

TESIS DEFENDIDA POR
Adrian Teutle Gutiérrez
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ



Dr. Antonio González Fernández
Director del Comité



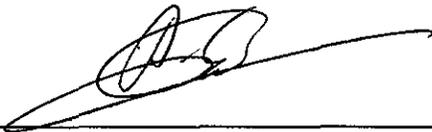
Dr. Mario González Escobar
Miembro del Comité



Dr. Jesús Arturo Martín Barajas
Miembro del Comité



M.C. Vicente Ferreira Bartrina
Miembro del Comité



Dr. Antonio González Fernández
*Coordinador del programa de posgrado
en Ciencias de la Tierra*



Dr. David Hilario Covarrubias Rosales
Director de Estudios de Posgrado

29 de noviembre de 2011

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



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

**EVIDENCIAS DE GAS EN SEDIMENTOS DE LA CUENCA FARALLÓN, GOLFO
DE CALIFORNIA, A PARTIR DE LAS CARACTERÍSTICAS DE SÍSMICA DE
REFLEXIÓN**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

ADRIAN TEUTLE GUTIÉRREZ

Ensenada, Baja California, México, Noviembre de 2011.

RESUMEN de la tesis de **Adrian Teutle Gutiérrez**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada. Ensenada, Baja California. Noviembre de 2011.

EVIDENCIAS DE GAS EN SEDIMENTOS DE LA CUENCA FARALLÓN, GOLFO DE CALIFORNIA, A PARTIR DE LAS CARACTERÍSTICAS DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN

Resumen aprobado por:



Dr. Antonio González Fernández

El propósito del presente trabajo es analizar la posible presencia de gas atrapado entre los sedimentos de la cuenca Farallón a través de las evidencias sísmicas que son originadas por su acumulación. También se busca aclarar la naturaleza del reflector simulador del fondo conocido como BSR (*Bottom Simulating Reflector*) presente en esta zona. El BSR puede tener su origen en la base de una capa de hidratos de gas o en la diagénesis del ópalo.

Para este propósito se utilizaron datos marinos de sísmica de reflexión multicanal 2D de alta resolución. La presencia de gas entre los sedimentos es detectada por los perfiles sísmicos de alta resolución debido a la variación en las amplitudes de la onda entre los medios con y sin gas.

La formación del gas es posterior a la deposición de los sedimentos, cuando se genera una gran acumulación rompe la estructura sedimentaria o intercepta las zonas de fractura buscando ascender a la superficie. La acumulación de gas en los sedimentos del fondo marino origina anomalías acústicas en los registros sísmicos que resultan de la absorción de la energía acústica emitida por las fuentes sísmicas. La absorción de la señal sísmica se ve reflejada en un blanqueamiento en los perfiles sísmicos. Es a través de estos blanqueamientos que es posible intuir la presencia de gas.

Además de los blanqueamientos sísmicos en la cuenca Farallón, se encontró la presencia de un reflector sísmico de gran amplitud cercano al fondo marino, éste es el reflector simulador de fondo (*Bottom Simulating Reflector*, BSR). En los perfiles de sísmica de reflexión el BSR aparece como un reflector de gran amplitud paralelo al fondo marino. A través de sus características sísmicas se busca aclarar

si la naturaleza de este reflector es la base de los hidratos de gas o la fase de la diagénesis del ópalo A (amorfo) al ópalo CT (cristalino).

Se implementan los atributos sísmicos de amplitud, fase y frecuencia con el objetivo de ayudar a mejorar visualmente caracteres o formas de la estructura sedimentaria atenuada en las secciones sísmicas por la presencia del gas y para delimitar la continuidad lateral del BSR dentro de los estratos sedimentarios. Los atributos sísmicos empleados presentan información fundamental con la cual se enfatizan las características que se busca relacionar con la acumulación del gas y la naturaleza del BSR.

Palabras Clave: Sísmica de reflexión, gas, BSR, hidrato de gas, cuenca Farallón.

ABSTRACT of the thesis presented by **Adrian Teutle Gutiérrez** as a partial requirement to obtain the MASTER IN SCIENCE degree in Earth Science with orientation in Applied Geophysics. Ensenada, Baja California, México November 2011.

EVIDENCE OF GAS IN SEDIMENT BASIN FARALLON, GULF OF CALIFORNIA, AS OF THE CHARACTERISTICS OF SEISMIC REFLECTION

The purpose of the present study is to analyze the possible presence of gas trapped between the Farallón basin sediments, using seismic characteristics produced by its accumulation. Another objective is to clarify the nature of the bottom simulating reflector known as BSR present in this area. The BSR can be originated at the base of a layer of gas hydrates or in opal diagenesis.

We used data from high-resolution 2D multichannel seismic reflection profiles. The presence of gas between the sediments is evidenced by the high-resolution seismic profiles due to the variation in wave amplitudes in the layers with and without gas.

A large accumulation of gas in the sediments breaks the structure and ascends to the surface through fracture zones. The accumulation of gas in seafloor sediments originates acoustic anomalies in the seismic records resulting in the absorption of the acoustic energy emitted by the seismic sources. The absorption of the seismic signal is shown as whitening in the seismic profiles. Based on these whitening it is possible to infer the presence of gas.

In addition to the seismic whitening in the Farallón basin, we found the presence of a high-amplitude seismic reflector near the seafloor, this is the bottom simulating reflector (BSR). In the seismic reflection profiles, the BSR appears as a high-amplitude reflector parallel to the seafloor. Through its seismic characteristics it is possible to clarify whether the nature of this reflector is the base of a layer of gas hydrates or the level of diagenesis from opal A (amorphous) to opal CT (crystalline).

We implemented the seismic attributes of amplitude, phase and frequency with the objective of emphasizing the characteristics of the sedimentary structure attenuated in seismic sections by the presence of gas and to delimit the lateral continuity of the BSR within the sedimentary strata. Seismic attributes present fundamental information which emphasizes the characteristics that we try to relate with the accumulation of gas and the nature of the BSR.

Keywords: Seismic reflection, gas, BSR, gas hydrates, Farallón basin.

Dedicatorias

A mis padres por creer siempre en mí
A mi hermano por todo el apoyo que siempre me da
A mi abuela y su eterna sonrisa
A Angélica por estar siempre a mi lado

Agradecimientos:

En primer lugar quiero agradecer al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por apoyarme con la beca para posgrado con número de registro 23491, a los proyectos "Sísmica de Reflexión en el norte del Golfo de California: cuencas Delfín Inferior y San Pedro Mártir, CONACYT- 44820-F" y "Estructura sísmica del Golfo de California: Cuencas activas y fósiles, CONACYT-F1-54326".

Especialmente gracias al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), por otorgarme la beca del posgrado y además por brindarme todas las herramientas necesarias para culminar este trabajo. A su planta académica por tratar siempre de compartir su conocimiento.

A mi asesor Antonio González Fernández gracias por su gran ayuda, a su dedicación profesional que me permitió crecer mientras desarrollaba el presente trabajo. Gracias por darme la oportunidad de trabajar un proyecto tan interesante como lo fue éste.

A mi comité: Dr. Mario González Escobar, Dr. Jesús Arturo Martín Barajas y M.C. Vicente Ferreira Bartrina por toda la orientación y ayuda prestada.

Al personal administrativo que hacen un valioso trabajo y facilitan en gran manera el trabajo de investigación en CICESE.

A todos mis amigos de CICESE por hacer de esta etapa de mi vida una gran experiencia, por todas las conversaciones interesantes e interminables, por sus opiniones y consejos.

Un agradecimiento especial a mis nuevos y viejos amigos y compañero de cubo por hacer que este tiempo fuera muy grato.

CONTENIDO

	Página
Resumen español	i
Resumen inglés	iii
Dedicatorias	iv
Agradecimientos	v
Contenido	vi
Lista de Figuras	viii
Lista de Tablas	xii
Capítulo I. Introducción	1
I.1 Introducción.....	1
I.2 Objetivos.....	3
I.3 Antecedentes.....	3
Capítulo II. Contexto Geológico	5
II.1 Área de Estudio.....	5
II.2 Margo Geológico Regional.....	7
II.3 Cuenca Farallón Estructuras Principales.....	11
Capítulo III. Metodología	12
III.1 Sísmica de Reflexión (de Alta Resolución).....	12
III.1.1 Adquisición de Datos.....	13
III.1.2. Procesamiento Sísmico.....	14
III.1.3. Resolución Sísmica.....	21
III.1.4. Impedancia Acústica.....	23
III.1.5. Coeficiente de Reflexión.....	24
III.2 Atributos Sísmicos.....	25
III.2.1 Antecedentes.....	26
III.2.2 Atributos Sísmicos.....	27
III.2.3 La Transformada de Hilbert.....	28
III.2.4 Potencia de Reflexión (Envolvente de Amplitud)...	31
III.2.5 Factores que Afectan las Amplitudes.....	32
III.2.6 Fase Instantánea.....	33
III.2.7 Frecuencia Instantánea.....	35
Capítulo IV. Evidencias Sísmicas de la Presencia de Gas	36
IV.1 Presencia de Gas Libre.....	36
IV.1.1 Acoustic Voids (Vacíos Acústicos).....	37
IV.1.2 Pockmarks.....	38
IV.2 El Reflector Simulador de Fondo (BSR).....	39
IV.2.1 El BSR Relacionado a los Hidratos de Gas.....	40
IV.2.2 Los Hidratos de Gas.....	43

CONTENIDO (continuación)

	Página
IV.2.3 El BSR Relacionado con la Diagénesis del Ópalo..	44
IV.2.4 Factores Determinantes de la Diagénesis.....	46
Capítulo V. Resultados.....	47
V.1 Secciones Sísmicas.....	47
V.1.1 Unidad Inferior.....	50
V.1.2 Unidad Superior.....	52
V.1.3 Vacíos Acústicos (Blanqueamiento).....	54
V.2 Líneas Sísmicas con Presencia de un BSR.....	57
V.2.1 Características del BSR de la Cuenca Farallón ...	60
V.2.1.1 Amplitud.....	60
V.2.1.2 Profundidad.....	62
V.2.1.3 Polaridad.....	64
V.2.2 Flujo de Calor en la Cuenca Farallón.....	65
Capítulo IV. Discusión y Conclusiones.....	68
VI.1 Evidencias Acústicas de la Presencia del Gas.....	68
VI.2 El Reflector Simulador de Fondo (BSR).....	69
VI .3 Conclusiones.....	71
Bibliografía.....	74

LISTA DE FIGURAS

<i>Figura</i>		Página
1	Mapa batimétrico y modelo digital de elevación del noroeste de México. El área de estudio en el Golfo de California es la cuenca Farallón destacada con el recuadro rojo.	6
2	Área de estudio. Al fondo aparece la batimetría en la cuenca Farallón. En rojo los perfiles sísmicos con los que se cuenta en el área.	7
3	Mapa de las principales fallas y cuencas en el norte, centro y sur del Golfo de California. Los sistemas de fallas y cuencas activas se marcan en líneas rojas. Falla Cerro Prieto (CPF), E Ensenada, CSL Cabo San Lucas, Puerto Vallarta PVT (modificado de González-Escobar et al., 2010).	9
4	Las líneas en rojo muestran la localización de los datos sísmicos colectados en la campaña Ulloa-06. En negro los perfiles sísmicos seleccionados para este trabajo.	14
5	Diagrama de flujo de procesamiento sísmico utilizado para obtener las imágenes sísmicas a través del programa Seismic Unix.	16
6	Registros sísmicos antes y después de aplicar los filtros en frecuencia y F-K. a) Registro antes de los filtros. b) Espectro de frecuencias, las líneas negras delimitan las frecuencias que contienen energía de reflexión coherente. c) Espectro F-K, las líneas rojas delimitan el abanico dentro del cual se concentra la energía perteneciente a la información sísmica, la información fuera se elimina. d) Registro sísmico después de los filtros.	20
7	Análisis de velocidad en SU. a) Espectro de semblanza. b) Registro de CDP sin corrección dinámica. c) Método de “mini-stacks” con NMO de velocidades constantes d) Registro de CDP con corrección dinámica.	21
8	Diagrama de relación entre la amplitud A_1 del rayo reflejado y la amplitud A_0 del rayo incidente. (ρ_1 y ρ_2) y (v_1 y v_2) son las densidades de los medios 1 y 2 respectivamente.	24

LISTA DE FIGURAS (continuación)

<i>Figura</i>		Página
9	La traza sísmica compleja consiste de una parte real $x(t)$, que es la traza sísmica real, y una parte imaginaria $y(t)$, que es una función matemática a partir de la parte real de una transformada de Hilbert. Cuando las partes real e imaginaria se añaden en el sentido del vector, el resultado es una espiral helicoidal centrada en el eje de tiempo (t). Esta traza helicoidal es la traza sísmica compleja (Hardage, 2010).	29
10	Los atributos sísmicos: amplitud instantánea $a(t)$, la fase $\phi(t)$ y la frecuencia $\omega(t)$ que son calculados de una traza sísmica compleja usando las ecuaciones de la lista (Hardage., 2010).	30
11	Amplitud instantánea (envolvente de amplitud) asociada con la traza sísmica real (Hardage., 2010).	32
12	Fase y frecuencia instantánea (paneles superiores) asociados con la traza sísmica compleja y la traza sísmica real en el panel inferior (Hardage, 2010).	34
13	Ejemplos del BSR en registros sísmicos. a) registro de sísmica de reflexión que muestra un fuerte BSR. b) sismograma sintético que reproduce las características del BSR. La reflexión que produce el BSR resulta principalmente del contraste de velocidades. La alta impedancia sísmica sobre el BSR se puede asociar a la presencia de hidratos de gas en los sedimentos y la baja impedancia, a la presencia de gas libre dentro de los sedimentos. En el sismograma sintético se observa claramente la inversión de la polaridad de la ondícula del BSR en relación a aquella del fondo marino (Hyndman y Dallimore, 2001).	41
14	Debido a la dependencia en temperatura y presión de la zona de estabilidad del hidrato de gas, su espesor disminuye a medida que se reduce la presión y aumenta la temperatura sobre el fondo del mar (Rodrigo-Ramírez, 2007).	42

LISTA DE FIGURAS (continuación)

