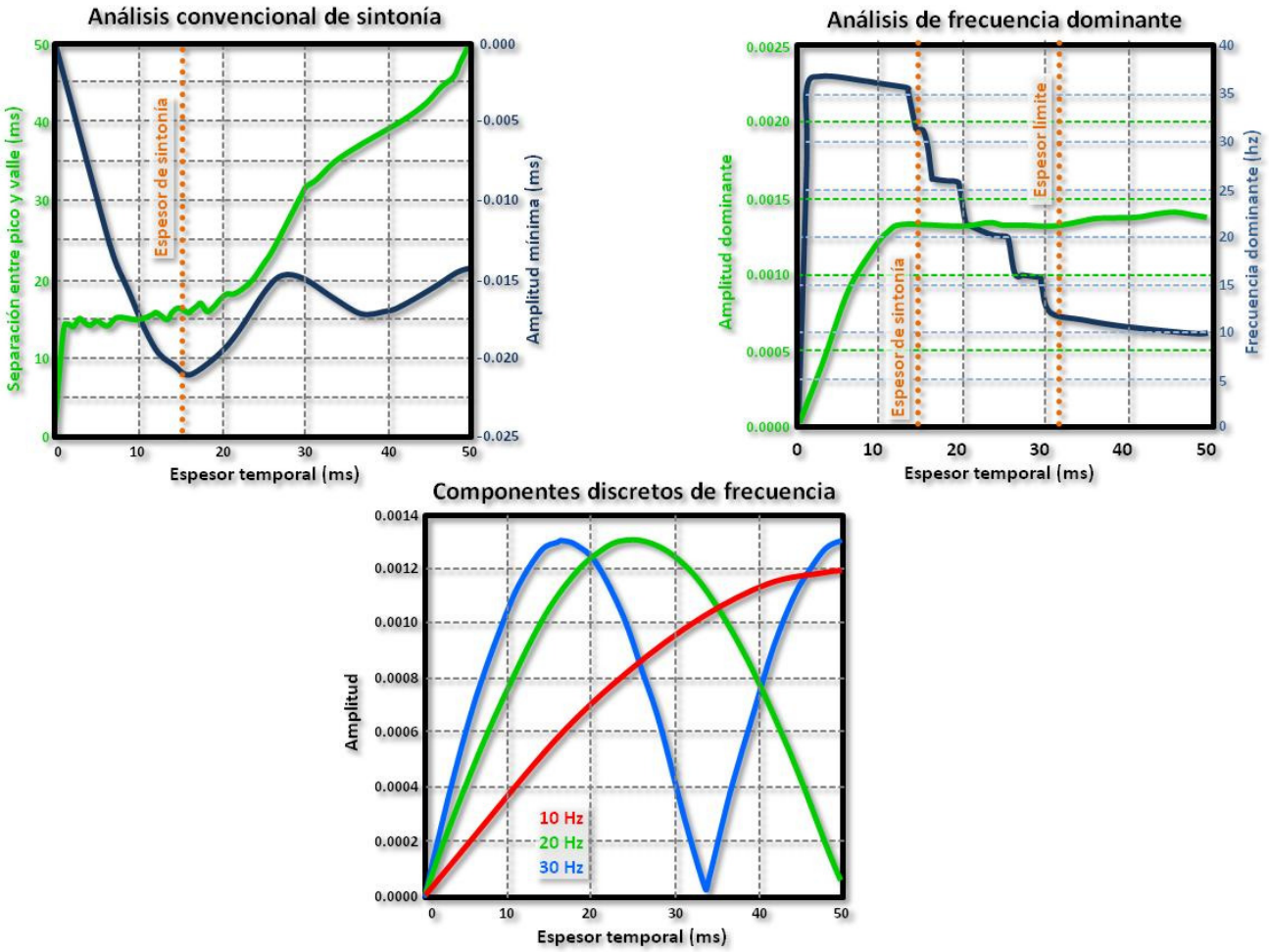



***Figura A.6***

*Comparación de los métodos de estimación de espesor (modificado de Partyka, 2001).*

El último método de estimación de espesores temporales puede ser empleado de forma cualitativa al comparar la amplitud a diferentes frecuencias sobre un horizonte sísmico, un corte en tiempo o una sección (Partyka, et al., 1999). En extracciones de amplitud a diferentes frecuencias sobre un horizonte, se espera que los espesores temporales pequeños se iluminen preferencialmente en altas frecuencias, mientras que los espesores grandes presentaran mayores amplitudes en frecuencias bajas.

Se ha hecho popular el uso de mapas de composición de color RGB (Liu, et al., 2007; Guo et al., 2008) en donde cada componente de color (rojo, verde y azul) representa una componente espectral y el atributo de varianza puede incluirse como opacidad (Figura A.7). De esta forma es posible observar en un solo mapa el comportamiento de la información sísmica a tres diferentes frecuencias, y dependiendo del color dominante se puede inferir el espesor temporal relativo de diferentes zonas o rasgos estratigráficos.

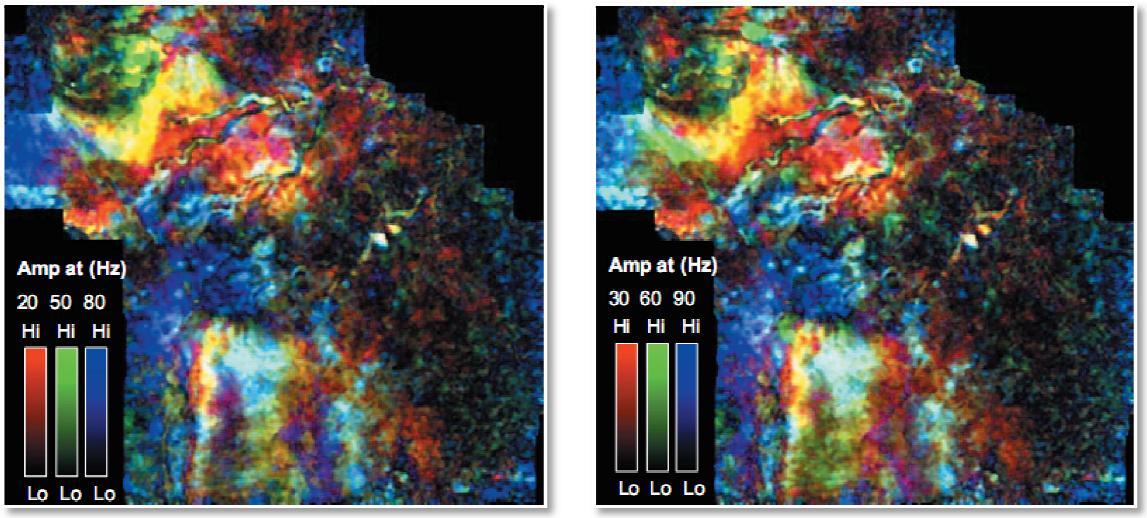



***Figura A.7***

*Ejemplos de mapas RGB con donde cada color representa un componente espectral (Guo, et al., 2009).*

Con la descomposición espectral se multiplica la cantidad de información por analizar, ya que cada componente de frecuencia debe ser interpretada una a una. Pero se han aplicado técnicas estadísticas multivariadas como análisis de componentes principales (pca, principal component analysis) y proyecciones multidimensionales de datos tipo grand tour (Wallet, et al., 2008; Guo, et al., 2009) para reducir la dimensionalidad de la información conservando el mayor contenido de varianza y eliminando redundancias y ruido, esto con el objetivo de mantener las principales características de las componentes espectrales.

Otra forma de interpretar el resultado de la descomposición espectral analizando simultáneamente la mayor cantidad de componentes espectrales, es definiendo atributos sísmicos que describan la forma o el comportamiento del espectro de amplitud de cada muestra de la traza sísmica (Blumentritt, 2008). Estos atributos pueden ser frecuencia pico, amplitud máxima, amplitud máxima entre la amplitud media, ancho de banda, decaimiento del espectro, etc. Incluso es posible utilizar paletas de color en dos dimensiones en donde el matiz de color sea definido por la frecuencia pico, y la amplitud pico menos la amplitud media sea representada mediante la luminosidad (Liu, et al., 2007).

### *Indicadores de hidrocarburos*

Castagna, et al. (2002) proponen que hay tres principales formas en que la descomposición espectral ayuda a definir rasgos sísmicos asociados a la presencia de hidrocarburos, especialmente gas:

1. Atenuación sísmica anormalmente alta.
2. Sombras de baja frecuencia asociadas a puntos brillantes por gas.
3. Diferencia entre la frecuencia de sintonía para arenas saturadas por gas y por agua.