<i>Figura</i>		Página
15	Forma de los hidratos de gas en ambientes de aguas profundas con bajas temperaturas y alta presión. La forma más abundante de los hidrocarburos en los océanos de la Tierra, los hidratos de gas prometen ser una fuente importante de energía en el futuro (Birchwood et al., 2010).	43
16	Cuenca Farallón y las subcuencas Santa Cruz, Sombrero y Las Ánimas presentes en el área.	48
17	Diferenciación entre los dos paquetes sedimentarios existentes en las cuencas, divididos con una línea verde. El paquete inferior se encuentra alterado por deformación frágil, que no se aprecia en el superior. La línea amarilla representa el basamento acústico interpretado (perfil 7).	49
18	La unidad sedimentaria inferior que se observa en las secciones sísmicas aparece afectada por deformación frágil y en algunas zonas presenta plegamiento como en la cuenca Sombrero (perfil 3).	51
19	La unidad superior ubicada sobre la línea verde presenta menor grado de deformación frágil, esta unidad presenta una respuesta sísmica con una gran coherencia lateral y fuerte amplitud. El trazo de la línea amarilla representa el basamento acústico (perfil 2).	53
20	Amplitudes de un grupo de trazas del perfil 1. La unidad superior presenta altas amplitudes sísmicas. Por debajo de esta unidad superior se observa una disminución abrupta de las amplitudes que resultan en el blanqueamiento de las secciones sísmicas.	55
21	Las áreas donde se encuentran los vacíos acústicos se caracterizan por mostrar una disminución anómala de la energía acústica, los vacíos acústicos se localizan en la unidad sedimentaria inferior (perfil 1).	56
22	Ubicación del Masivo Farallón	57
23	Reflector Simulador de Fondo (BSR) en el Masivo Farallón perfil (ampliación del perfil 6). La imagen inferior muestra el horizonte interpretado como BSR.	59

LISTA DE FIGURAS (continuación)

<i>Figura</i>		Página
24	Registros de los CDP's de la sección migrada para el perfil 6, se ilustra la relación de amplitudes de los registros marinos entre el fondo marino y el BSR.	61
25	Imagen del atributo de amplitud. Las amplitudes sísmicas del BSR están dentro del rango de las amplitudes sedimentarias y son menores a las amplitudes del fondo marino (ampliación del perfil 6).	62
26	El BSR mantiene la misma profundidad, esta no varía lo suficiente como para ver algún efecto con respecto a la profundización del fondo marino. En los perfiles sísmicos 5 y 6 el BSR sigue el mismo comportamiento.	63
27	El BSR en el Masivo Farallón mantiene la misma polaridad sísmica que el fondo marino.	64
28	Ubicación de las nueve estaciones de medición hechas por Lawver et al. (1973) y el valor calculado para cada estación.	66
29	Perfil de temperatura contra profundidad en la cuenca Farallón, tomado de Lawver et al. (1973). La escala vertical esta en metros bajo el fondo marino, los números bajo la curva corresponden a la estación.	67

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
I	Parámetros de adquisición de los datos sísmicos	13
II	Etapas más importantes del procesado en las líneas sísmicas utilizadas.	17
III	Estimación de la resolución vertical	22

Capítulo I

Introducción

I.1 Introducción

El Golfo de California es un sistema de *rift* en su etapa de transición continental a oceánica con piso oceánico en el sur y cuencas continentales al norte (Nagy y Stock, 2000). Debido a esto, las cuencas presentan grandes diferencias de norte a sur. La cuenca Farallón se encuentra localizada en la región centro-sur del Golfo de California, limita al norte con las cuencas del Carmen y Guaymas y al sur con Pescadero. Una característica común de estas cuencas es el alto flujo de materia orgánica producto de un sistema de circulación que aporta aguas ricas en nutrientes y altos flujos de carbono orgánico al fondo marino.

En 2008 Piñero-Lajas describió los diferentes tipos de basamento acústico y las principales estructuras que se encuentran en el lado este de la cuenca Farallón, para ello utilizó datos marinos de sísmica de reflexión multicanal 2D de alta resolución. En el análisis de estos perfiles sísmicos se observaron evidencias que se han relacionado con la presencia de gas entre los paquetes sedimentarios.

La búsqueda de estas evidencias y el análisis de sus características en los perfiles sísmicos, para relacionarlas con la presencia del gas atrapado entre los sedimentos, es el objetivo principal para desarrollar el presente trabajo.

La formación del gas es posterior a la deposición de los sedimentos, por lo que la acumulación de este gas depende de las condiciones que los sedimentos

presenten, cuando una gran cantidad de este gas se acumula puede llegar a romper la estructura sedimentaria o busca interceptar las zonas de fractura para ascender a la superficie.

La acumulación del gas y los rasgos originados por su escape a la superficie producen huellas en los sedimentos que originan características únicas en los registros sísmicos de alta resolución a través de los cuales se puede definir su presencia. El gas atrapado en los sedimentos del fondo marino puede originar anomalías acústicas que provocan la absorción de gran parte de la energía acústica emitida por las fuentes sísmicas, esta absorción de la señal produce un blanqueamiento en los perfiles sísmicos.

Otro rasgo importante del cual ya se conoce su presencia es un reflector sísmico de gran amplitud cercano al fondo marino, éste es conocido como el reflector simulador de fondo (*Bottom Simulating Reflector, BSR*). La naturaleza de la formación de un BSR puede tener su origen en la base de una capa hidratos de gas o en la diagénesis del ópalo A (amorfo) a ópalo CT (cristalino).

La polaridad de este reflector puede ser igual o contraria a la del fondo marino, dependiendo del tipo de BSR que se esté observando. Ésta y otras características sísmicas que presenta el BSR se utilizan para tratar de inferir su naturaleza.

La presencia de gas en su forma libre o como hidratos es especialmente detectable a través de los perfiles de sísmica de reflexión de alta resolución, en ambas formas ocasiona cambios en la respuesta sísmica que son perceptibles. Sin embargo, un BSR no siempre tiene como origen los hidratos gas, por ello es importante analizar todas sus características para poder distinguir cual es la naturaleza de este reflector.

I.2 Objetivos

En el presente trabajo se plantea hacer un procesado de los datos sísmicos en el área de la cuenca Farallón con los siguientes objetivos:

1. Utilizar líneas sísmicas de reflexión de alta resolución para identificar las estructuras sedimentarias que muestran evidencias de la posible presencia de gas.
2. Implementar el uso de los atributos sísmicos los cuales presentan información fundamental de amplitud, fase y frecuencia, con la finalidad de identificar cuerpos sedimentarios que están afectados por procesos de acumulación y escape de gas.
3. Hacer un análisis detallado del reflector simulador de fondo (*Bottom Simulating Reflector*, BSR) observado con anterioridad en la zona objeto de estudio y tratar de estimar si su origen es el hidrato de gas o el cambio de fase del ópalo.

I.3 Antecedentes

Los trabajos realizados en el Golfo de California donde se utilizan los registros sísmicos están encaminados a descifrar la estructura geológica y ayudar a comprender los mecanismos de ruptura que tienen lugar a lo largo de todo el Golfo de California. Entre estos trabajos Lonsdale (1985), además de su objetivo estructural reportó evidencias de la acumulación de gas en la cuenca de Guaymas, y Piñero-Lajas (2008) describió la presencia de características atribuidas a la presencia de gas en la cuenca Farallón.

Lonsdale (1985) reconoció la presencia de gas en la cuenca de Guaymas a través de datos sísmicos de alta resolución. Identificó tres tipos de evidencias sísmicas de la presencia de gas: *BSR*, *pockmarks* y *acoustic voids* (vacíos acústicos). El BSR que encontró se observa como un horizonte discontinuo de gran amplitud que se relaciona con la presencia de hidratos de gas en la cuenca Guaymas. Este horizonte, se encuentra generalmente relacionado con chimeneas y *pockmarks*, que son las que permiten el ascenso del gas a la superficie. Lonsdale (1985) describe los vacíos acústicos como áreas donde se observa una disminución abrupta en la profundidad de penetración de los datos sísmicos, probablemente debidos a la acumulación irregular del gas. Estas áreas de vacíos acústicos pueden tener desde pocos metros hasta varios kilómetros de longitud.

En el año 2008, Piñero-Lajas presenta la tesis: Sísmica de Reflexión y Fechamiento ^{40}Ar - ^{39}Ar del Basamento Continental en el Margen oeste de la cuenca Farallón (Sur del Golfo de California). El objetivo principal de este trabajo fue orientado al ambiente tectónico y a delimitar en el área de estudio la zona formada por corteza continental de la formada por corteza oceánica o de nueva generación. Entre sus resultados encontró estructuras sedimentarias que se asocian a la presencia de gas y otras originadas por el escape de éste. Los resultados de las líneas sísmicas procesadas por Piñero-Lajas (2008) permitieron concentrar el trabajo en las líneas sísmicas donde se observan los vacíos acústicos que ocasionan el blanqueamiento de los datos sísmicos y en las líneas sísmicas donde se encontró la presencia del BSR.

Capítulo II

Contexto Geológico

II.1 Área de Estudio

El Golfo de California se ubica entre la península de Baja California y los estados de Sonora y Sinaloa, al noroeste de México. Geográficamente es una extensión del océano Pacífico que tiene una longitud de 1203 km y su anchura varía entre los 92 y 222 kilómetros, separando la Península de Baja California y la parte continental de México.

La zona de estudio está situada en el límite oeste de la cuenca Farallón, en la parte sur del Golfo de California (Figura 1 y 2), entre los paralelos 24° y 26° de latitud norte. Comprende la parte marina, en la que se ha trabajado con datos de sísmica de reflexión multicanal 2D de alta resolución, tomados por CICESE (México) y Scripps Institution of Oceanography (Estados Unidos) durante septiembre del 2006.

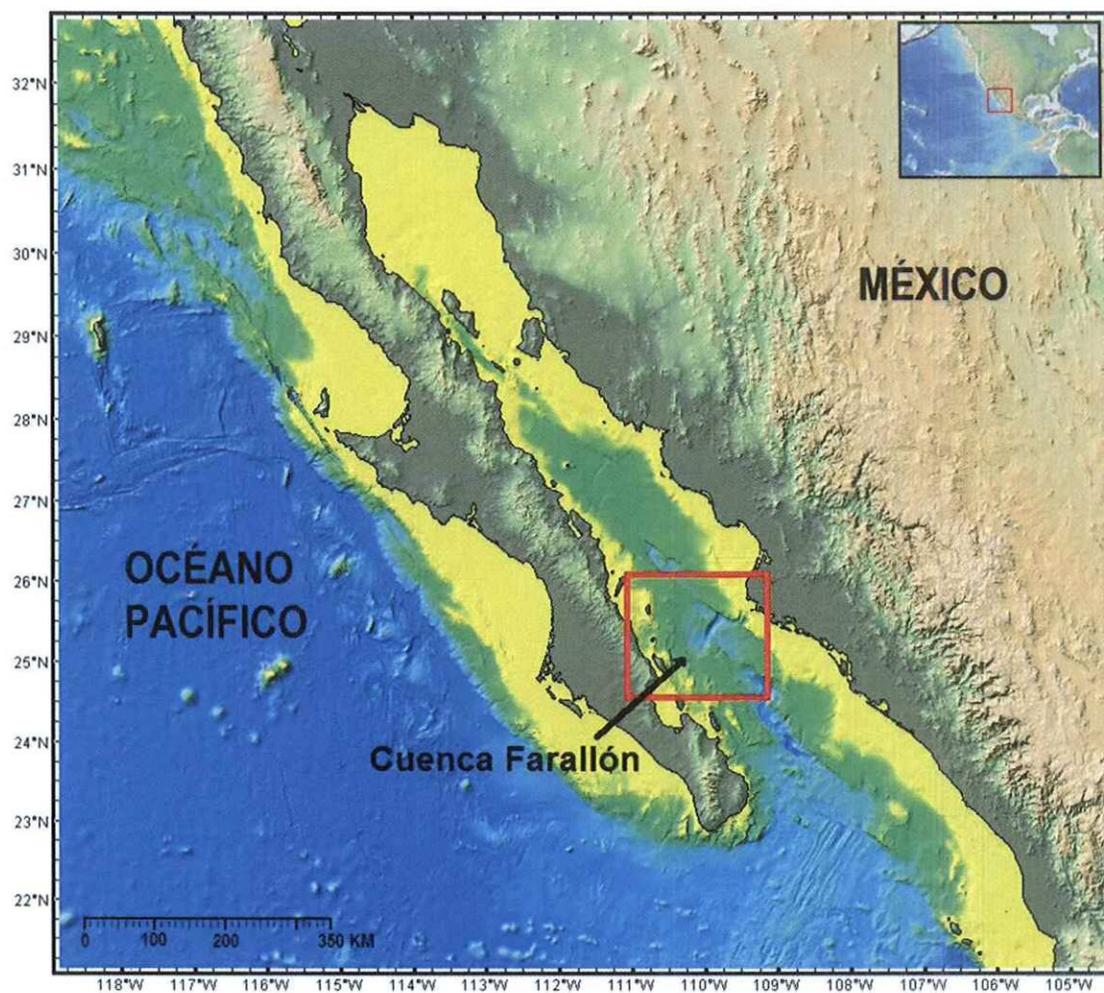


Figura 1.- Mapa batimétrico y modelo digital de elevación del noroeste de México. El área de estudio en el Golfo California es la cuenca Farallón destacada con el recuadro rojo.

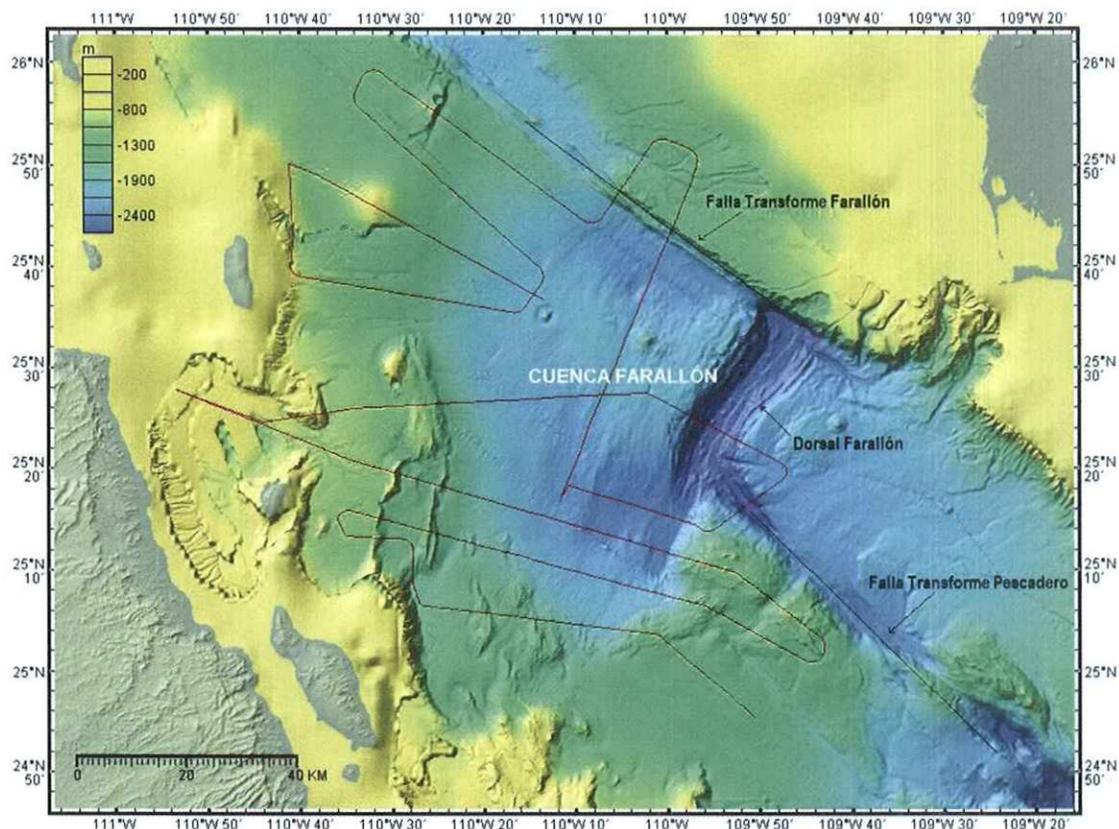


Figura 2.- Área de estudio. Al fondo aparece la batimetría en la cuenca Farallón. En rojo los perfiles sísmicos con los que se cuenta en el área.

II.2 Margo Geológico Regional

El área de estudio pertenece al sistema de *rift* San Andrés-Golfo de California, que es a su vez el límite divergente entre las placas tectónicas Pacífico-Norteamérica (Figura 3). En general, es un sistema de *rift* oceánico extensional oblicuo, en donde hacia el norte se observa una transición de un ambiente tectónico oceánico a uno de *rift* continental en el límite entre las placas del Pacífico y de Norteamérica (Lonsdale, 1989; Nagy y Stock, 2000).

El Golfo de California es uno de los pocos ejemplos recientes de un *rift* continental en la fase inicial de oceanificación. Su arquitectura axial consiste en un arreglo de grandes fallas en escalón con paso derecho ligadas por cuencas *pull-apart* y segmentos cortos de dorsales, que establecen el límite de placas transtensivo entre la placa de Norteamérica y la placa Pacífico (Lonsdale, 1989; Lizarralde et al, 2007). La deformación en rumbo se acomoda en las fallas transformes, mientras que la extensión se acomoda en fallas normales y oblicuas que forman las cuencas (Nagy y Stock, 2000; Aragón-Arreola y Martin-Barajas, 2007).

Una característica importante en la evolución de este sistema de *rift* es que está relacionada con el fin del régimen de subducción de la placa Farallón. Antes del desarrollo del Golfo había subducción de la placa Farallón dirigida al este, mientras que la placa Pacífico se ubicaba al oeste (Stock y Hodges, 1989; Nourse et al., 1994). Cuando la placa Pacífico se puso en contacto con la placa Norteamérica, la subducción cesó, es entonces cuando en el límite al oeste de Baja California Sur se inicio un cambio tectónico mayor, evolucionó de una zona de subducción a una zona transtensiva con movimiento relativo entre las placas Norteamérica y Pacífico, que permitió la creación de un *rift* continental, y posteriormente un *rift* oceánico. La mayor parte de la extensión documentada en las márgenes del Golfo de California debió ocurrir después de este cambio tectónico hace ~12 Ma (Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1989; Fenby y Gastil, 1991).

El Golfo de California presenta variaciones morfológicas y estructurales significativas de norte a sur, a pesar de que la apertura se inició aproximadamente al mismo tiempo en todo el Golfo (aproximadamente 12 Ma), y a que la cantidad de deformación acumulada en las cuencas es muy similar (Lonsdale, 1989; Lizarralde et al., 2007).

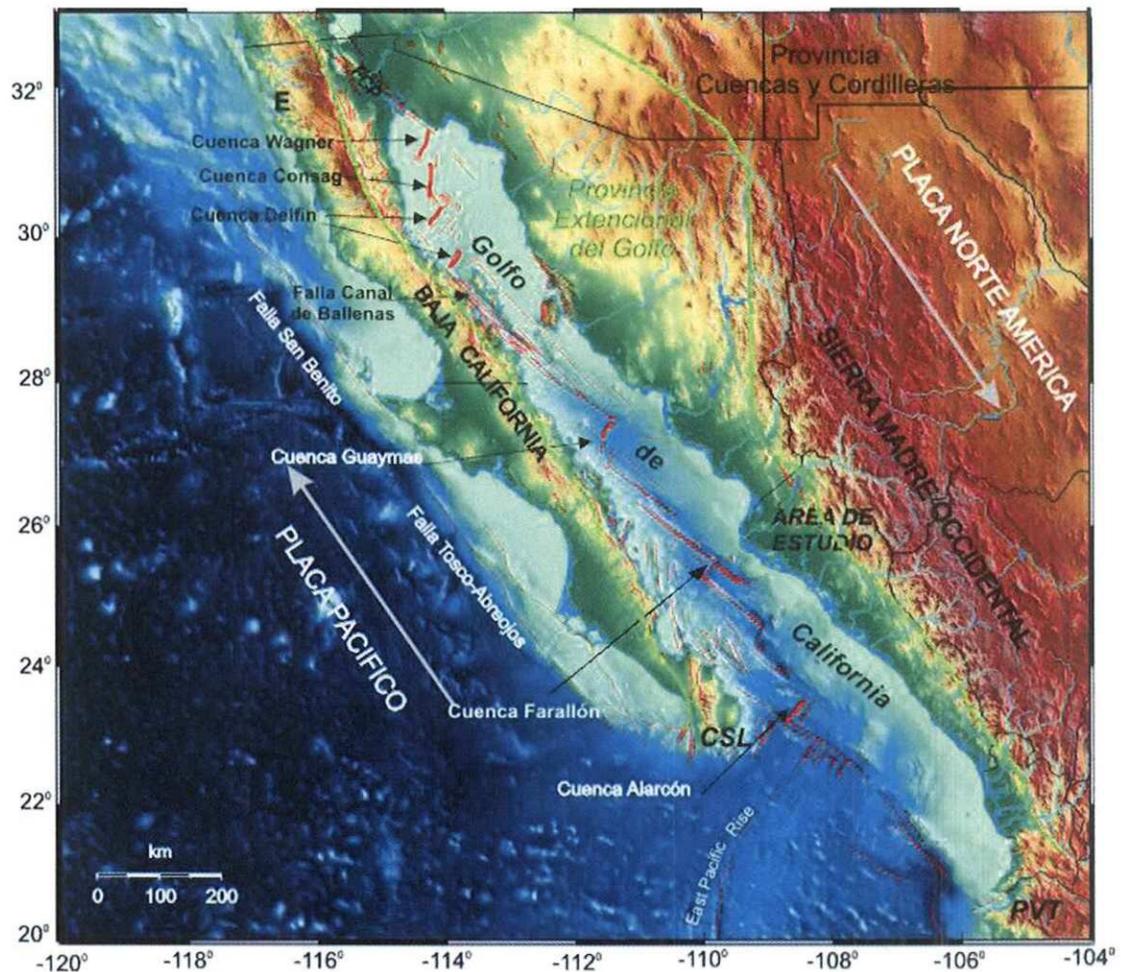


Figura 3.- Mapa de las principales fallas y cuencas en el norte, centro y sur del Golfo de California. Los sistemas de fallas y cuencas activas se marcan en líneas rojas. Falla Cerro Prieto (CPF), Ensenada (E), Cabo San Lucas (CSL), Puerto Vallarta (PVT) (modificado de González-Escobar et al., 2010).

En la zona norte del Golfo de California, las cuencas son más someras, sin embargo no se ha documentado la presencia y edad de la corteza, debido a que las cuencas están rellenas con gruesos paquetes sedimentarios que alcanzan más de 5 km de espesor. Su origen proviene principalmente de los aportes del río Colorado (Persaud et al., 2003; González-Fernández et al., 2005; Pérez-Tinajero, 2007; González-Escobar et al., 2009).

En contraste, las cuencas del centro y sur del Golfo son más profundas y se les considera centros de dispersión nacientes (Lonsdale, 1989). Las cuencas del centro Guaymas, Carmen y Farallón contienen centenares de metros de sedimentos y la parte sur del Golfo está pobremente sedimentada, en ellas se presenta abundante actividad magmática. Están compuestas por fallas transformes ligadas por cuencas bien definidas (Nagy y Stock, 2000; Aragón-Arreola, 2006; Lizarralde et al., 2007). En la boca del Golfo, la cuenca Alarcón tiene una corteza oceánica con anomalías magnéticas que indican que la formación de piso oceánico inició a los 3.4 Ma (Lonsdale, 1989).

Existe un debate en cuanto a los modelos que describen a la evolución tectónica de la apertura del Golfo. Por un lado, el modelo más aceptado es el modelo propuesto por Stock y Hodges (1989), que propone que el modelo de apertura evolucionó en dos etapas; la primera etapa del Protogolfo con extensión ortogonal, que se desarrolló entre 12 y 6 Ma. Entonces este movimiento finalizó y la península fue transferida a la Placa Pacífico iniciando la etapa de extensión oblicua (Lonsdale, 1989).

El modelo más reciente propone que la extensión oblicua ocurrió en una sola etapa e inició hace 12 Ma en la región del Golfo y que la falla Tosco-Abreojos sigue acomodando parte de la deformación entre la placa Pacífico y la placa de Norteamérica (Gans, 1997; Fletcher et al., 2007).

II.3 Cuenca Farallón: Estructuras Principales

La apertura de la cuenca Farallón está ligada con la apertura de las cuencas del centro como del sur del Golfo. Como las cuencas del Carmen y Guaymas su apertura comenzó como una cuenca pull-apart. Hace 3.5 Ma, las cuencas comenzaron a formar piso oceánico transformándose en centros de expansión (Lonsdale, 1989). Su apertura también se relaciona con las cuencas Pescadero y Alarcón que se encuentran al sur, al igual que ellas presentó un vulcanismo muy intenso durante el Mioceno Temprano (entre 23 y 15 Ma) (Lizarralde et al. 2007; Piñero-Lajas, 2008).

En la cuenca Farallón encontramos una corteza oceánica sepultada bajo paquetes de sedimentos clásticos que suprimieron el vulcanismo extrusivo en los centros de expansión, solidificando el magma en forma de sills (Einsele, 1985; Lonsdale, 1989; Piñero-Lajas, 2008). A través de líneas sísmicas se reconoce un complejo de sills que conforman el basamento acústico (Rocchi et al., 2007; Piñero-Lajas, 2008; Kluesner, 2009).

Se han descrito dos direcciones estructurales dominantes, formadas principalmente por fallas normales. La primera familia de fallas que se estiman inactivas en la actualidad mantienen una dirección preferencial NW-SE. Estas fallas son paralelas a la falla transforme Farallón. La segunda familia de fallas mantiene una orientación NE-SW, están relacionadas con el cambio de dirección de la apertura del Golfo. Estas fallas son paralelas a la dorsal de Farallón (Fenby y Gastil, 1991; Piñero-Lajas, 2008).

Capítulo III

Metodología

En esta sección se exponen los conceptos, definiciones y características básicas relacionadas a los procedimientos utilizados en la sísmica de reflexión y a los atributos sísmicos que serán aplicados para este estudio.

III.1 Sísmica de Reflexión (de Alta Resolución)

La exploración sísmica es una técnica geofísica en la cual se aplican los conceptos de la sismología. Empleando a las ondas elásticas como herramienta, se obtiene información sobre la arquitectura y las propiedades elásticas del subsuelo. Estas ondas elásticas son generadas artificialmente por una fuente controlada y se propagan a través del terreno (Yilmaz, 2001).

La sismología de reflexión es el método más utilizado de la exploración sísmica, el objetivo final esperado es obtener una descripción estructural y/o estratigráfica del subsuelo. El principio básico es generar un frente de ondas sísmicas que viaja a través el subsuelo hasta encontrar discontinuidades entre las capas con diferente impedancia acústica. Es en estas discontinuidades donde el frente de ondas es reflejado y regresa a la superficie donde es registrado por un arreglo de sensores que deben de estar alineados con la fuente.

A partir del análisis de las distintas formas de la onda registrada y de los tiempos de arribo de estas ondas, es posible obtener imágenes representativas del subsuelo que pueden ser relacionadas con las capas y estructuras geológicas (Sheriff y Geldart, 1995; Yilmaz, 2001).

El término de alta resolución se incorpora debido a las pequeñas dimensiones de las estructuras que pueden ser determinadas por esta metodología, en comparación con la sísmica de reflexión convencional que inspecciona estructuras geológicas más profundas y de mayor tamaño, como en la exploración petrolera.

III.1.1 Adquisición de Datos

Los datos geofísicos que se utilizan para este trabajo fueron obtenidos por el B.O. Francisco de Ulloa, propiedad del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada) en colaboración con Scripps Institution of Oceanography de San Diego (Estados Unidos), durante el mes de septiembre de 2006. Las líneas sísmicas procesadas se ubican al NO de la cuenca Farallón (figura 4). En la tabla I se describen los parámetros de adquisición de los datos sísmicos.