### *Atenuación sísmica*

Castagna, et al. (2002) proponen que es más fácil la identificación de anomalías de atenuación al comparar secciones sísmicas a diferentes frecuencias, esperando que la presencia de gas de lugar a una mayor atenuación de frecuencias altas con respecto a las

frecuencias bajas, un ejemplo se muestra en la Figura A.8. Los mismos autores indican que las anomalías de atenuación son más probables en yacimientos de grandes espesores, en los que la onda sísmica en su viaje doble puede ser sensiblemente afectada por la atenuación anómala, además de que espesores grandes de un posible yacimiento previenen el efecto de sintonía como patrones periódicos en el espectro de frecuencias.

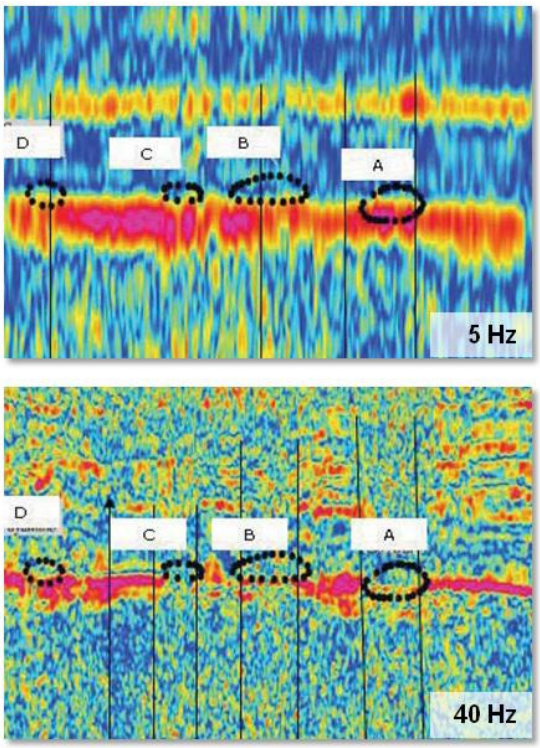



***Figura A.8***

*Ejemplo de atenuación de altas frecuencias (40 Hz) en la posible trayectoria de chimeneas de gas. A bajas frecuencias (5 Hz) se observa continuidad en las altas amplitudes sísmicas a lo largo del flujo de gas (Brouwer, et al., 2008).*

### *Sombras de gas*

Las sombras de gas pueden definirse como anomalías de alta amplitud en bajas frecuencias localizadas debajo de acumulaciones de gas (Figura A.9). La identificación de anomalías de baja frecuencia debajo de acumulaciones de gas ha sido un rasgo empleado paralelamente con los puntos brillantes (Castagna, et al., 2002) en la identificación de yacimientos, pero la descomposición espectral ha permitido un análisis explicito de este tipo de rasgos.

De acuerdo a Ebrom (2004) las causas de las sombras de gas pueden dividirse en artefactos asociados al apilamiento sísmico y a factores no asociados al mismo, los cuales se enlistan a continuación:

Causas asociadas al análisis de sobre-tiempo (NMO, Normal Move Out):

1. Error en el apilamiento por un análisis de velocidad poco detallado.
2. Error en el apilamiento por un sobre-tiempo (moveout) no hiperbólico.
3. Error en el apilamiento por la presencia de ondas de cizalla convertidas.

4. Error en el apilamiento por la presencia de anomalías AVO clase 2, en donde el cambio de fase del evento dificulta el análisis de velocidad.
5. En presencia de anomalías AVO clase 3 las trazas en offset lejanos tienen las mayores amplitudes, y pueden estar afectadas por estiramiento de la señal resultado de la corrección por NMO.
6. Error en el apilamiento de múltiples de alta amplitud de la cima y base del yacimiento.

Causas no asociadas al apilamiento sísmico:

7. Factor de calidad (Q) muy bajo en el yacimiento.
8. Factor de calidad (Q) relativamente bajo en el yacimiento y en las chimeneas (¿Posibles rutas de migración?).
9. Reflexiones múltiples de alta amplitud en la cima y base del yacimiento (versión de offset cero del mecanismo 6).
10. Adición de un remanente de baja frecuencia por el proceso de deconvolución.

Ebrom (2004) menciona que las sombras de gas debidas a problemas con el apilamiento sísmico deben desaparecer en apilamientos de offset común, mientras que las sombras no asociadas al apilamiento aparecen aún en apilamientos de offset comun. Pero los mecanismos que dan lugar a las sombras no son mutuamente excluyentes, por lo que se puede tener una combinación de diferentes efectos. El mismo autor también explica que los mecanismos asociados al apilamiento son más comunes en partes someras, en donde no se necesitan valores de factor de calidad (Q) muy bajos para dar lugar a sombras de gas.

Para Castagna, et al. (2002) las sombras de gas se presentan como un aumento en la energía de las frecuencias bajas, y no tanto como una disminución de la energía en las frecuencias altas. Por ello consideran que las sombras de gas se deben principalmente a la conversión de ondas P a S, ya que las últimas tienen menor velocidad y arriban tardíamente a los receptores sísmicos.

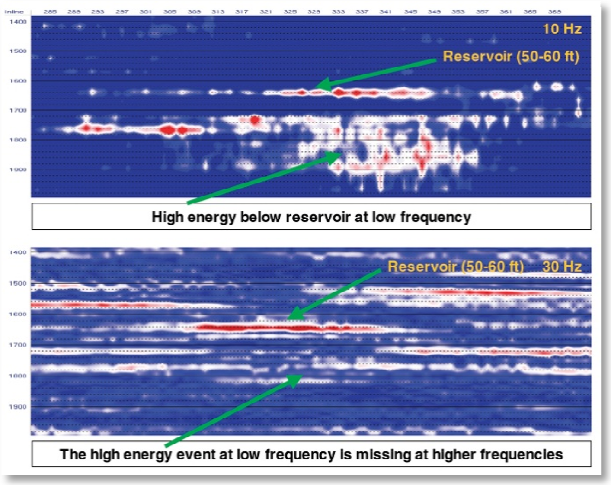



***Figura A.9***
*Ejemplo de una sombra de gas (Castagna, et al., 2002).*

### *Variaciones en los espectros de amplitud*

Como consecuencia del fenómeno de sintonía asociado a interferencia de reflexiones y a partir de la descomposición espectral es posible definir el concepto de frecuencia de sintonía como la frecuencia en la que un espesor temporal es preferencialmente iluminado (Castagna, et al., 2002). Esta frecuencia de sintonía se debe principalmente a los patrones de interferencia asociados al espesor temporal, pero se ha observado que la frecuencia de sintonía también es afectada por el tipo de fluidos en los poros de las rocas. Para un mismo espesor temporal el patrón de interferencia en el espectro de amplitud varía en presencia de gas o agua.

Para Chen, et al. (2008) existen cuatro factores que definen los resultados de la descomposición espectral en un yacimiento: espesor, estratigrafía (serie de reflectividad), tipo de fluido y atenuación efectiva. Los autores reportan un estudio que consiste en un modelado intensivo para entender el efecto de los fluidos sobre la frecuencia pico calculada a partir de descomposición espectral. A partir de ciertos parámetros petrofísicos y sísmicos encuentran que en yacimientos de espesores relativamente pequeños la frecuencia pico tiende a aumentar al sustituir agua por gas o aceite, y por el contrario, en yacimientos de mayores espesores la frecuencia pico disminuye en presencia de hidrocarburos (gas o aceite).

Deng, et al. (2007) también realizan ejercicios de modelado para saber en qué frecuencia un yacimiento particular de gas presenta una mejor respuesta. Además reportan que la presencia de gas aumenta la frecuencia pico para espesores menores a la resolución sísmica, mientras que para espesores mayores la frecuencia pico disminuye al sustituir por gas. En los ejercicios de modelado consideraron valores de factor de calidad (Q) constantes para el yacimiento, y encontraron que incluso valores de Q muy bajos no afectan a la frecuencia pico.

# APÉNDICE B:

# TEORÍA SOBRE ANÁLISIS DE AMPLITUD VERSUS ÁNGULO (AVA)

## *Coeficiente de reflexión y ecuaciones de Zoeppritz*

El modelo convolucional simple de la tierra (Yilmaz, 2001) plantea que un sismograma de incidencia normal, o de *offset* (distancia fuente-receptor) cero puede ser representado (bajo ciertas suposiciones) por medio de la convolución de la ondícula sísmica con la serie de reflectividad de la tierra, mas una componente de ruido aleatorio.