Tabla 1.- Parámetros de adquisición de los datos sísmicos

Parámetros	Valores
Fuente de energía	Cañón de aire GI
Volumen/Presión	(0.245 m ³ /13.8 MPa)
Streamer	600 m
Distancia entre fuentes	37.5 m
Distancia entre receptores	12.5 m
Offset cercano	82.25 m
Multiplicidad	800%
Número de canales	48
Tiempo de registro	6000 ms
Intervalo de muestreo	1 ms
Muestras por traza	6000

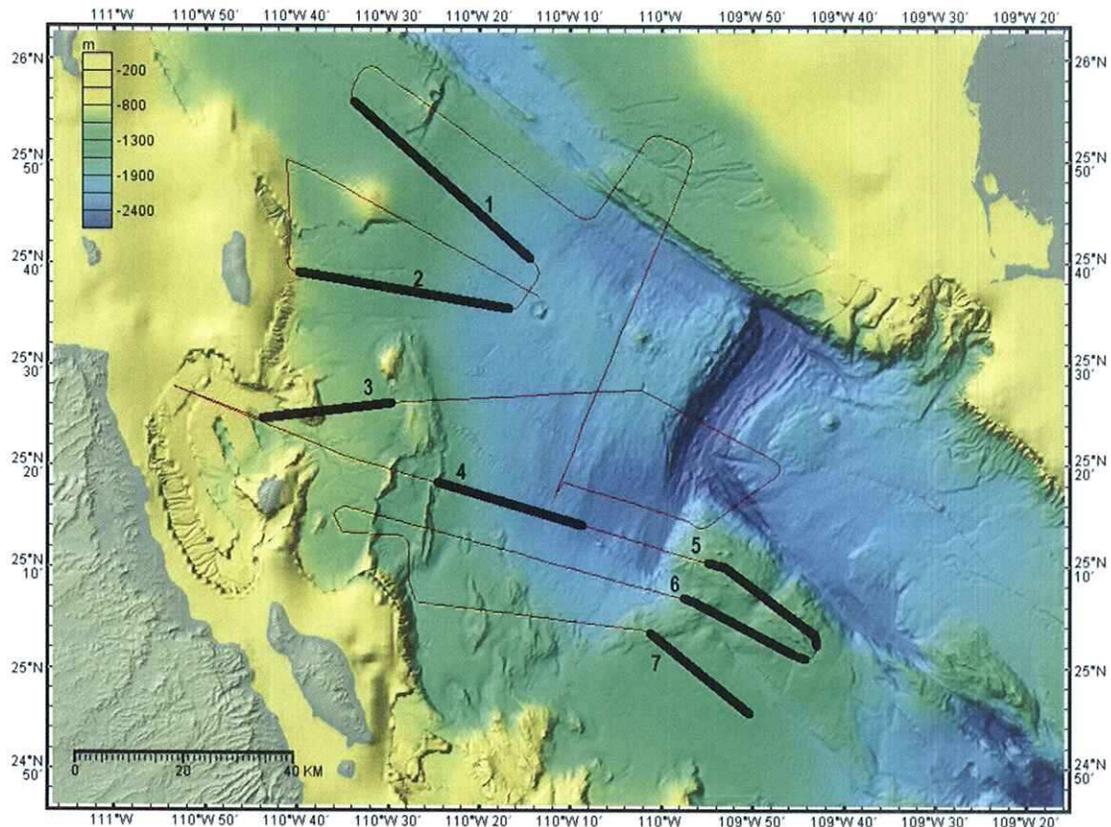


Figura 4.- Las líneas en rojo muestran la localización de los datos sísmicos colectados en la campaña Ulloa-06. En negro los perfiles sísmicos seleccionados para este trabajo.

III.1.2. Procesamiento Sísmico

El procesamiento de los datos sísmicos busca enfatizar la señal con respecto al ruido y obtener una imagen sísmica adecuada con la cual sea posible realizar una interpretación del subsuelo. En general se aplica la misma secuencia de procesos, no obstante es necesario conocer el alcance de éstos a fin de tomar las decisiones óptimas. El proceso óptimo para un conjunto de objetivos puede no serlo para otro objetivo. Algunos de los múltiples procesos aplicables a los datos pueden

modificar severamente las características sísmicas, los principales son el balanceo de trazas, la divergencia esférica, las funciones de ganancia variantes con el tiempo y los procedimientos para la supresión de múltiples.

El criterio de procesamiento utilizado en este trabajo se basa principalmente en los métodos presentados por Sheriff y Geldart (1995) y Yilmaz (2001). El programa utilizado es Seismic Unix (o simplemente SU), desarrollado por Cohen y Stockwell del Center for Wave Phenomena (CWP) de Colorado School of Mines (Cohen y Stockwell, 2010). SU funciona como una extensión del sistema operativo Unix, no es conducida a través de una interfaz gráfica, el manejo de las funciones de SU se operan directamente en la terminal Unix o a través de secuencias de comandos (*Shell Scripts*). El diagrama de flujo del proceso aplicado a los datos aparece en la figura 5. A continuación en la tabla 2 se detallan los pasos aplicados y las técnicas empleadas.

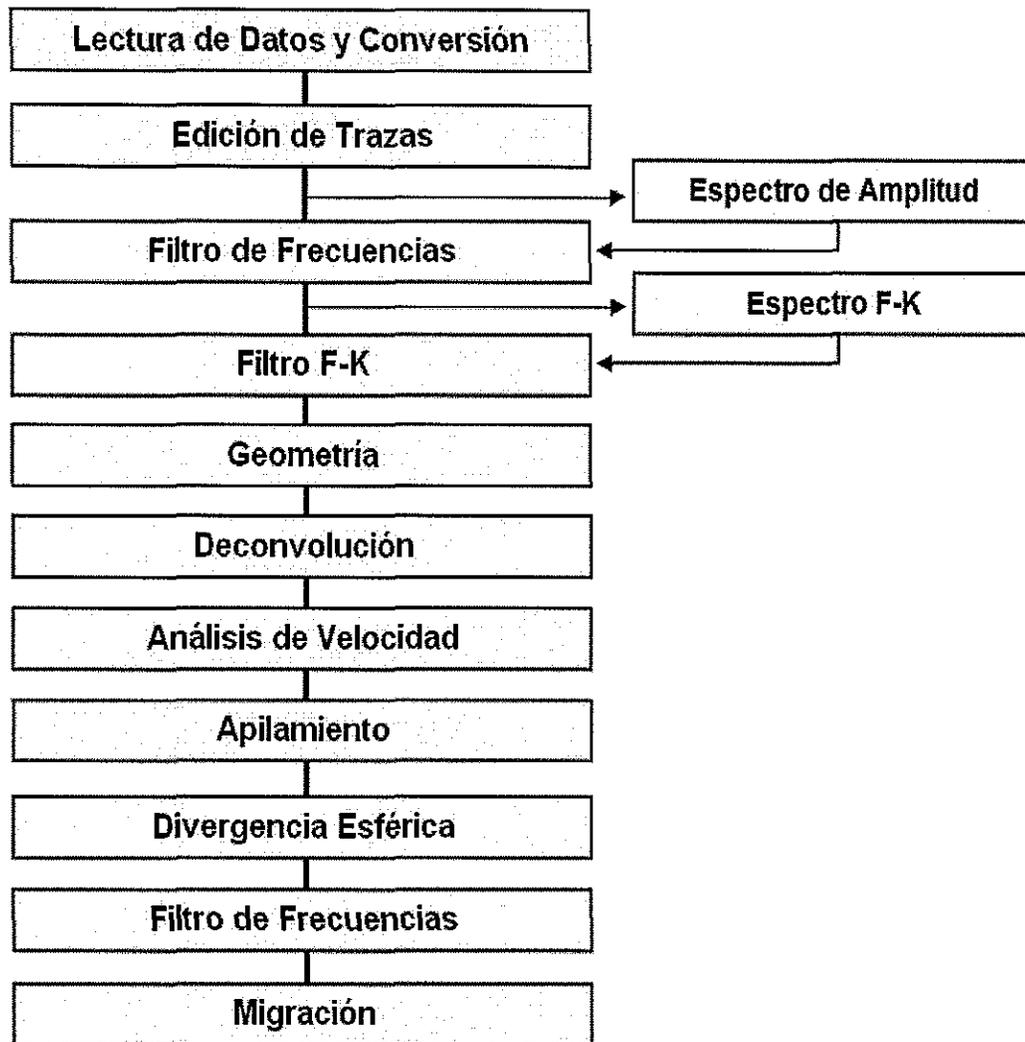


Figura 5.- Diagrama de flujo de procesamiento sísmico utilizado para obtener las imágenes sísmicas a través del programa Seismic Unix.

Tabla 2.-Etapas más importantes del procesado en las líneas sísmicas utilizadas.

Proceso	Descripción
Edición de trazas	Busca aumentar la calidad de los datos iniciales (figura 6a), consiste en detectar y suprimir las trazas defectuosas, con ruidos de diferente naturaleza o totalmente muertas para obtener mejores resultados en etapas posteriores. En campo se grabaron 52 trazas por cada disparo, 48 pertenecientes a los canales de datos y 4 trazas para control de funcionamiento, estas últimas se desecharon.
Análisis espectrales	Los análisis espectrales de los registros sísmicos ayudan a elegir la zona con mayor concentración de energía, atribuida a las frecuencias que contienen energía de reflexión coherente y así implementar el tipo de filtro y los parámetros adecuados.
Filtro de frecuencias	Este proceso permite atenuar el ruido y resaltar la señal de las reflexiones. El ruido de las diferentes fuentes comúnmente se presenta en un rango de frecuencias diferentes de señal de reflexión, por ello es posible discriminarlo y mejorar la sección sísmica final. Se aplicó un filtro pasabanda trapezoidal delimitado por 4 frecuencias de esquina, utilizando las frecuencias 15, 21, 120 y 140 Hz, (figura 6b), cuidando que en los bordes del trapecio las frecuencias se atenuaran gradualmente.
Filtro F-K	Conocido como filtro de velocidad o de pendientes. Su aplicación permite eliminar el ruido coherente es decir discrimina los eventos que se mantienen alineados según rectas cuyas pendientes definen las distintas velocidades (<i>Ground roll</i> , onda aérea, <i>aliasing</i> espacial). Se basa en representar la información sísmica en espectros de frecuencia-número de onda (F-K) (Yilmaz, 2001). En SU este filtro sólo se puede aplicar en forma de abanico (figura 6c), las pendientes que lo delimitan se calculan a partir del origen del espectro F-K y un punto cercano a la región alterada, empleando la fórmula de la pendiente de una recta.

Proceso	Descripción
Geometría	<p>Consiste en definir las coordenadas y los parámetros geométricos del arreglo: distancias fuente-receptor, separación entre receptores y entre los puntos de tiro, así como la dirección del perfil para localizar geográficamente la posición de cada traza. Asignada la geometría, es posible reordenar las trazas sísmicas a través del punto reflector común o CDP (<i>Common Depth Point</i>). Este reordenamiento agrupa las trazas que pertenecen a un mismo punto medio, entre una fuente y un receptor determinado. La multiplicidad o <i>fold</i> (número de trazas correspondientes a un CDP) provee redundancia de información y mejora la relación señal/ruido.</p>
Deconvolución	<p>La deconvolución busca recuperar la reflectividad de la traza, al atenuar todos los efectos excepto la respuesta del terreno, comprime la ondícula procedente de la fuente, y aumenta así la resolución temporal de los eventos reflejados. Funciona con un operador y una ventana temporal de predicción corta. A través de un autocorrelograma se separan las componentes periódicas de las no periódicas. Las periódicas son debidas a la fuente y las no periódicas se atribuyen al efecto aleatorio de los reflectores del subsuelo (Yilmaz, 2001).</p>
Divergencia Esférica	<p>En los datos sísmicos la amplitud registrada tiende a decaer a mayor <i>offset</i> y para las señales que provienen de mayor profundidad. La causa es el aumento sistemático de los frentes de onda a medida que éstos se alejan de su fuente. Los datos deben de ser corregidos para minimizar la pérdida de amplitud que ocurre debido a la dispersión espacial de la onda. Al corregir se incrementa la amplitud de la señal a tiempos mayores, mientras se disminuye para aquélla situada a tiempos menores.</p>
Análisis de Velocidad	<p>La efectividad en el proceso de la sísmica requiere información aproximada de la velocidad del subsuelo. Esta información es obtenida mediante análisis de velocidad de los datos (figura 7). El análisis de velocidad permite efectuar la corrección NMO y la migración. La calidad de la sección sísmica apilada se degrada según la calidad de las velocidades, a mayor calidad la fuerza de las reflexiones aumenta en relación al ruido.</p>

Proceso	Descripción
Corrección NMO (<i>Normal Move-Out</i>)	<p>Los tiempos de reflexión en las trazas se incrementan con el <i>offset</i>, describiendo una trayectoria hiperbólica de los eventos (figura 7b). El objetivo de esta corrección es simular que los datos fueron adquiridos con <i>offset</i> igual a cero y eliminar las diferencias de tiempo entre las trazas sísmicas que forman un CDP (figura 7d). La alineación de las trazas de un CDP necesita el análisis de velocidades de la trayectoria de reflexión (Yilmaz, 2001).</p>
Apilamiento	<p>Realizado el análisis de velocidad y aplicadas las correcciones NMO, se realiza una suma de todas las trazas que conforman a un mismo CDP. Al sumar o apilar se obtiene una traza suma que consigue mejorar la relación Señal/Ruido. Una sección sísmica está formada por todas las trazas CDP y representa una imagen de los reflectores presentes en el subsuelo en forma de <i>offset</i> cero, la escala horizontal representa la distancia y la escala vertical el tiempo doble de viaje.</p>
Migración	<p>La migración es el proceso que mayor tiempo de cómputo requiere. Se aplica para reposicionar los reflejos a su verdadera posición, recupera la estratigrafía colapsando difracciones y delineando fallas, dando como resultado una mayor definición en la continuidad, coherencia y resolución de los reflectores. En este trabajo se realizó la migración en tiempo. Para migrar se emplean las velocidades construidas a partir de los análisis de velocidades.</p>