La serie de reflectividad de la tierra está formada por los coeficientes de reflexión en función del tiempo, los coeficientes de reflexión se calculan como la diferencia de impedancias acústicas entre la suma de éstas, considerando reflectores sucesivos.

Cuando la incidencia de una onda a un reflector es oblicua a éste, el modelo convolucional simple no es válido, porque existe partición de la energía en ondas convertidas. En este caso se tienen ondas P y S reflejadas y transmitidas, como se muestra en la Figura B.1. A partir de la continuidad de los esfuerzos y desplazamientos en la interfaz resultan las ecuaciones de Zoeppritz (Zhang, et al., 2001), las cuales resuelven los coeficientes de transmisión y reflexión en función de los parámetros elásticos de los dos medios involucrados.

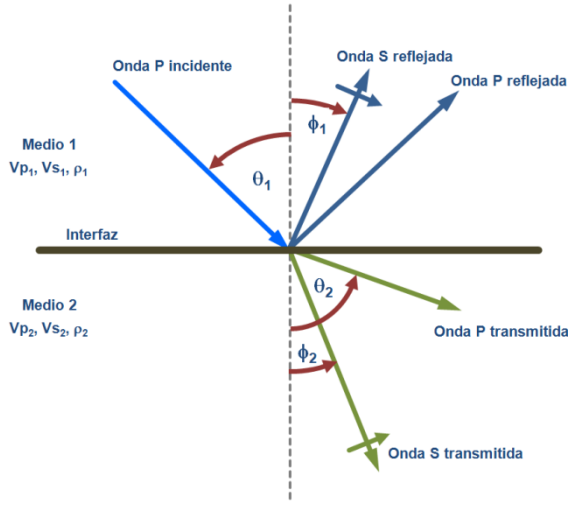



***Figura B.1***
*Diagrama de partición de energía de una onda P que incide oblicuamente a una interfaz entre dos medios (modificado de Zhang, et al., 2001).*

Aki y Richards (1980) presentan una solución matricial de las ecuaciones de Zoeppritz de la forma (Zhang, et al., 2001)

$$\mathbf{Q} = \mathbf{P}^{-1}\mathbf{R} \ , \qquad \text{B-1}$$

$$\mathbf{Q} = \begin{pmatrix} \grave{P}\acute{P} & \grave{S}\acute{P} & \acute{P}\acute{P} & \acute{S}\acute{P} \\ \grave{P}\acute{S} & \grave{S}\acute{S} & \acute{P}\acute{S} & \acute{S}\acute{S} \\ \grave{P}\grave{P} & \grave{S}\grave{P} & \acute{P}\grave{P} & \acute{S}\grave{P} \\ \grave{P}\grave{S} & \grave{S}\grave{S} & \acute{P}\grave{S} & \acute{S}\grave{S} \end{pmatrix},$$

$$\mathbf{P} = \begin{pmatrix} -\sin\Theta_1 & -\cos\Phi_1 & \sin\Theta_2 & \cos\Phi_2 \\ \cos\Theta_1 & -\sin\Phi_1 & \cos\Theta_2 & -\sin\Phi_2 \\ 2\rho_1 V_{S1}\sin\Phi_1\cos\Theta_1 & \rho_1 V_{S1}(1-2\sin^2\Phi_1) & 2\rho_2 V_{S2}\sin\Phi_2\cos\Theta_2 & \rho_2 V_{S2}(1-2\sin^2\Phi_2) \\ -\rho_1 V_{P1}(1-2\sin^2\Phi_1) & \rho_1 V_{S1}\sin 2\Phi_1 & \rho_2 V_{P2}(1-2\sin^2\Phi_2) & -\rho_2 V_{S2}\sin 2\Phi_2 \end{pmatrix},$$

$$\mathbf{Q} = \begin{pmatrix} \sin\Theta_1 & \cos\Phi_1 & -\sin\Theta_2 & -\cos\Phi_2 \\ \cos\Theta_1 & -\sin\Phi_1 & \cos\Theta_2 & -\sin\Phi_2 \\ 2\rho_1 V_{S1}\sin\Phi_1\cos\Theta_1 & \rho_1 V_{S1}(1-2\sin^2\Phi_1) & 2\rho_2 V_{S2}\sin\Phi_2\cos\Theta_2 & \rho_2 V_{S2}(1-2\sin^2\Phi_2) \\ \rho_1 V_{P1}(1-2\sin^2\Phi_1) & -\rho_1 V_{S1}\sin 2\Phi_1 & -\rho_2 V_{P2}(1-2\sin^2\Phi_2) & \rho_2 V_{S2}\sin 2\Phi_2 \end{pmatrix}.$$

En las expresiones anteriores $\grave{P}$ y $\acute{P}$ representan una onda P descendente y ascendente, respectivamente, así como $\grave{S}$ y $\acute{S}$ son ondas S descendentes y ascendentes, respectivamente. En la combinación de dos letras, la primeria es la incidente y la segunda es la derivada, por ejemplo $\grave{P}\acute{P}$ es el coeficiente de reflexión de una onda P descendente reflejada en una onda P ascendente, $\grave{P}\grave{S}$ es el coeficiente de transmisión de una onda P descendente a S descendente. En la Figura B.2 se esquematizan los 16 coeficientes posibles para este caso de dos semi-espacios. Las ecuaciones de Zoeppritz son aplicables para ángulos de incidencia menores a 45° (Veeken, et al., 2006).

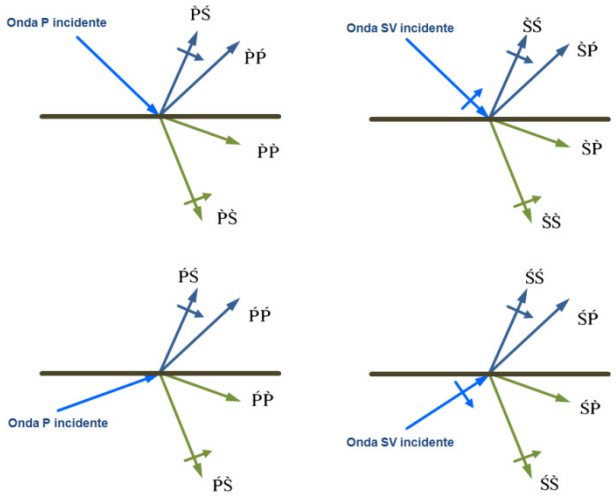



***Figura B.2***

*Diagrama con la nomenclatura empleada en la representación matricial de las ecuaciones de Zoeppritz (modificada de Zhang, et al., 2001).*

Shuey (1985) presenta una simplificación de tres términos de las ecuaciones de Zoeppritz para el caso de una onda P incidente y P reflejada

$$R(\theta) \approx R_0 + \left[A_0 R_0 + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2}\right]\sin^2\theta + \frac{1}{2}\frac{\Delta V_P}{V_P}(\tan^2\theta - \sin^2\theta)\ , \qquad \text{B-2}$$

$$A_0 = B_0 - 2(1+B_0)\frac{1-2\sigma}{1-\sigma}\ ,\quad B_0 = \frac{\Delta V_P/V_P}{\Delta V_P/V_P + \Delta\rho/\rho}\ ,\quad \Delta\sigma = \sigma_2 - \sigma_1\ ,\quad \sigma = \frac{\sigma_2+\sigma_1}{2}.$$

Donde $\sigma_i$ es el cociente de Poisson del medio *i*. El primer término en la aproximación de Shuey representa la amplitud de incidencia normal, el segundo término indica la variación de la amplitud en ángulos intermedios y el tercer término contiene la variación de la amplitud en ángulos cercanos al crítico.

Si únicamente consideramos los dos primeros términos de la expresión anterior resulta la aproximación de Shuey de dos términos

$$R(\theta) \approx A + B \sin^2 \theta, \qquad \text{B-3}$$

$$donde \quad A = \frac{1}{2}\left(\frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta \rho}{\rho}\right), \qquad B = 2\frac{V_S^2}{V_P^2}\frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{\Delta V_P}{V_P} - 4\frac{V_S^2}{V_P^2}\frac{\Delta V_S}{V_S}.$$

El coeficiente A es llamado intercepto y B es el gradiente (Castagna, et al., 1999).

***Comportamiento AVO en yacimientos***

Koefoed en 1955 identificó que los parámetros elásticos más importantes que definen el efecto AVO son la velocidad de onda P, la de onda S y el cociente de Poisson, y estableció a partir de modelos sintéticos algunas reglas que describen el comportamiento de la amplitud sísmica en función del ángulo de incidencia (AVA) (Shuey, 1985):

1. Cuando el medio de abajo tiene la mayor velocidad de onda P, y las demás propiedades elásticas son similares entre ambos medios, un incremento en el cociente de Poisson del medio inferior da lugar a un incremento en el coeficiente de reflexión en ángulos de incidencia grandes.
2. Si en el caso anterior, el cociente de Poisson del medio superior disminuye, entonces el coeficiente de reflexión en ángulos de incidencia grandes disminuye.
3. Cuando, en el caso superior, el cociente de Poisson de ambos medios aumenta y es igual entre ellos, el coeficiente de reflexión en ángulos grandes disminuye.
4. El efecto mencionado en 1 se hace más pronunciado mientras el contraste de velocidad disminuye.
5. El intercambio entre los medios superior e inferior afecta muy poco la forma de las curvas, por lo menos hasta un ángulo de incidencia de aproximadamente 30°.

La interpretación de la amplitud en función del ángulo (AVA) generalmente se realiza por medio del análisis de gráficos cruzados de gradiente (B) e intercepto (A). El intercepto y gradiente de arenas saturadas por agua y de arcillas generalmente se localizan en el gráfico cruzado sobre una tendencia lineal de fondo que pasa por el origen. Las desviaciones de esa tendencia de fondo son consideradas anomalías AVA, y se deben a factores litológicos o al fluido en los poros de las rocas (Castagna, et al., 1997).

Se considera que existen cuatro tipos de respuesta AVA de yacimientos de arenas con gas, los tres primeros fueron definidos por Rutherford y Williams en 1989, y el último fue propuesto por Castagna y Swan en 1997 (Castagna, et al., 1997), estos tipos de respuesta generalmente se llaman clases (Figura B.3) y sus características se resumen en la siguiente tabla (Castagna, et al., 1997):

| Clase | Impedancia relativa con respecto a la unidad superior | Cuadrante | A | B | Amplitud vs. Ángulo |
|---|---|---|---|---|---|
| I | Mayor | IV | + | - | Disminuye |
| II | Aproximadamente igual | II, III, IV | + o - | - | Aumenta o disminuye, puede existir cambio de signo |
| III | Menor | III | - | - | Aumenta |
| IV | Menor | II | - | + | Disminuye |

El intercepto (A) y gradiente (B) pueden ser llamados atributos sísmicos AVA (Amplitud vs Angulo) o AVO (Amplitud vs Offset), ya que son mediciones obtenidas a partir de la información sísmica. También existen otros atributos AVA que se pueden emplear en la exploración de hidrocarburos y en la caracterización de yacimientos.

El atributo A*B es la multiplicación de intercepto y gradiente, es útil para identificar anomalías clase 3, ya que los valores positivos de este producto se localizan en los cuadrantes I y III en el plano de intercepto y gradiente, y mientras mayor sea el valor de A*B más alejado se estará del origen en dicho plano.

El factor de fluido es otro atributo AVA que puede ser definido a partir de la distancia a la tendencia de fondo en el plano de intercepto y gradiente normalizado (Veeken, et al., 2006). El factor de fluido también se puede definir a partir del gráfico cruzado de Vp con Vs, como la distancia a la tendencia de fondo (Veeken, et al., 2006), la cual puede obtenerse por una aproximación lineal o aplicando alguna relación específica entre Vp y Vs, como la de Castagna.

El atributo indicador de gas (GI, Gas Indicator) es útil en la identificación de anomalías clase II (Veeken, et al., 2006) y se define como

$$GI = A * \ln(\text{abs}(B)). \qquad \text{B-4}$$

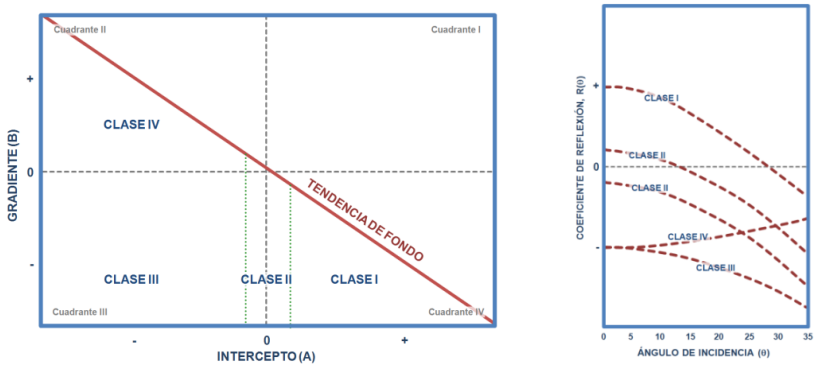



***Figura B.3***

*Clases de anomalía AVO.*

*Izquierda: grafico cruzado de intercepto (A) y gradiente (B). Derecha: comportamiento típico de la amplitud en función del ángulo de incidencia (modificado de Castagna, et al., 1997).*

# APÉNDICE C:

# TEORÍA SOBRE ANÁLISIS DE VELOCIDADES SÍSMICAS

## *Corrección NMO y velocidades de apilamiento*

Si consideramos un conjunto de trazas sísmicas (*gather*) que se reflejan en un punto común en el subsuelo formado por capas horizontales homogéneas, los tiempos de arribo de la señal sísmica a los receptores estarán en función de la distancia entre fuente y receptor, y también dependerán de la velocidad de las capas en el subsuelo. Empleando el teorema de Pitágoras se puede demostrar (Yilmaz, 2001) que el tiempo (sobre-tiempo, NMO Normal Moveout) de arribo de las reflexiones puede expresarse como

$$t_{NMO} = \sqrt{t_0^2 + \left(\frac{x}{V_{NMO}}\right)^2}\ , \qquad \text{C-1}$$

Donde $t_0$ es el tiempo de arribo de incidencia normal, $x$ es la distancia fuente-receptor (offset), $V_{NMO}$ es la velocidad de apilamiento. Esta velocidad es igual a la velocidad RMS para capas planas homogéneas e isótropas. La expresión anterior es una aproximación hiperbólica.

Cuando se construye una imagen sísmica se suman las trazas con un mismo punto medio común (centro de la línea en superficie que une fuente con receptor) en un proceso que se llama apilado, el cual busca estimar la respuesta sísmica cuando la distancia fuente receptor es cero (Figura C.1). Para poder apilar los datos es necesario eliminar el retraso de las reflexiones en función del offset, por lo que se realiza una corrección por sobre-tiempo (NMO).

La corrección NMO generalmente se realiza empleando mapas de semblanza (Yilmaz, 2001), los cuales muestran la amplitud de apilamiento sobre trayectorias hiperbólicas en los *gathers* de CMP, estas trayectorias son función del tiempo de arribo de incidencia normal y de la velocidad de apilamiento. En estos mapas de semblanza se seleccionan los valores máximos, ya que se consideran consecuencia de interferencia constructiva al sumar amplitudes sobre una hipérbola que describe correctamente el comportamiento de un reflector específico.

Después de seleccionar las velocidades de apilamiento en los gathers de CMP, se aplica la corrección dinámica. La cual consiste en emplear las velocidades NMO para eliminar el sobre-tiempo en los reflectores sísmicos y llevarlos al tiempo de incidencia normal, para poder apilarlos y construir una imagen sísmica del subsuelo (Figura C.1).

Las velocidades de apilamiento obtenidas del procesamiento sísmico dan información valiosa sobre el subsuelo, pero generalmente los campos de velocidad obtenidos durante el procesamiento tradicional son poco detallados.

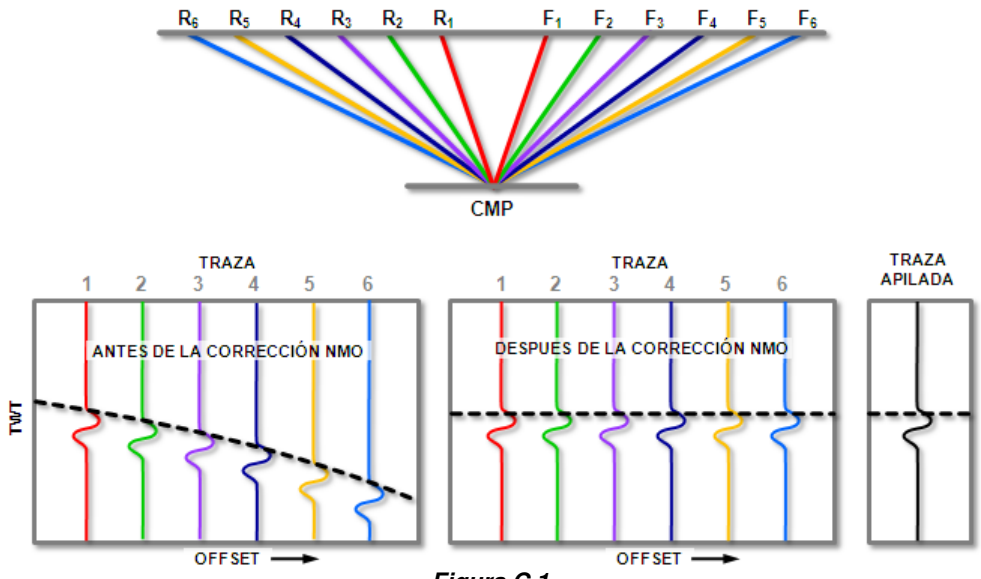



***Figura C.1***

*Diagramas de corrección por sobre-tiempo y apilado.*
*Arriba se muestra un diagrama de rayos con un mismo punto medio común. Abajo a la izquierda se ejemplifica la corrección por sobre-tiempo y el apilado sísmico (modificado de Barclay, et al., 2008).*