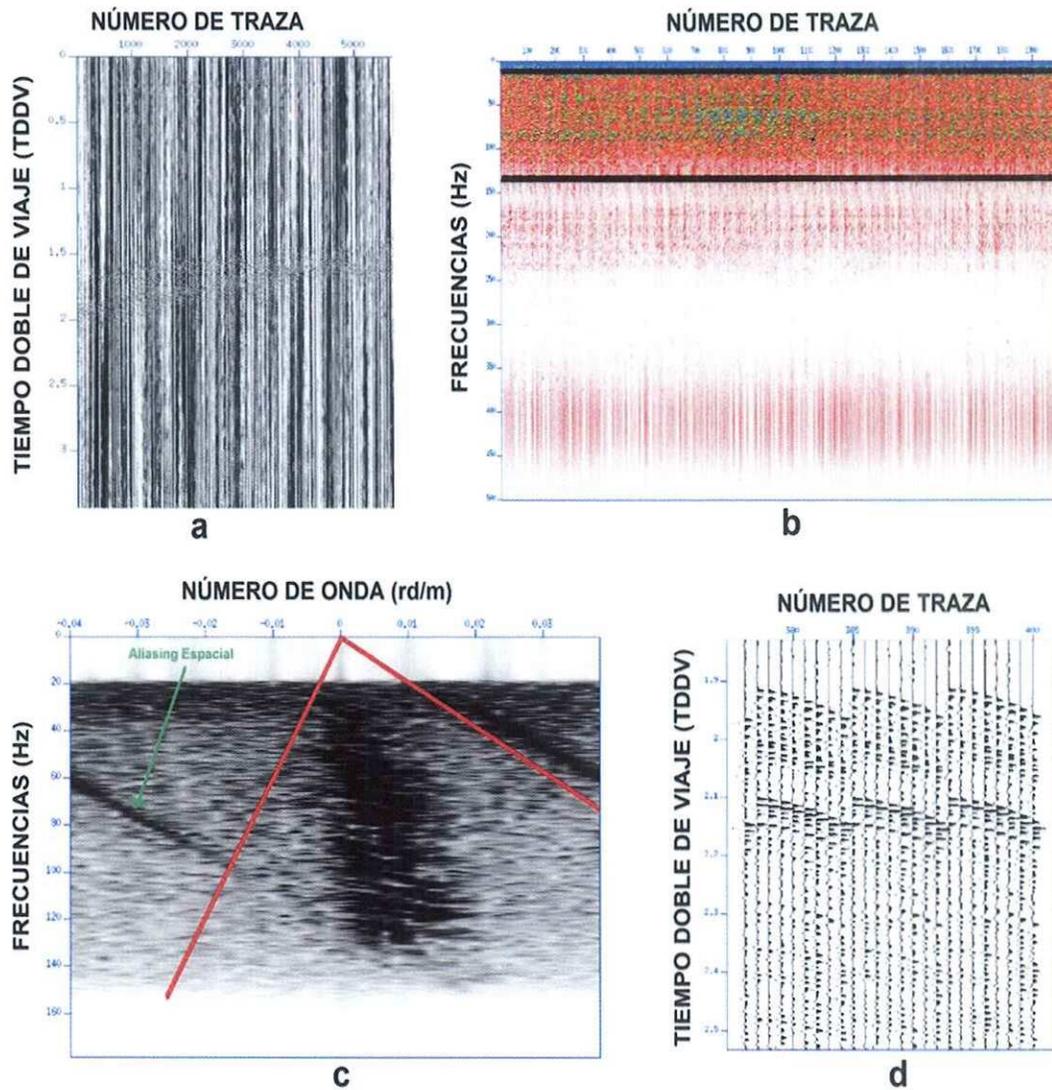


Figura 6.- Registros sísmicos antes y después de aplicar los filtros en frecuencias y F-K. a) Registro antes de los filtros. b) Espectro de frecuencias, las líneas negras delimitan las frecuencias que contienen energía de reflexión coherente. c) Espectro F-K, las líneas rojas delimitan el abanico dentro del cual se concentra la energía perteneciente a la información sísmica, la información fuera se elimina. d) Registro sísmico después de los filtros.

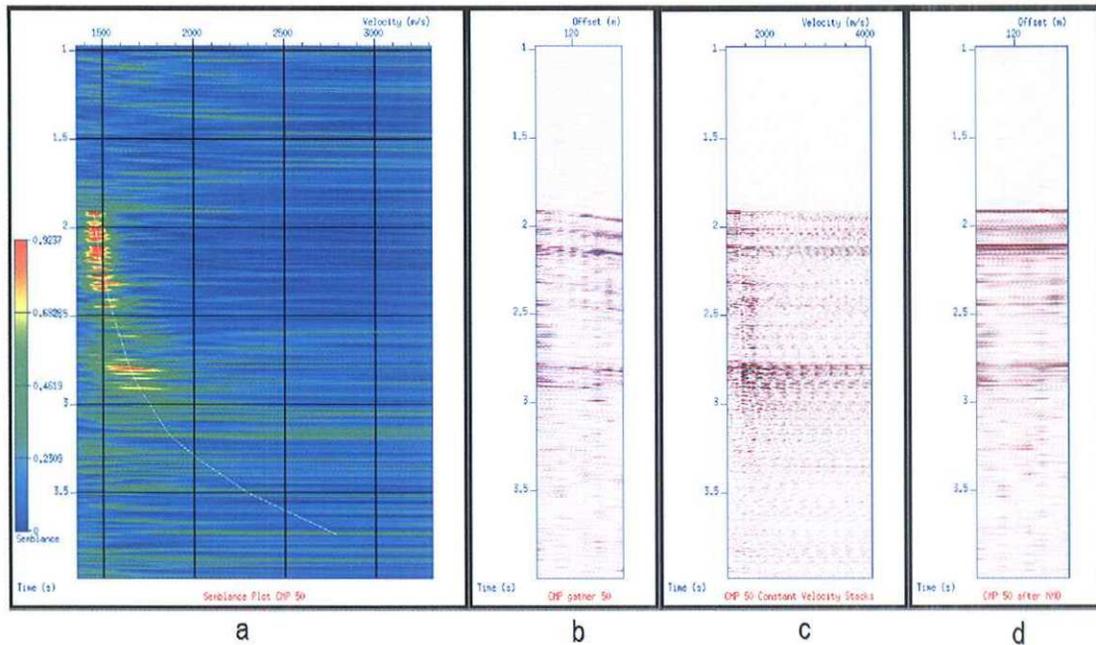


Figura 7.- Análisis de velocidad en SU. a) Espectro de semblanza. b) Registro de CDP sin corrección dinámica. c) Método de “mini-stacks” con NMO de velocidades constantes d) Registro de CDP con corrección dinámica.

III.1.3. Resolución Sísmica

Es importante conocer de forma general y aproximada el tamaño de los rasgos geológicos que es posible observar con la sísmica disponible. Esta capacidad puede calcularse por la resolución vertical. La resolución calculada será en todo caso válida para ciertas áreas específicas, debido a que depende de varios factores como las características del terreno, del proceso sísmico realizado, así como la apropiada designación de los parámetros del cálculo (Sheriff, 2002).

Se entiende como resolución sísmica vertical a la separación mínima (espesor) entre dos rasgos característicos, que producen dos reflexiones discretas las cuales pueden separarse visualmente. Este valor de espesor (límite de resolución)

corresponde teóricamente al criterio de Rayleigh, el cual establece de forma aproximada, que el límite de resolución es de $\frac{1}{4}$ de la longitud de onda (λ) dominante (Chopra et al., 2006). Convencionalmente se usaban las conclusiones enunciadas por Widess (1973) que proponía el límite de la resolución como $\lambda/8$. Pero, como los cálculos de Widess se basaron en observaciones teóricas, actualmente se prefiere manejar el criterio de Rayleigh.

Para analizar la resolución vertical se considera una onda con un período dominante T y una señal que se propaga a una velocidad V . La longitud de onda (λ) permite evaluar de manera rápida la resolución vertical. Aunque Miller et al., (1995) y Chopra et al., (2006) encuentran una discrepancia entre esta regla y la relación señal-ruido de forma tal que la resolución estimada puede ser ligeramente mayor.

$$R = \frac{T}{4} * V \quad (1)$$

$$\lambda = \frac{v}{f} \quad (2)$$

Tabla 3.- Estimación de la resolución vertical

	Velocidad (m/s)	Frecuencia (Hz)	Longitud de onda (m)	Resolución Aprox. (m)
Sedimentos	2000	50	40	10
Basamento	3500	45	78	19.5

III.1.4. Impedancia Acústica

Cada tipo de roca, de acuerdo a su composición mineralógica, porosidad, y contenido de fluidos posee una impedancia acústica distintiva, se puede decir en general que cuanto más densa es una roca, mayor será su impedancia acústica. En general en los sólidos la impedancia acústica es alta, mientras que en los fluidos tiende a ser mucho menor.

La impedancia acústica (Z) es una propiedad intrínseca de las rocas, se define como el producto de la densidad (ρ) por la velocidad de las ondas compresivas (V_p) a través de éstas (Liner, 2004).

$$Z = \rho \cdot V_p \quad (3)$$

El total de la energía de los rayos transmitidos y reflejados debe ser igual a la energía del rayo incidente. Las proporciones propias de la energía transmitida y reflejada se determinan a partir del contraste en el valor de la impedancia acústica a través de una superficie.

La diferencia en las impedancias acústicas de las rocas en el subsuelo establece un contraste entre ellas que, al introducir una señal acústica (ondícula) en el subsuelo producen las reflexiones sísmicas, que son la representación de las interfases entre las rocas. Se puede decir que las impedancias acústicas de las rocas se encuentran incluidas dentro de la información sísmica.

III.1.5. Coeficiente de reflexión

Es la proporción de amplitud entre la onda reflejada (A_1) respecto a la onda incidente emitida por la fuente (A_0), puede describirse como la cantidad de la energía reflejada en cada límite entre capas como se muestra en la figura 8, el coeficiente de reflexión (R) para incidencia normal se puede deducir en función de las ecuaciones de Zoeppritz (Sheriff y Geldart, 1995):

$$R = \frac{A_1}{A_0} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (4)$$

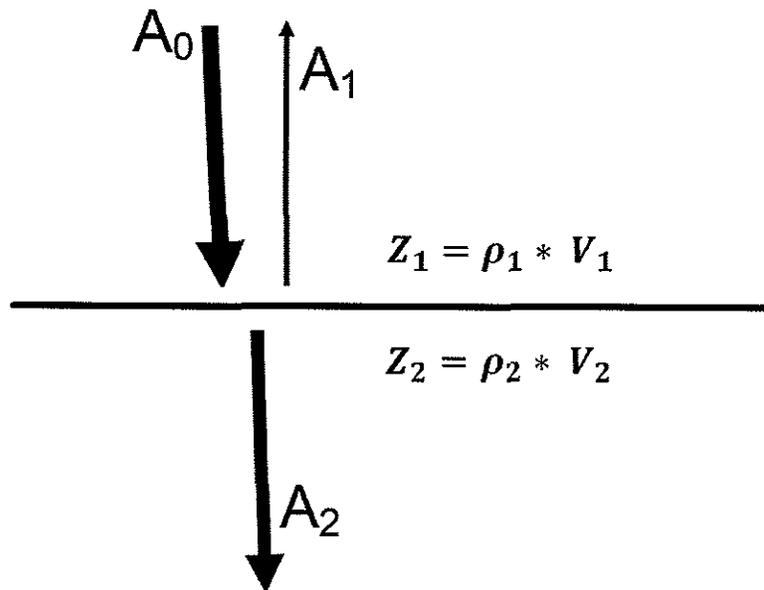


Figura 8.- Diagrama de relación entre la amplitud A_1 del rayo reflejado y la amplitud A_0 del rayo incidente. (ρ_1 y ρ_2) y (v_1 y v_2) son las densidades de los medios 1 y 2 respectivamente.

El valor de R oscila entre -1 y $+1$ ($+1 \geq R \geq -1$). Un valor negativo de R significa un cambio de fase de (180°) en el rayo reflejado. Si la onda se propaga de un medio de mayor a uno de menor impedancia los valores de reflectividad se hacen negativos y viceversa.

Si en una interfaz ocurre un incremento del 10% en la velocidad y del 5% en la densidad, por ejemplo:

$$V_1 = 2000 \text{ m/s}, V_2 = 2200 \text{ m/s}$$

$$\rho_1 = 2.2 \text{ g/cm}^3 \text{ y } \rho_2 = 2.3 \text{ g/cm}^3$$

El coeficiente de reflexión en esta interfaz será: $R_2 = 0,07$, Lo que indica que el 7% de la amplitud incidente se refleja hacia la superficie mientras que el 93% restante continúa su viaje transmitiéndose al estrato siguiente.

III.2 Atributos Sísmicos

Resulta complicado determinar una secuencia óptima para el procesamiento previo al análisis de las características sísmicas (atributos). Esta secuencia debe estar en función de las necesidades y requerimientos de cada objetivo, debe tratarse cada conjunto de datos o cada área en forma muy particular. Sin embargo, se deben cumplir ciertos requisitos para considerar que no se han afectado las características sísmicas durante el proceso y que sus valores son representativos de las características presentes en el subsuelo. La secuencia de proceso deberá ser la más simple posible, se deberán evitar los cosméticos y en general, es necesario no sobreprocesar los datos.

III.2.1 Antecedentes

Los orígenes del análisis de los atributos sísmicos se remontan a la década de los años 60, a los inicios del desarrollo de la grabación y las técnicas de procesamiento digital, y el descubrimiento subsecuente de los puntos brillantes (*bright spots*). Los atributos sísmicos de traza compleja aparecieron alrededor de 1970 como imágenes útiles para ayudar a interpretar los datos sísmicos de forma cualitativa (Taner, 2001; Chopra y Marfurt, 2005).

La incorporación de color permitió obtener más información de la que era visible en las secciones en blanco y negro. Taner et al., 1979 narra que Turhan Taner, Fulton Koehler y Nigel Anstey percatándose de la utilidad y potencial que la información instantánea presentaba, profundizaron en la propagación de ondas y el movimiento armónico simple, lo cual condujo al reconocimiento de la señal grabada como la representación de la parte cinética del flujo de energía. Finalmente, Koehler desarrolló los algoritmos de la transformada de Hilbert en el dominio del tiempo y la frecuencia (Chopra y Marfurt, 2005). Estos avances permitieron el cálculo y la implementación prácticos de los atributos de traza compleja. A mediados de los años 70, los tres atributos principales fueron bastante bien establecidos: envolvente de amplitud, fase instantánea y frecuencia instantánea.

En las últimas décadas los atributos sísmicos se han convertido en importantes medidas cualitativas y cuantitativas para la exploración geofísica, han crecido tanto en número como en variedad haciendo posible su aplicación en una forma multidimensional, permitiendo generar las redes neuronales que se están convirtiendo en las principales herramientas para la predicción de la litología y la caracterización de yacimientos.

III.2.2 Atributos Sísmicos

Los atributos sísmicos son derivados de una característica de interés proveniente de los datos sísmicos, que puede ayudar a mejorar o cuantificar visualmente caracteres o formas de interés interpretativo (Chen y Sydney, 1997). Pueden ser tomados en un instante de tiempo o en una ventana específica de tiempo, para una traza, una serie de trazas o una superficie sísmica. Los principales objetivos de los atributos son proporcionar información detallada para la interpretación de los parámetros estructurales, estratigráficos y posiblemente litológicos del dato sísmico (Schlumberger Oilfield Glossary, 2005).