### *Análisis de velocidades sísmicas de apilamiento por medio del efecto AVO*

La corrección por sobre-tiempo (NMO, Normal Moveout) se realiza empleando velocidades de apilamiento o velocidades NMO, las cuales corresponden con velocidades RMS bajo condiciones ideales (Dutta, 2002). El análisis AVO es afectado por errores en la corrección por sobre-tiempo de los gathers sísmicos, ya que el cálculo de atributos como intercepto o gradiente supone que los reflectores se encuentran correctamente corregidos por NMO (Swan, 2001).

Swan (2001) desarrolló un método que permite diferenciar el efecto AVO causado por pequeños errores en la corrección por sobre-tiempo. Estos errores en el aplanamiento de los reflectores en los *gathers* se pueden asociar parcialmente a errores en la velocidad de apilamiento, por lo que el método AVO de Swan es útil para realizar un análisis detallado de las velocidades sísmicas. Esta metodología es más precisa en la estimación de velocidades, que las basadas en los mapas de semblanza.

A continuación se presentan las bases teóricas del método de Swan (Swan, 2001) para el análisis de velocidades mediante AVO, el cual se apoya en la señal analítica mediante la transformada de Hilbert.

Si existe un error en la velocidad NMO ($\Delta V$) la reflexión no será completamente aplanada (Figura C.2), por lo que el tiempo de arribo observado es

$$t_{NMO_obs} = \sqrt{t_0^2 + \left(\frac{x}{V_{NMO} + \Delta V}\right)^2} \,. \qquad \text{C-2}$$

El error en el tiempo de arribo debido al error en la velocidad de apilamiento se expresa como

$$\Delta t = t_{NMO_obs} - t_{NMO} = \sqrt{t_0^2 + \left(\frac{x}{V_{NMO} + \Delta V}\right)^2} - \sqrt{t_0^2 + \left(\frac{x}{V_{NMO}}\right)^2} \ . \qquad \text{C-3}$$

El error en el tiempo puede ser aproximado por una serie de MacLaurin

$$\Delta t \ \approx \Delta V \frac{\partial(\Delta t)}{\partial(\Delta V)}\bigg|_{\Delta V=0} \approx \frac{-x^2 \Delta V}{V^2\sqrt{x^2 + (t_0 V)^2}} = -t_0 \sin\theta \tan\theta \frac{\Delta V}{V}. \qquad \text{C-4}$$

Donde $\theta$ es el ángulo de incidencia efectivo definido como $\theta = \tan^{-1}\left(\frac{x}{V t_0}\right)$.

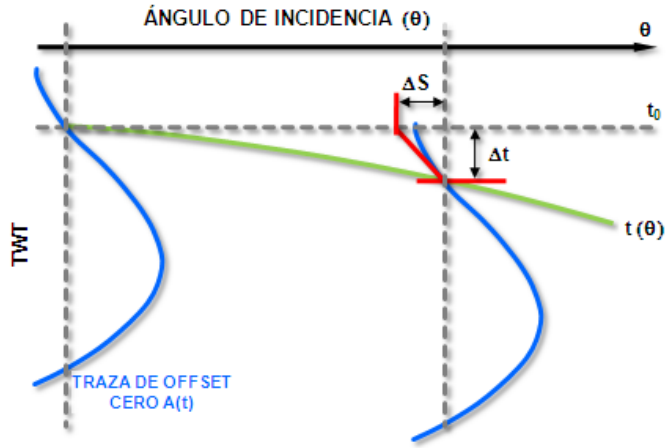



***Figura C.2***
*Conjunto de trazas con corrección por sobre-tiempo incorrecta.*
*La nomenclatura se explica en el texto (modificado de Swan, 2001).*

La aproximación de Shuey de dos términos puede expresarse como

$$S(t,\theta) = A(t) + B(t)\sin^2\theta \ . \qquad \text{C-5}$$

Donde $A(t)$ es la traza de offset cero o el intercepto y B(t) es la traza de gradiente, la cual indica la variación de la amplitud con respecto al ángulo.

Si consideramos que $\frac{\Delta V}{V}$ varía mucho más lento que $A(t)$, entonces $\Delta t$ es pequeño, por lo que la variación en la amplitud asociada al error en la corrección NMO puede escribirse como

$$\Delta S = A'(t)\Delta t = -A'(t) t_0 \sin\theta \tan\theta \frac{\Delta V}{V}. \qquad \text{C-6}$$

Según la aproximación de Shuey el error en la amplitud por la velocidad incorrecta es

$$\Delta S = S(t, \Delta V, \theta) - S(t,\theta) = \big(B(t,\Delta V) - B(t)\big)\sin^2\theta. \qquad \text{C-7}$$

Igualando las dos expresiones de la variación en la amplitud resulta que el gradiente con el error en la velocidad es

$$B(t,\Delta V) = B(t) - t\frac{\Delta V}{V}A'(t). \qquad \text{C-8}$$

La traza de intercepto $A(t)$ puede expresarse como la parte real de la traza compleja

$$A_m(t)e^{i[\omega_0 t+\phi(t)]}\ , \qquad \text{C-9}$$

Donde $A_m(t)$ es una función moduladora real, $\omega_0$ es la frecuencia sísmica dominante y $\phi(t)$es la fase de la traza de intercepto, y la expresión completa se conoce como la representación compleja de la traza $A(t)$.

La representación analítica de $A(t)$ se denota como $A_a(t)$ y es una traza compleja con la parte real igual a la señal original y la parte imaginaria es su transformada de Hilbert. La expresión compleja y analítica son equivalentes si $A_m(t)e^{i\phi(t)}$ no tiene componentes espectrales mayores a la frecuencia dominante.

Considerando que el término exponencial en la representación compleja varía más rápido que la amplitud y la fase, y que existe equivalencia entre la representación compleja y la analítica del intercepto y gradiente, podemos escribir el gradiente con el error en velocidad como

$$\begin{aligned} B_a(t,\Delta V) &= B_a(t) - t\frac{\Delta V}{V}A'_a(t) = B_a(t) - t\frac{d}{dt}\{A_m(t)e^{i[\omega_0 t+\phi(t)]}\}\frac{\Delta V}{V} \\ &\approx B_a(t) - i\omega_0 t A_m(t)e^{i[\omega_0 t+\phi(t)]}\frac{\Delta V}{V} = B_a(t) - i\omega_0 t A_a(t)\frac{\Delta V}{V}. \end{aligned} \qquad \text{C-10}$$

En la expresión anterior la parte real no está afectada por el error en la velocidad, la parte imaginaria es en parte afectada por dicho error. Para aislar el efecto del error en la velocidad se multiplica la traza analítica del intercepto por el complejo conjugado de la traza analítica del gradiente

$$A_a(t)B_a^*(t,\Delta V) = A_a(t)B_a^*(t) + i\omega_0 t\frac{\Delta V}{V}|A_a(t)|^2\ . \qquad \text{C-11}$$

En rocas clásticas saturadas por agua la gráfica de gradiente contra intercepto se concentra en una línea que pasa por el origen, lo que significa que las trazas $A(t)$ y $B(t)$ son proporcionales y por lo tanto también sus expresiones analíticas. Es este caso el producto $A_a(t)B_a^*(t)$ es casi completamente real y es llamado índice de hidrocarburo (HCI, Hydrocarbon Indicator; Swan, 2001) porque responde a anomalías AVO clase 3.

La parte imaginaria de la expresión $A_a(t)B_a^*(t,\Delta V)$ aísla el efecto del error en la velocidad de apilamiento, y por lo tanto se conoce como índice de velocidad residual (RVI, Residual Velocity Indicator; Swan, 2001). Si un reflector es corregido por sobre-tiempo (NMO) con la velocidad adecuada, entonces el RVI será nulo.