Los atributos pueden calcularse tanto en datos pre-apilados y post-apilados, así como antes o después de la migración en tiempo. Los atributos se han clasificado de diferentes maneras, distintos autores han dado su propia clasificación. Aquí se prefiere la clasificación de Brown descrita por Chopra y Marfurt (2005), que clasifica los atributos utilizando una estructura arborescente donde el tiempo, la amplitud, la frecuencia y la atenuación son las ramas principales, además se ramifican en las categorías de pre-apilados y post-apilados.

Una vez extraídos, los atributos pueden ayudar al intérprete a reconocer eventos débiles, delinear fallas, obtener información de la estructura, etc. Los atributos utilizados son los llamados primitivos que miden una única característica (Taner, 2001).

III.2.3 La Transformada de Hilbert

La finalidad de la transformada de Hilbert es crear a partir de la traza sísmica $x(t)$ una traza sísmica imaginaria $y(t)$. La traza sísmica imaginaria o traza de cuadratura es idéntica a la traza sísmica pero desfasada 90° , por lo tanto los senos se transforman a cosenos y viceversa (Hardage, 2010). Los picos y valles de la traza grabada se acotan a cero en la traza de cuadratura, y los ceros de la traza grabada se transforma en los picos y valles en la traza de cuadratura.

En la Figura 9, estas dos trazas se muestran en un espacio tridimensional de datos (x, y, t) , donde "t" es el tiempo del dato sísmico, "x" el plano real y "y" el plano imaginario. La traza sísmica grabada y la traza imaginaria se combinan para formar la traza compleja $z(t)$, la cual aparece como una hélice que se mueve en espiral alrededor del eje del tiempo (Hardage, 2010). La proyección de la traza compleja $z(t)$ en el plano real es la traza sísmica $x(t)$, la proyección de $z(t)$ en el plano imaginario es la traza de la transformada de Hilbert $y(t)$.

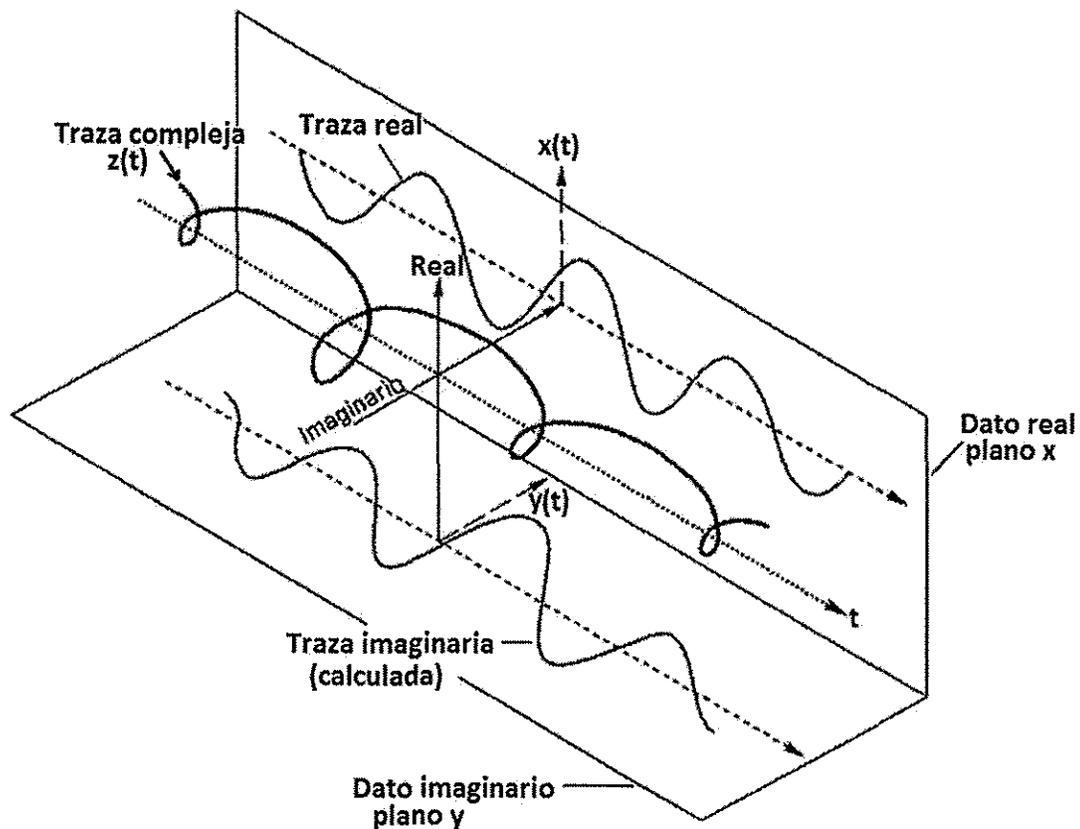


Figura 9.- La traza sísmica compleja consiste de una parte real $x(t)$, que es la traza sísmica real, y una parte imaginaria $y(t)$, que es una función matemática a partir de la parte real de una transformada de Hilbert. Cuando las partes real e imaginaria se añaden en el sentido del vector, el resultado es una espiral helicoidal centrada en el eje de tiempo (t). Esta traza helicoidal es la traza sísmica compleja (Hardage, 2010).

En el eje del tiempo, el vector $a(t)$ que se extiende perpendicularmente hasta interceptar la traza helicoidal compleja $z(t)$ puede ser calculado como se muestra en la figura 10. La longitud de este vector es la amplitud de la traza compleja en ese instante concreto en el tiempo, de ahí el término "amplitud instantánea".

El ángulo $\Phi(t)$ define hacia donde el vector $a(t)$ está orientado (figura 10). Esta orientación define la fase sísmica en esa coordenada de tiempo (t), de ahí el término "fase instantánea". A medida que el tiempo avanza, el vector $a(t)$ se

mueve hacia abajo en el eje del tiempo, en constante rotación sobre este eje, ya que se mantiene en contacto con la traza compleja helicoidal $z(t)$. La frecuencia puede definirse como la tasa de cambio de la fase, esta definición permite que las frecuencias instantáneas $\omega(t)$ puedan ser calculadas a partir de la derivada de tiempo de la función de fase, como se muestra en la ecuación de la figura 10.

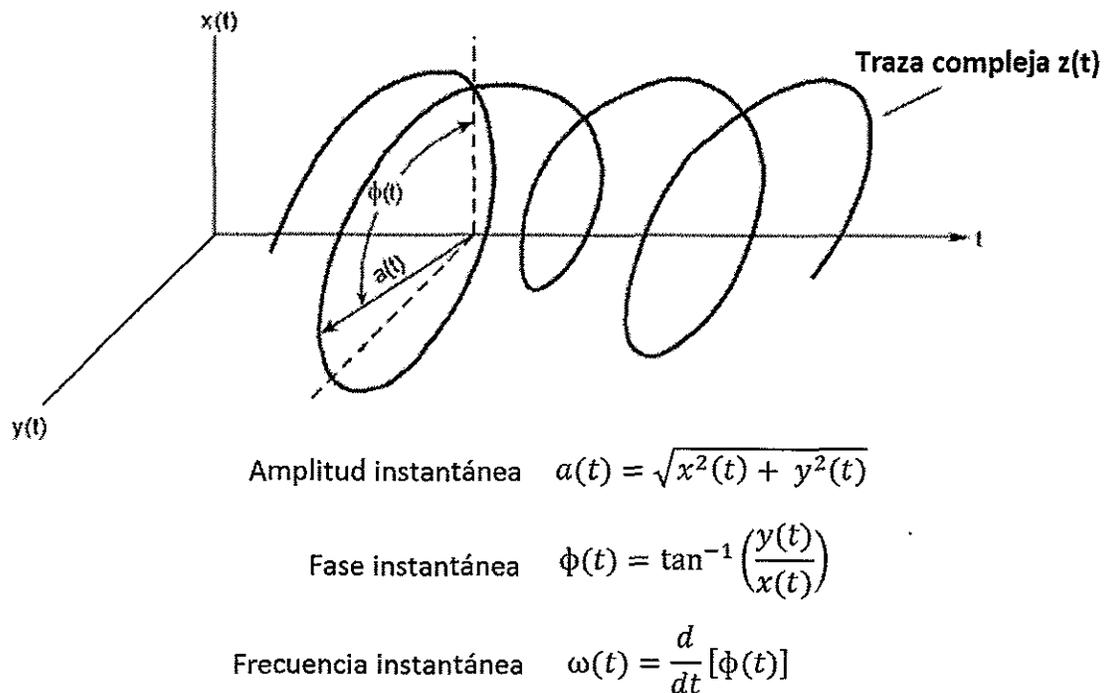


Figura 10.- Los atributos sísmicos: amplitud instantánea $a(t)$, la fase $\phi(t)$ y la frecuencia $\omega(t)$ que son calculados de una traza sísmica compleja usando las ecuaciones de la lista (Hardage., 2010).

Entre los atributos asociados a la traza compleja se pueden mencionar la envolvente de amplitud, fase instantánea, coseno de la fase instantánea, fuerza de reflexión, frecuencia instantánea, entre otros. A continuación para interés de este trabajo se definen aquellos que se utilizan.

III.2.4 Potencia de Reflexión (Envolvente de Amplitud)

El atributo de amplitud se refiere a la envolvente de la señal sísmica (figura 11), ésta es independiente de la fase. La envolvente representa la energía instantánea de la señal y es proporcional en su magnitud a la energía (coeficiente) de reflexión. Las reflexiones fuertes pueden estar relacionadas a cambios litológicos entre estratos adyacentes, como discontinuidades y límites asociados con cambios drásticos en los ambientes de depósito. La alta potencia de reflexión también puede ser indicio de discontinuidades y cambios en impedancias acústicas entre otros.

Los cambios laterales en la amplitud instantánea pueden estar asociados con presencia de fluidos y variaciones laterales en el espesor de las capas. Los cambios agudos locales pueden indicar fallamiento o interfases con acumulaciones de gas, a través de reflexiones de gran amplitud que se conocen como de "*bright spots*" o puntos brillantes (Anne et al., 2003). Sin embargo tales puntos brillantes pueden o no ser comerciales y recíprocamente, algunas zonas de gas productivas pueden no estar asociadas a los puntos brillantes.

La envolvente de la traza puede discriminar las siguientes características (Taner, 2001):

- Representa el contraste de impedancia acústica, por lo tanto, la reflectividad.
 - Los puntos brillantes posible acumulación de gas.
 - Los límites de las secuencias.
 - Principales cambios en el ambiente de depósito.
 - La correlación espacial de la porosidad y otras variaciones litológicas.
 - Indica el grupo, en lugar de la componente de la fase de la propagación de las ondas sísmicas.
-

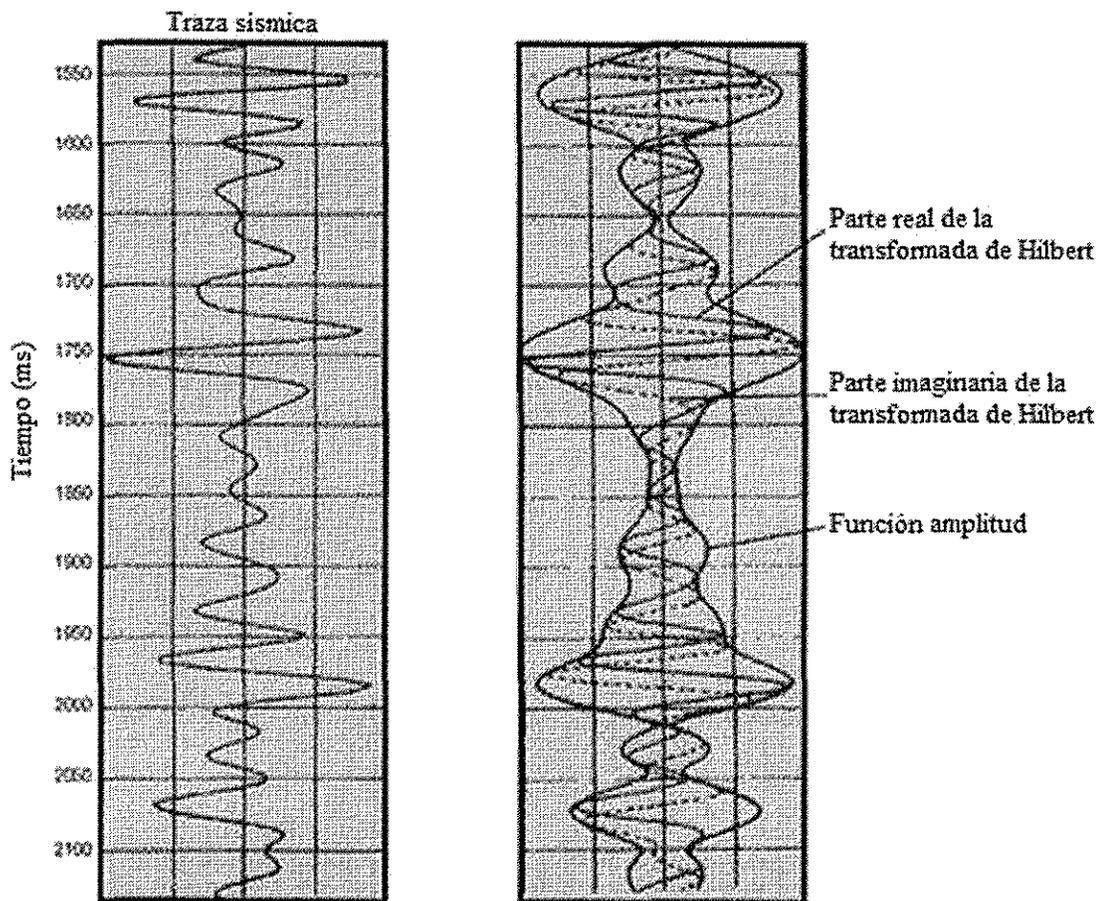


Figura 11.- Amplitud instantánea (envolvente de amplitud) asociada con la traza sísmica real (Hardage., 2010).

III.2.5 Factores que Afectan las Amplitudes

Algunos de los factores que provocan anomalías en las amplitudes son: las características de la fuente y los receptores, principalmente producidos por la potencia de fuente y la ganancia de los receptores (hidrófonos).

El procesamiento de los datos posiblemente es el factor que más puede afectar las amplitudes, algunos de los múltiples procesos aplicados a los datos sísmicos

son los que pueden modificar severamente las amplitudes. Los principales son la ecualización y el balanceo de trazas, la divergencia esférica y otras funciones de ganancia variantes en el tiempo, además de los procesos para la supresión de múltiples.

Un agente distinto es la presencia de gas atrapado en los sedimentos, se manifiesta en los datos sísmicos por una disminución abrupta de la velocidad acústica combinada con una fuerte disminución en la amplitud de la onda, esta pérdida en la amplitud no se observa en los sedimentos suprayacentes libres de gas (Baltzer, 2005).

III.2.6 Fase Instantánea

La fase instantánea es una medida de la continuidad lateral de los eventos en una sección sísmica. Se utiliza eficazmente como un discriminador para la clasificación de formas geométricas.

La fase instantánea describe el ángulo entre el fasor (el vector formado por las componentes reales e imaginarias) y el eje real, como una función de tiempo entre -180° y 180° (Figura 12).

Debido a que la fase es independiente de la potencia de reflexión, permite que los eventos con pobre amplitud y débilmente apreciables, se muestren identificables (Taner y Sheriff, 1977). Las gráficas de la fase instantánea muestran claramente las discontinuidades laterales, fallas, acuñaientos, canales, abanicos, depósitos con diferentes echados, etc. Los patrones de progradación sedimentaria y regiones de onlap frecuentemente se muestran con especial claridad y puede ser útil en el marcado de las secuencias de cuerpos sísmicos.

La fase puede ayudar a identificar reversiones de fases, cuando son indicativos del contenido de gas. Este atributo puede ser usado para detectar el efecto de adelgazamiento de estratos, cuando resulta de la construcción y destrucción de la interferencia de los reflectores de la ondícula.

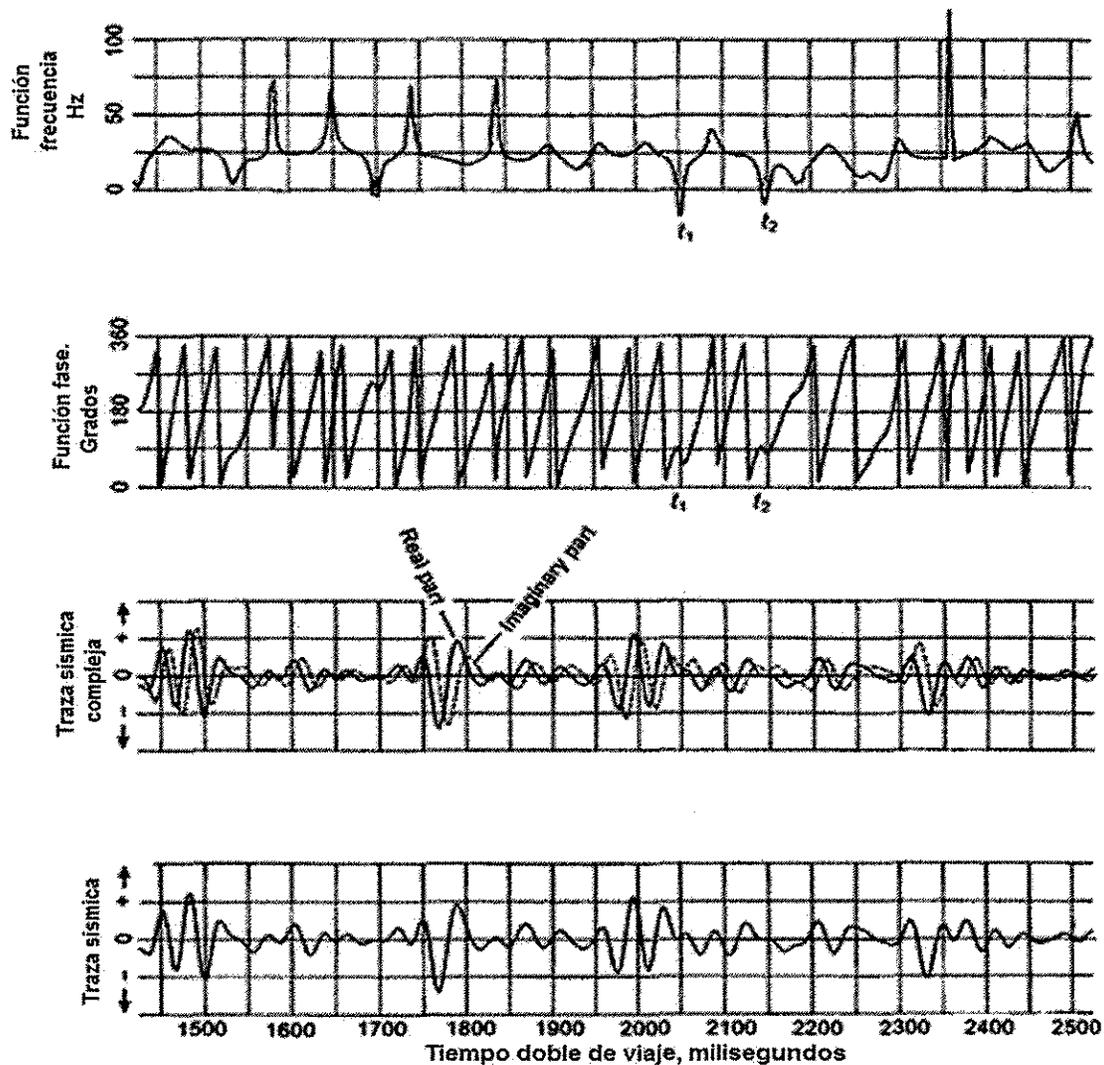


Figura 12.- Fase y frecuencia instantánea (paneles superiores) asociados con la traza sísmica compleja y la traza sísmica real en el panel inferior (Hardage, 2010).

III.2.7 Frecuencia Instantánea

La frecuencia representa la tasa de cambios de la fase instantánea en función del tiempo, es una medida de la rapidez del cambio de dirección de la fase y se obtiene calculando la derivada de la fase (Cohen, 1995; Hardage, 2010).

La frecuencia instantánea proporciona información referente a las características de la frecuencia dominante que pueden ser asociados con efectos de absorción por la saturación de gas o por fracturas, también puede indicar cambios de litología o estratigrafía. Este atributo responde tanto al efecto de la propagación de la onda como a las características de sedimentación, por ello puede usarse como un discriminador efectivo para (Taner et al., 2001):

- Indicador de zonas de fracturas, las cuales aparecen como zonas de baja frecuencia.
- Indicador del espesor de las capas. Las frecuencias altas indican interfases abruptas en estratos delgados, frecuencias bajas indican capas más masivas.

Las frecuencias instantáneas con un signo negativo son causadas por ondas reflejadas que llegan con un tiempo muy cercano una de la otra. Por lo tanto, la derivada de tiempo de la función de fase es indicador de capas delgadas, en forma de amplias variaciones de la frecuencia instantánea (Cohen, 1995).

Capítulo IV

IV Evidencias Sísmicas de la Presencia de Gas

El gas presente en los sedimentos del fondo marino puede aparecer en tres formas diferentes: 1) en solución, en el agua intersticial; 2) no disuelto, en forma de relleno de huecos (gas libre); 3) como hidratos de gas (Kim et al., (2004). La detección de sedimentos profundos con presencia de gas se realiza a menudo a partir de los perfiles sísmicos de alta resolución.

La formación del gas es posterior a la deposición de los sedimentos, cuando se genera una gran acumulación de este gas, rompe la estructura sedimentaria y/o intercepta las zonas de fractura buscando ascender a la superficie. Los rastros que dejan la acumulación y el escape de gas producen características únicas en los registros sísmicos a través de los cuales se puede intuir la presencia de gas (Weschenfelder et al., 2006).

IV.1 Presencia de Gas Libre

La implementación de los métodos sísmicos de reflexión a la exploración de los fondos oceánicos aportó evidencias de la existencia de acumulaciones de gas en los sedimentos marinos. En los registros sísmicos la presencia de gas induce la atenuación y dispersión de la energía acústica.

El hecho de que este gas se acumule o escape a la superficie está controlado por la efectividad de un sello sedimentario suprayacente (Missiaen et al. 2002). Las

capas sedimentarias que no están alteradas por fallamiento reciente y que se encuentran conformadas por depósitos fangosos homogéneos con porosidad mínima impiden la migración del gas hacia la superficie, quedando éste atrapado dentro de los sedimentos enterrados. Por consiguiente, se manifiesta la importancia de las facies sedimentarias como factor de control (sello) tanto vertical como lateral de la presencia de gas.

En este trabajo, como en los publicados por Ergun et al. (2002); García-Gil et al. (2002); Kim et al. (2004); Weschenfelder et al. (2006) los perfiles de reflexión sísmica muestran las zonas con presencia de gas como áreas difusas de reflexiones incoherentes. Por otro lado, la respuesta sísmica en la parte superior y en los flancos de las áreas que delimitan a estos sedimentos con gas presentan características de reflexión y penetración sísmica coherente.

La presencia del gas altera significativamente las propiedades físicas de los sedimentos, reduciendo la resistencia de los sedimentos y la velocidad de la onda incidente (Weschenfelder et al., 2006). Induce efectos de dispersión que atenúan la energía acústica y disminuyen su penetración a través de la columna sedimentaria. Entre los efectos de dispersión acústica tenemos: *acoustic voids* (vacíos acústicos), *acoustic turbidity* (turbidez acústica), *acoustic blankets* (cortinas acústicas), además de la presencia de morfologías en forma de cráter (*pockmarks*) en el fondo marino, originadas por el escape del gas.

IV.1.1 Acoustic Voids (Vacíos Acústicos)

La existencia de gas en la zona cercana a la Cuenca Farallón se manifiesta en los perfiles de sísmica por la presencia de vacíos acústicos (áreas de blanqueamiento acústico) entre los sedimentos cargados con gas. Los vacíos acústicos son

comparables al enmascaramiento acústico descrito por Hovland et al. (2010) y las cortinas acústicas descritas por Taylor (1992) y Kim et al. (2004).

La presencia de gas atrapado en los sedimentos del fondo marino origina anomalías acústicas que provocan la absorción de gran parte de la energía acústica emitida por las fuentes sísmicas. Esta absorción produce una supresión de la señal lo que se refleja en un blanqueamiento en los perfiles sísmicos, dando como resultado una supresión casi total de la estructura geológica subyacente (Ercilla et al., 1996).

Los vacíos acústicos se caracterizan por una reflexión en las capas superiores coherente y de alta amplitud, lo que permite identificar y mapear las estructuras sedimentarias (Kim et al., 2004). Por debajo de estos reflectores se encuentra el horizonte de los sedimentos con gas donde las reflexiones son muy débiles o inexistentes debido a la atenuación de la señal acústica, es en este horizonte donde se observa un blanqueamiento en los datos sísmicos.

La presencia de gas en los sedimentos se detecta por perfiles sísmicos también debido al cambio de la velocidad de la onda acústica entre medios con y sin gas (Ergun et al., 2002). Las dimensiones de las anomalías sísmicas relacionadas al blanqueamiento acústico pueden encontrarse de algunos pocos metros hasta varios kilómetros de longitud (Weschenfelder et al., 2006).

IV.1.2 Pockmarks

Las *pockmarks* son la evidencia morfológica de la expulsión de fluidos (gases y agua). Aparecen como depresiones con una geometría entre circular y ovalada. Suelen aparecer en el fondo marino en sedimentos inconsolidados de grano fino, se forman por el exceso de presión de fluido en los poros, en las acumulaciones

de gas libre que hay bajo el BSR (Gay et al., 2006). Los *pockmarks* pueden aparecer aislados o con frecuencia formando campos de *pockmarks* (Hovland et al., 2010).

Se han reconocido *pockmarks* en la cuenca Guaymas, donde se encuentran relacionados con BSR de hidratos de gas (Lonsdale, 1985). Sin embargo estas morfologías no han sido encontradas aún en la cuenca de Farallón.

IV.2 El Reflector Simulador de Fondo (BSR)

Los reflectores sísmicos que cortan la estructura sedimentaria generalmente están relacionados con procesos geológicos que ocurren tiempo después de la deposición de los sedimentos marinos (Berndt et al., 2004). Una subclase de estos reflectores es el reflector simulador de fondo (*Bottom Simulating Reflector*) o mejor conocido por sus siglas en inglés "BSR". Este reflector anómalo imita la topografía del fondo oceánico y generalmente se detecta por métodos sísmicos, observándose en éstos como un reflector paralelo al fondo marino (Kvenvolden, 1993).

Estos reflectores se forman por procesos que dependen de un equilibrio principalmente entre la profundidad, temperatura y la presión de los sedimentos marinos. De acuerdo a su naturaleza, existen dos tipos principales de BSR, por un lado, el formado por la diagénesis del ópalo A (amorfo) a ópalo CT (cristalino) y por otro lado por la presencia de hidratos de gas (Berndt et al., 2004).

En los perfiles de sísmica de reflexión, el BSR aparece como un reflector de gran amplitud paralelo al fondo del mar, que corta la estructura sedimentaria anterior. Después de la reflexión de fondo del mar y la cima del basamento, el BSR aparece como el reflector más fuerte en los registros sísmicos. Su polaridad puede

ser igual o contraria a la del fondo marino, dependiendo del tipo de BSR que se esté observando (Berndt et al., 2004; Andreassen et al., 1995). Ésta es una de las principales características que se utilizan para estimar la naturaleza del BSR.

IV.2.1 El BSR Relacionado a los Hidratos de Gas

El reflector simulador del fondo es quizás el marcador geofísico indirecto de mayor peso para interpretar la presencia de hidratos de gas. Los hidratos de gas son sólidos parecidos al hielo, formados principalmente por agua que contienen altas concentraciones de gas, principalmente metano aunque pueden incluir otros gases en menor proporción (CO₂, etano, propano, etc.) (Birchwood et al., 2010).

Estos gases ocupan los espacios porosos de los sedimentos y en las condiciones adecuadas de presión y temperatura permiten la formación y estabilidad de cementos, nodos, vetas o capas (Collett et al., 2000). Los hidratos de gas se forman en las áreas del permafrost (zonas permanentemente congeladas) del hemisferio norte y en los sedimentos marinos continentales (aguas profundas), donde las condiciones de presión y temperatura permiten su formación y estabilidad (Hyndman y Dallimore, 2001).

El BSR relacionado con los hidratos de gas se caracteriza por tener una gran amplitud de reflexión y polaridad negativa, la cual constituye una fuerte disminución de la impedancia acústica. La inversión de fase (polaridad) y la gran amplitud observada en las reflexiones del hidrato de gas fueron explicadas como una acumulación de gas libre debajo de los hidratos de gas (Hyndman y Dallimore, 2001; Kvenvolden et al., 2001).