Swan (2001) propone un método para refinar el análisis de velocidades de apilamiento que se basa en el cálculo del RVI para un rango de velocidades, y se elige de forma manual o automática la velocidad que minimice RVI. En la Figura C.3 se muestra el ejemplo sintético realizado por Swan para explicar el comportamiento de los términos HCI y RVI.

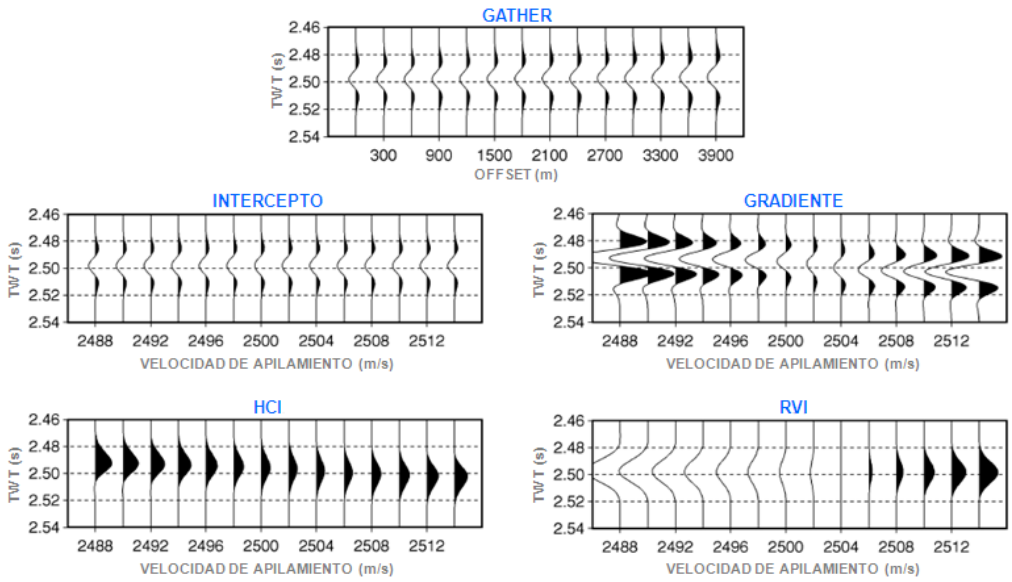



***Figura C.3***

*Modelo sintético de intercepto, gradiente, HCI y RVI realizado por Swan (2001). El gather fue corregido por NMO con una velocidad de 2500 m/s. El intercepto y gradiente presentan una diferencia de fase para la mayoría de las velocidades, excepto para 2504 m/s. El índice de velocidad residual (RVI) es cero para 2504 m/s, esta es la velocidad correcta del evento modelado (modificado de Swan, 2001).*

Otro método propuesto por Swan (2001) para el análisis automático de velocidades mediante AVO se basa en el comportamiento aproximadamente lineal de RVI en función del error de velocidad (Figura C.4), cuando este error es menor a 5 %. El método estima la pendiente de la relación lineal y aproxima el error de velocidad, con el cual se recalcula RVI y la pendiente de forma iterativa hasta converger a una velocidad de apilamiento que minimice RVI.

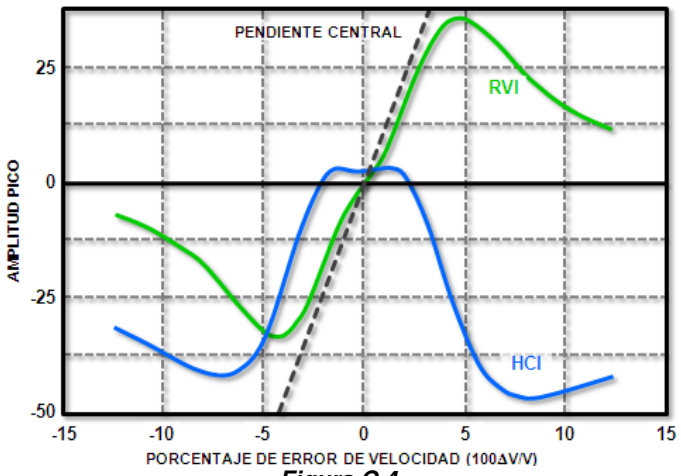



***Figura C.4***

*Índice de hidrocarburo (HCI) y del índice de velocidad residual (RVI) en función del error porcentual en la velocidad de apilamiento. Se observa que para valores residuales pequeños el comportamiento de RVI puede ser aproximado por una recta (modificado de Swan, 2001).*

El análisis de velocidades de apilamiento por medio del efecto AVO es muy sensible a pequeños errores en la velocidad de apilamiento y por lo tanto permite obtener velocidades más detalladas que cuando se emplea la semblanza, por lo que esta

metodología ha sido ampliamente utilizada en la estimación de presión de poro para el diseño de pozos y para el análisis de sello (Kan, et al., 2001).

Para asegurar una buena calidad en al análisis de velocidades por AVO se recomienda (Kan, et al., 2001) considerar una profundidad máxima de 1.2 a 1.5 veces el offset máximo del levantamiento sísmico. En ocasiones el método puede ser inestable durante las iteraciones, por lo que Ratcliffe, et al. (2003) desarrollaron una variante del método que monitorea la convergencia de los resultados.

Otra variante del método de Swan (2001) es reportado por Zheng, et al., y se basa en el análisis de la diferencia de fase entre el intercepto y gradiente en los datos con error en la velocidad de apilamiento. De una velocidad de apilamiento correcta resulta una diferencia de fase nula o de 180° entre intercepto y gradiente (Figura C.3).

***Presión de poro***

Buena parte de los problemas durante la perforación de pozos en aguas profundas se asocia a las presiones de poro. En áreas frontera donde no se tiene suficiente información de pozos ni tendencias regionales bien calibradas, las velocidades sísmicas son la principal herramienta para la estimación de la presión poro.

La presión hidrostática es la debida a la columna de fluidos (Bruce, et al., 2002), y se calcula como

$$P_h = \rho_f g z \ . \qquad \text{C-12}$$

Donde $\rho_f$ es la densidad del fluido, $g$ es la constante de aceleración gravitacional y $z$ es la altura de la columna de fluidos. En una secuencia somera de rocas porosas no consolidadas en el fondo marino, los poros pueden estar interconectados formando un sistema abierto entre los poros y el agua oceánica, y entonces la presión de los fluidos en los poros será la presión hidrostática normal asociada a la columna de agua.

La presión de sobrecarga (S) es la debida a la combinación del fluido y de la roca. Se calcula como (Dutta, 2002)

$$S = g \int_0^z \rho_b(z) dz \ . \qquad \text{C-13}$$

Donde $\rho_b(z)$ es la densidad de bulk en función de la profundidad y se define como

$$\rho_b(z) = \phi \rho_f + (1 - \phi)\rho_m \ . \qquad \text{C-14}$$

Donde $\phi$ es la porosidad de la roca y $\rho_m$ es la densidad de la matriz de la roca.

La presión de poro (*P*) es el esfuerzo soportado por los fluidos en los poros de las rocas (Bruce, et al., 2002). En la parte somera de la columna de sedimentos donde los poros forman un sistema abierto, la presión de poro es igual a la presión hidrostática. Pero si existen poros no interconectados y ocupados por fluido, entonces los fluidos soportarán

parte del peso combinado de la columna de fluidos y rocas. Por lo que la presión de poro será mayor a la presión hidrostática.

El esfuerzo efectivo es la porción del esfuerzo de sobrecarga que es soportado por las rocas, y se define como la diferencia entre la presión o esfuerzo de sobrecarga y la presión de poro (Bruce, et al., 2002)

$$\sigma = S - P \ . \qquad \text{C-15}$$

Estos conceptos son esquematizados en la Figura C.5 donde se muestra la presión en función de la profundidad en un ambiente marino. La presión de poro no puede alcanzar la presión de sobrecarga, ya que si esto sucede la presión de poro sería suficiente para fracturar la roca, expulsar fluidos y estabilizar la presión de poro (Bruce, et al., 2002).

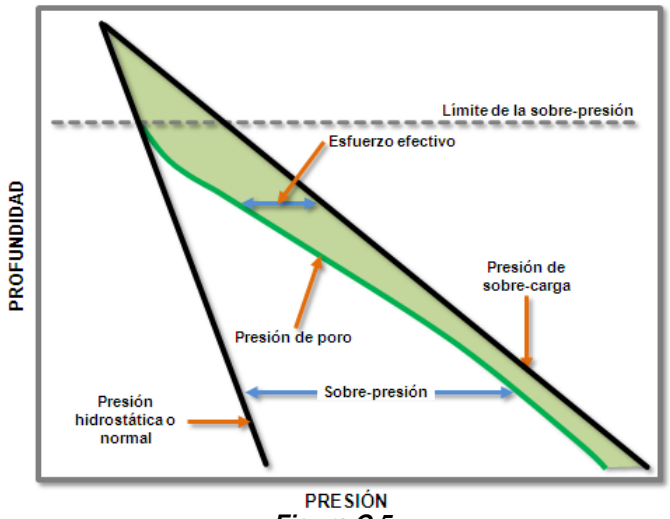



***Figura C.5***

*Diagramas con los conceptos básicos relacionados a la sobre-presión en sedimentos marinos. (modificado de Bruce, et al., 2002).*

### *Velocidades sísmicas y presión de poro*

La velocidad sísmica en las rocas sedimentarias depende de muchos parámetros (Dutta, 2002) como porosidad, saturación de fluidos, estado de esfuerzos, presión de poro, presión de confinamiento, estructura de los poros, temperatura, tipo de fluidos, litología, contenido de arcilla, cementación y frecuencia de las ondas sísmicas.

Se considera que el esfuerzo efectivo define la compactación de los sedimentos, en condiciones de presión de poro normal, el esfuerzo efectivo aumenta con la profundidad y también lo hacen la resistividad, la velocidad de onda P y la densidad, mientras que la porosidad disminuye con la profundidad (Figura C.6). A este comportamiento se le conoce como tendencia de compactación normal (Chopra, et al., 2006).

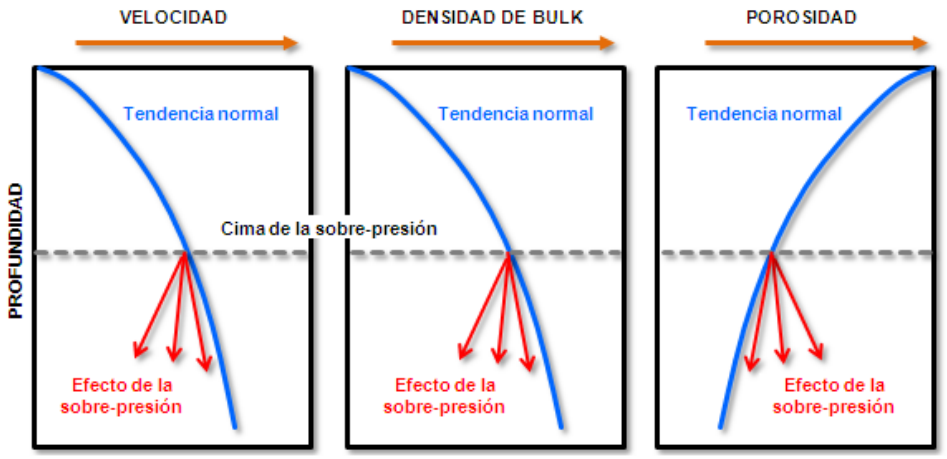



***Figura C.6***

*Diagrama del comportamiento de la velocidad, densidad aparente (bulk) y porosidad de sedimentos marinos en función de la profundidad (modificado de Bruce, et al., 2002).*

De forma general, cuando se compara una roca sobre-presurizada y una roca en condiciones de compactación normal a la misma profundidad, la primera mostrará alta porosidad, baja densidad aparente, esfuerzos efectivos bajos, alta temperatura, velocidad de intervalo baja y cociente de Poisson alto (Chopra, et al., 2006).

La porosidad es el parámetro más directamente relacionado con la compactación, bajo condiciones normales de compactación la porosidad y la profundidad se pueden relacionar por medio de la expresión (Dutta, 2002)

$$\phi(z) = \phi_0 e^{-cz} . \qquad \text{C-16}$$

Donde $\phi(z)$ es la porosidad en función de la profundidad, $\phi_0$ es la porosidad para $z = 0$ y c es una constante. Esta ecuación se conoce como la ecuación de compactación de Athy, y puede ser expresada en términos del esfuerzo efectivo ($\sigma$) como

$$\phi = \phi_0 e^{-K\sigma} \quad . \qquad \text{C-17}$$

Donde $K$ es un coeficiente relacionado con la densidad aparente de los sedimentos y del fluido en los poros. Existen otras relaciones constitutivas que relacionan porosidad con el esfuerzo efectivo, como las de Terzaghi (1943), Palciauskas y Domenico (1989), o Dutta (1987). Cada una de estas relaciones se basa en diferentes suposiciones que deben ser bien entendidas antes de emplearse en alguna aplicación específica.

La relación entre porosidad y velocidad sísmica de onda P ha sido ampliamente analizada en el ámbito de la petrofísica. La ecuación de Wyllie relaciona el tiempo de viaje de una onda P y la porosidad de una roca según la expresión (Dvorkin, et al., 2003)

$$\Delta t = \phi \Delta t_f + (1 - \phi)\Delta t_m . \qquad \text{C-18}$$

Donde $\Delta t_f$ es el tiempo de viaje en el fluido de la roca, $\Delta t_m$ es el tiempo de viaje en la matriz de la roca y depende principalmente de su contenido mineralógico. La ecuación de Wyllie puede ser considerada un caso especial de la ecuación de Pickett

$$\Delta t = A_0 + \phi B_0 . \qquad \text{C-19}$$

Donde $A_0$ y $B_0$ son constantes que dependen de la litología.

La mayoría de las ecuaciones que relacionan porosidad con velocidad de onda P han sido desarrolladas para areniscas, y pocas veces se han hecho estudios análisis detallados para lutitas, que es donde ocurre la sobre-presión. La ecuación empírica de Issler fue desarrollada a partir de mediciones en núcleos y de registros geofísicos en lutitas y calizas mudstone, y tiene la forma

$$\Delta t = \Delta t_m (1-\phi)^{-x} \, . \qquad \text{C-20}$$

Donde $x$ es un factor de formación acústico que depende de la litología.

La ecuación de Archie relaciona porosidad y resistividad de las rocas (R) según la expresión (Dutta, 2002)

$$R = FR_w = a\phi^{-m}R_w \ . \qquad \text{C-21}$$

Donde $F$ es el factor de formación y depende de la porosidad, $a$ y $m$ son constantes que dependen de la litología.

La porosidad de la roca se puede relacionar con el esfuerzo efectivo y con la velocidad de onda P, por lo que se pueden establecer relaciones entre la velocidad sísmica y el esfuerzo efectivo. Si tomamos una de las expresiones que relacionan la velocidad (o tiempo de viaje) con la porosidad, y sustituimos la porosidad por una de sus relaciones con el esfuerzo efectivo, es posible encontrar una relación entre velocidad y esfuerzo efectivo. De la combinación entre la ecuación de Athy y la de Issler se obtiene (Dutta, 2002)

$$\sigma = \frac{1}{k}\ln\left[\frac{\phi_0 \Delta\tau^{\alpha}}{\Delta\tau^{\alpha}-1}\right] \text{ , donde } \Delta\tau = \frac{\Delta \mathrm{t}}{\Delta \mathrm{t_m}}, \ \alpha = \frac{1}{x} \, . \qquad \text{C-22}$$

También existen relaciones empíricas que relacionan la velocidad con el esfuerzo efectivo. El método de Eaton es una relación empírica entre la velocidad de onda compresional y el esfuerzo efectivo, tiene la forma (Chopra, et al., 2006)

$$P = S - (S - P_h)\left(\frac{\mathrm{V}}{V_n}\right)^3 \, . \qquad \text{C-23}$$

Donde $V_n$ es la velocidad de onda compresional bajo condiciones de compactación normal. El método de Eaton es válido siempre y cuando la curva de compactación normal pueda ser construida para todas las profundidades de interés.

## REFERENCIAS

Barclay, F., A. Bruun, K. B. Rasmussen, J. C. Alfaro, A. Cooke, D. Cooke, D. Salter, R. Godfrey, D. Lowden, S. McHugo, H. Özdemir, S. Pickering, F. G. Gonzalez, J. Herwanger, S. Volterrani, A. Murineddu, A. Rasmussen, and R. Roberts, 2008, Seismic inversion: reading between the lines: Oilfield Review.

Blumentritt, C., 2008, Highlight volumes: Reducing the burden in interpreting spectral decomposition data: The Leading Edge, **27**, 330-333.

Boswell, R. and T. Collett, 2006, The gas hydrates resource pyramid: Fire in the Ice, **Fall 2006**, 5-7.

Brouwer, F., A. Welsh, D. Connolly, C. Selva, D. Curia, and A. Huck, 2008, High frequencies attenuation and low frequency shadows in seismic data caused by gas chimneys, Onshore Ecuador: 70th EAGE Conference & Exhibition.

Bruce, B. and G. Bowers, 2002, Pore pressure terminology: The Leading Edge, **21**, 170-173.

Castagna, J. and S. Sun, 2002, The use of spectral decomposition as a hydrocarbon indicator: Gas Tips, **8**, 24-27.

Castagna, J. and S. Sun, 2006, Comparison of spectral decomposition methods: Firs Break, **24**, 75-79.

Castagna, J. and H. Swan, 1997, Principles of AVO crossplotting:. The Leading Edge, **16**, 337-344.

Chakraborty, A. and D. Okaya, 1995, Frequency-time decomposition of seismic data using wavelet-based methods: Geophysics, **60**, 1906-1916.

Chand, S., T. Minshull, D. Gei, and J. Carcione, 2004, Elastic velocity models for gas-hydrate-bearing sediments – a comparison: Geophysical Journal International, **159**, 573-590.

Chen, G., G. Matteucci, B. Fahmy, and C. Finn, 2008, Spectral-decomposition response to reservoir fluids from a deepwater West Africa reservoir: Geophysics, **73**, 6, C23-C30.

Chopra, S. and A. Huffman, 2006, Velocity determination for pore pressure prediction: CSEG Recorder.

Collet, T., M. Riedel, R. Boswell, J. Cochran, P. Kumar, A. Sethi, and V. Sathe, 2006, International team completes landmark gas hydrate expedition in the offshore of India: Fire in the Ice, **Fall 2006**, 1-4.

Cowley, R. and G.W. O'Brien, 2000, Identificaction and interpretation of leaking hydrocarbons using seismic data: acomparative montage of examples from the major fields in Australia´s north west shelf and Gippsland Basin: The APPEA Journal, **40**, 121-150.

Dai, J., H. Xu, F. Snyder, and N. Dutta, 2004, Detection and estimation of gas hydrates using rock physics and seismic inversion: Examples from the northern deepwater Gulf of Mexico: The Leading Edge, **23**, 60-66.

Deng, J., D. Han, J. Liu, and Q. Yao, 2007, Application of spectral decomposition to detect deepwater gas reservoir: SEG, Expanded abstracts, **26**, 1427-1431.

Dev, A. and G. McMechan, 2010, Interpreting structural controls on hydrate and free-gas accumulation using well and seismic information from the Gulf of Mexico: Geophysics, **75**, 1, B35-B46.

Dvorkin, J., A. Nur, R. Uden, and T. Taner, 2003, Rock physics of a gas hydrate reservoir. The Leading Edge, **22**, 842-847.

Dutta, N., 2002, Y2K Review Article-Geopressure prediction using seismic data: Current status and the road ahead: Geophysics, **67**, 2012 -2041.

Dutta, N. and J. Dai, 2009, Exploration for gas hydrates in a marine environment using seismic inversion and rock physics principles: The Leading Edge, **28**, 792- 802.

Ebrom, D., 2004, The low-frequency gas shadow on seismic sections: The Leading Edge, **23**, 772-772.

Ecker, C., J. Dvorkin, and A. Nur, 1998, Sediments with gas hydrates: Internal structure from seismic AVO: Geophysics, **63,** 1659-1669.

Ecker, C., J. Dvorkin, A. Nur, 2000, Estimating the amount of gas hydrate and free gas from marine seismic data: Geophysics, **65**, 565-573.

Guo, H., S. Lewis, and K. Marfut, 2008, Tutorial-Mapping multiple attributes to three- and four-component color models – A tutorial: Geophysics, **73**, 3, W7-W19.

Guo, H., K. Marfut, and J. Liu, 2009, Principal component spectral analysis: Geophysics, **74**, 4, P35-P43.

Haacke, R., R. Hyndman, K. Park, D. Yoo, I. Stoian, and U. Schmidt, 2009, Migration and venting of deep gases into the ocean through hydrate-cheked chimneys offshore Korea: Geology, **37**, 6, 531-534.

Hardage, B. and Roberts, H., 2006, Gas hydrate in the Gulf of Mexico: What and where is the seismic target?: The Leading Edge, **25**, 566-571.

Hien, D., S. Jang, and Y. Kim, 2010, Multiple seismic attribute analyses for determination of bottom simulating reflector of gas hydrate seismic data in the Ulleung Basin of Korea: Marine Geophysical Research, **31**, 121-132.

HYDRATECH Consortium, 2004, Techniques for the quantification of methane hydrate in European continental margins, http://www.hydratech.bham.ac.uk, accesado el 22 de Abril del 2011.

JNOC-TRC, Assessment of the resource potential of methane hydrate in the Nankai Trough, Offshore Central Japan, http://www.rice.edu/energy/publications/docs/Fire_in_Ice_Tsuji.pdf, accesado el 22 de Abril del 2011.

Kallweit, R. and L. Wood, 1995, The limits of resolution of zero-phase wavelets: Geophysics, **60**, 1906-1916.

Liu, J. and K. Marfut, 2007, Multicolor display of spectral attributes: The Leading Edge, **26**, 268-271.

Liu, J. and K. Marfut, 2007, Instantaneous spectral attributes to detect channels. Geophysics, **72**, 2, P23-P31.

Max, M., A. Johnson, and W. Dillon, 2006, Economic Geology of Natural Gas Hydrate: Springer.

Müller, C., C. Bönnemann, and S. Neben, 2007, AVO study of a gas-hydrate deposit, offshore Costa Rica: Geophysical Prospecting, **55**, 719-735.

Ojha, M., K. Sain, and T. Minshull, 2010, Assessment of gas-hydrate saturations in the Makran accretionary prism using the offset dependence of seismic amplitudes: Geophysics, **75**, 2, C1-C6.

Oliveira, S., O. Vilhena, and E. da Costa, 2010, Time-frequency spectral signature of Pelotas Basin deep water gas hydrates system: Marine Geophysical Research, 2010, **31**, 89-97.

Partyka, G., 2001, Seismic thickness estimation: three approaches, pros and cons: SEG, Expanded abstracts, **20**, 503-506.

Paryka, G., J. Gridley, and J. Lopez, 1999, Interpretational applications of spectral decomposition in reservoir characterization: The Leading Edge, **18**, 353-360.

Pecher, I., N. Bangs, T. Shipley, and M. Sen, 2001, Seismic characterization of natural gas hydrates: The University of Texas Institute for Geophysics.

Rack, F. Methane hydrates: An Earth system science perspective, http://www.nmsfocean.org/chow2003/PowerPoint/Rack.CHOW.talk.pdf, accesado el 22 de Abril del 2011.

Ratcliffe, A. and G. Roberts, 2003, Robust, automatic, continuous velocity analysis: 1st North Africa/Mediterranean Petroleum & Geoscience Conference & Ehibition.

Reine, C., M. Baan, and R. Clark, 2009, The robustness of seismic attenuation measurements using fixed- and variable-window time-frequency transforms: Geophysics, **74**, 2, WA123-WA135.

Rocha-Legorreta, F., 2009, Seismic evidence and geological distinctiveness related to gas hydrates in Mexico: The Leading Edge, **28**, 714-717.

Shuey, R., 1985, A simplification of the Zoeppritz equations: Geophysics, **50**, 609-614.

Sinha, S., P. Routh, P. Anno, and J. Castagna, 2005, Spectral decomposition of seismic data with continuous-wavelet transform: Geophysics, **70**, 6, P19-P25.

Swan, H., 2001, Velocities from amplitude variations with offset: Geophysics, **66**, 1735-1743.

Taylor, M., W. Dillon, and I. Pecher, 2000, Trapping and migration of methane associated with the gas hydrate stability zone at the Blake Ridge Diapir: new insights from seismic data: Marine Geology, **166**, 79-89.

Veeken, P. and M. Rauch-Davies, 2006, AVO attribute analysis and seismic reservoir characterization: Firs break, **24**, 41-52.

Wallet, B. and K. Marfurt, 2008, A grand tour of multispectral components: A tutorial: The Leading Edge, **27**, 334-341.

Yilmaz, O., 2001, Seismic data analysis. Processing, inversion, and interpretation of seismic data: Society of Exploration Geophysicists, Investigations in geophysics no. 10.

Zhang, H. and J. Brown, 2001, A review of AVO analysis: CREWES Research Report, **13**.

Zheng, Y., G. Roberts, and A. Ratcliffe, 2003, High resolution residual velocity analysis and application: http://www.cseg.ca/conventions/abstracts/2003/2003abstracts/123S0128.pdf, accesado el 22 de Abril del 2011.