La existencia de este gas libre ocasiona una disminución de la velocidad y la densidad en el límite del gas hidratado y por consiguiente, un coeficiente de reflexión negativo. Este coeficiente negativo induce un cambio de polaridad respecto de la onda incidente como se observa en la figura 13, por esta razón es que se estima factible el utilizar al coeficiente de reflexión como una estimación de la naturaleza del BSR.

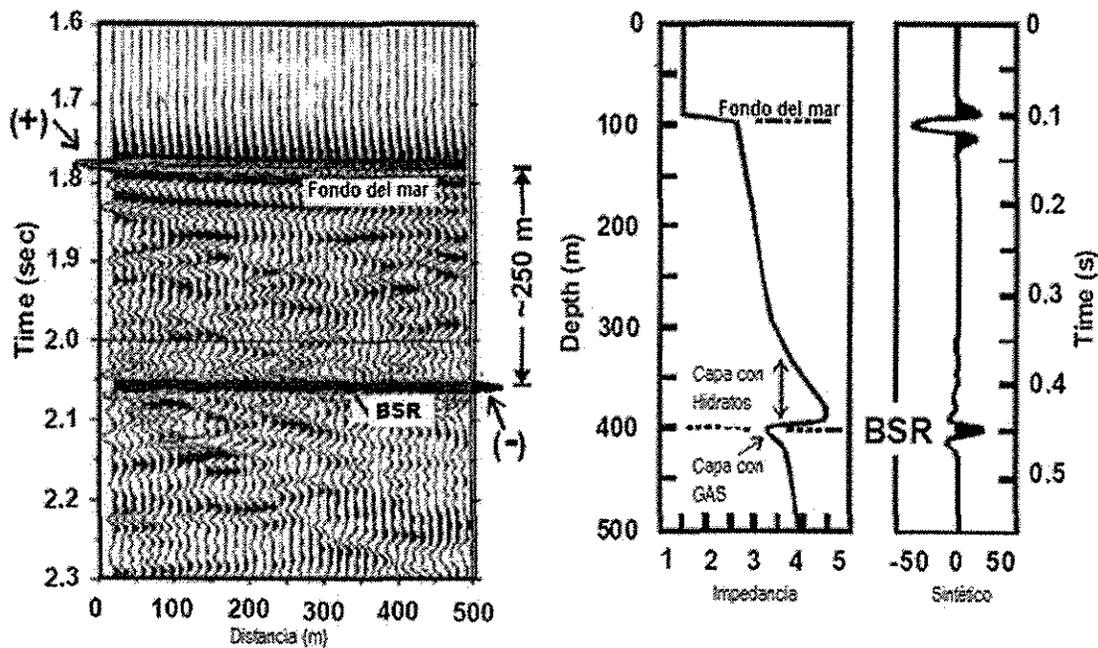


Figura 13.- Ejemplos del BSR en registros sísmicos. a) registro de sísmica de reflexión que muestra un fuerte BSR. b) sismograma sintético que reproduce las características del BSR. La reflexión que produce el BSR resulta principalmente del contraste de velocidades. La alta impedancia sísmica sobre el BSR se puede asociar a la presencia de hidratos de gas en los sedimentos y la baja impedancia, a la presencia de gas libre dentro de los sedimentos. En el sismograma sintético se observa claramente la inversión de la polaridad de la ondícula del BSR en relación a aquella del fondo marino (Hyndman y Dallimore, 2001).

No obstante, los hidratos pueden existir sin la presencia de los BSR, cuando no se acumula una cantidad suficiente de gas libre por debajo de los hidratos, o si éstos no endurecen considerablemente la matriz del sedimento (Collett et al., 2000).

El BSR de hidratos de gas a veces muestra una disminución de la amplitud por encima del BSR debido a la presencia de gas entre la cementación y por debajo una segunda disminución de la amplitud más evidente debido a la presencia del gas libre atrapado (Berndt et al., 2004). En algunas ocasiones, también el rango de profundidad del BSR se puede utilizar para distinguir entre los BSR de hidratos de gas y BSR de diagénesis. En el caso del BSR de hidratos de gas, cuando la profundidad de la cuenca aumenta, la distancia entre el reflector y el fondo marino también aumenta. Esta característica que se describe en la figura 14 está controlada por las condiciones que permiten la estabilidad de los hidratos de gas.

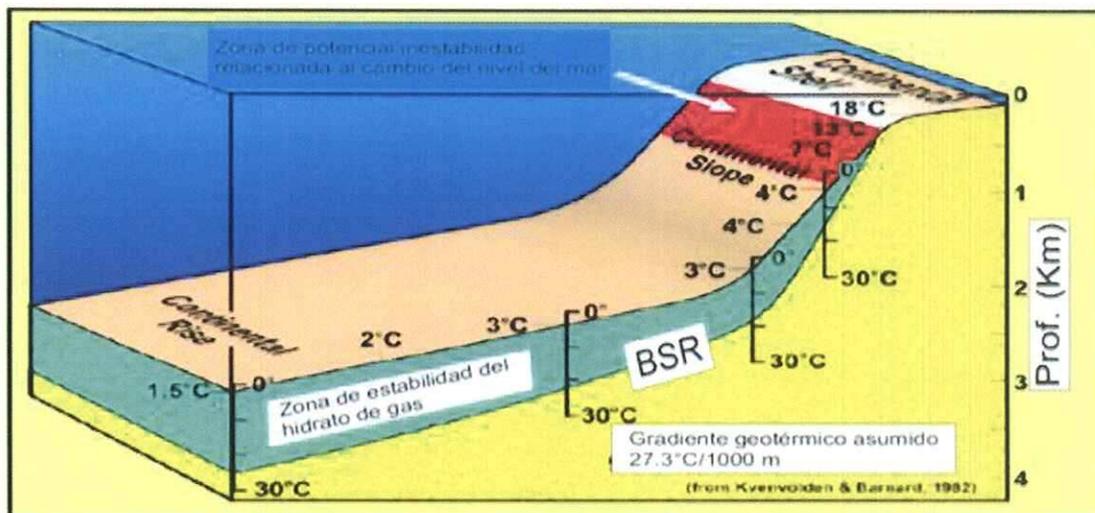


Figura 14.- Debido a la dependencia en temperatura y presión de la zona de estabilidad del hidrato de gas, su espesor disminuye a medida que se reduce la presión y aumenta la temperatura sobre el fondo del mar (Rodrigo-Ramírez, 2007).

IV.2.2 Los Hidratos de Gas

La unidad básica del hidrato de gas es un cristal hueco de moléculas de agua con una sola molécula de gas flotando en el interior, figura 15. Aunque existen distintos tipos de gases que pueden llegar a conformar hidratos, se sabe que los más abundantes corresponden a los de metano (CH_4) (Collett et al., 2000). Pueden incorporarse otros subproductos gaseosos de bajo peso molecular en menor proporción, entre ellos están: el dióxido de carbono (CO_2), sulfuro de hidrógeno (H_2S), etano (C_2H_6) y propano (C_3H_8) (Sloan, 1990).

Cuando los gases hidratados comienzan a rellenar los poros de los sedimentos, reducen la permeabilidad y tienden a crear trampas de gas. El gas contenido en las trampas busca migrar hacia la superficie, rellenando los poros de los sedimentos y haciendo la trampa cada vez más efectiva. La naturaleza compacta de la estructura del hidrato contribuye a la altamente eficaz compactación del metano. Un volumen cúbico de hidrato contiene gas que se expandirá entre 150 y 180 volúmenes cúbicos a presión y temperatura estándar (Collett et al., 2000).

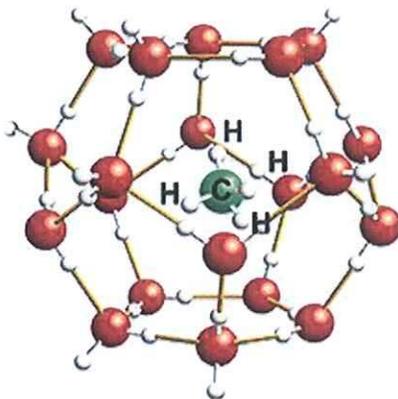


Figura 15.- Forma de los hidratos de gas en ambientes de aguas profundas con bajas temperaturas y alta presión. La forma más abundante de los hidrocarburos en los océanos de la Tierra, los hidratos de gas prometen ser una fuente importante de energía en el futuro (Birchwood et al., 2010).

La composición química de los hidratos de gas juega un papel importante en la estabilidad de éstos. Un porcentaje de etano permite la existencia de hidratos a más baja presión y mayor temperatura que los hidratos que contienen solamente metano. Con 10% de etano en la mezcla de gas, los hidratos son estables a 6 atmósferas de presión (aproximadamente 60 metros de columna de agua) y 6 °C de temperatura, mientras que los hidratos de metano puro son estables solamente a presiones sobre 40 atmósferas (aproximadamente 400 metros de columna de agua) (Kvenvolden et al, 2001; González-Pacheco, 2002).

Investigaciones en los hidratos de gas en el Golfo de México, sudoeste de Estados Unidos y norte de California, mar Negro, y del margen continental de Chile, han concluido que el metano es principalmente un gas biogénico de origen microbiano que puede llegar a tener componentes de gas de origen termogénico (González-Pacheco, 2002). Y se observó que los hidratos de gas no son estables a temperaturas por encima de los 23 °C (Berndt et al., 2004; Neagu et al., 2010).

IV.2.3 El BSR Relacionado con la Diagénesis del Ópalo

El segundo tipo de BSR es aquél que se forma por la transición diagenética del ópalo A (amorfo) a ópalo CT (cristalino o cristobalita). El ópalo A es el ópalo común, amorfo, mientras que el ópalo CT es el ópalo noble, pudiéndose considerar como gema a algunas de sus variedades. Se forma solamente por la diagénesis de sedimentos silíceos (Berndt et al., 2004).

El frente de reacción diagenética genera una interfaz entre los dos tipos de ópalo, la cual se caracteriza por una importante disminución de la porosidad y la permeabilidad, estas dos características están totalmente correlacionadas a un incremento en la densidad. Así, el contraste que resulta de la impedancia acústica

confiere una respuesta lo suficientemente fuerte como para crear un reflector de gran amplitud con polaridad positiva en los datos de sísmica de reflexión (Nouzé et al., 2009). Por lo tanto, el BSR relacionado con la diagénesis resulta del contraste de impedancia acústica positiva entre los sedimentos ricos en silicatos y las diferentes fases diagenéticas del ópalo A y ópalo CT (Berndt et al., 2004).

Como se mencionó anteriormente, el rango de profundidad a la cual se encuentra el BSR puede ser utilizado para distinguir su naturaleza. El relacionado con la diagénesis comúnmente mantiene una profundidad constante por debajo del fondo marino o incluso disminuye su profundidad con respecto a éste cuando aumenta la profundidad del agua, debido a la temprana transición del ópalo originado gracias a la mayor presión a la cual está sometido el ópalo (Nouzé et al., 2009). En general, el BSR originado por la diagénesis debe estar a mayor profundidad que el BSR de hidratos de gas. Esta característica se debe a que la diagénesis se desarrolla en un rango de temperaturas de 30 a 50 °C, mientras que los hidratos de gas son por lo general inestables por encima de 23 °C (Berndt et al., 2004; Meadows et al., 2007).

Los BSR se han interpretado como una transformación de ópalo A a ópalo CT en varias zonas del mundo, incluyendo la formación de Monterey en California, la cuenca del Antártico, el mar de Japón, el mar de Noruega y el margen Pacífico de la Península Antártica entre otros (Neagu et al., 2010).

IV.2.4 Factores Determinantes de la Diagénesis

La transición del ópalo A a ópalo CT ha sido ampliamente discutida en la literatura. El ópalo A fue definido por Jones y Segnit (1971), como un ooze silíceo que resulta de la acumulación de organismos silíceos, principalmente los caparazones de radiolarios y diatomeas (Nouzé et al., 2009). Con el enterramiento de los sedimentos, se incrementan la presión y la temperatura, y una reacción de disolución re-precipitación convierte el ópalo A en ópalo CT (Alonso-Zarza, 2010).

El mecanismo de transformación es un proceso de disolución-reprecipitación de la sílice debido a la diferencia de solubilidades, el proceso se denomina "envejecimiento del sílice". Si se disuelve el ópalo A, la solución puede estar sobresaturada en ópalo CT y precipita en primer lugar ópalo CT porque el cuarzo necesita mayor grado de ordenación y por tanto soluciones menos saturadas. Si el ópalo CT vuelve a disolverse puede entonces precipitar cuarzo microcristalino posteriormente. Es decir, el ópalo A se convierte a ópalo CT (cristobalita y/o tridimita) y posteriormente a cuarzo microcristalino, que es la fase estable. Estas transformaciones dan lugar a cambios relativamente bruscos de porosidad (con el enterramiento) (Nouzé et al., 2009; Alonso-Zarza, 2010).

Se considera que el factor dominante en el control de la reacción del ópalo es la temperatura, basados en las temperaturas de conversión de proporciones de isótopos de oxígeno de la sílice, que arrojan rangos de temperatura de 18 a 56 °C (Chaika and Dvorkin, 2000). Sin embargo, este proceso diagenético también se ve influido por la presión, la litología (por ejemplo la presencia de carbonatos aumentan la velocidad de reacción), el tiempo (relacionado con el enterramiento de los sedimentos silíceos), el PH, y la química de los fluidos de poro (Meadows et al., 2007).

Capítulo V

Resultados

V.1 Secciones Sísmicas

Las secciones sísmicas que se muestran mantienen la escala vertical en tiempo doble de viaje (TDDV) en segundos. En la cuenca Farallón no se cuenta con registros de velocidad de pozos, sin estos datos la conversión a profundidad no tiene un grado adecuado de confianza. Sin embargo para las estimaciones en profundidad que se hacen en los apartados siguientes se utiliza una velocidad de 2000 m/s, es la velocidad promedio obtenida del análisis de velocidad para la columna sedimentaria.

Dentro de la cuenca Farallón se han ubicado al noroeste y al oeste las subcuencas: Santa Cruz, Sombrero y Las Ánimas (figura 16). En las secciones sísmicas que cruzan a la cuenca Farallón y a las subcuencas ya mencionadas se diferencian dos unidades sismoestratigráficas, una unidad superior y otra inferior, las cuales describen diferentes características de depósito y deformación (figura 17).

Estas unidades presentan características que serán descritas más adelante a detalle, en cada unidad las características del depósito responden a la variación topográfica del depocentro presente en cada área en particular.

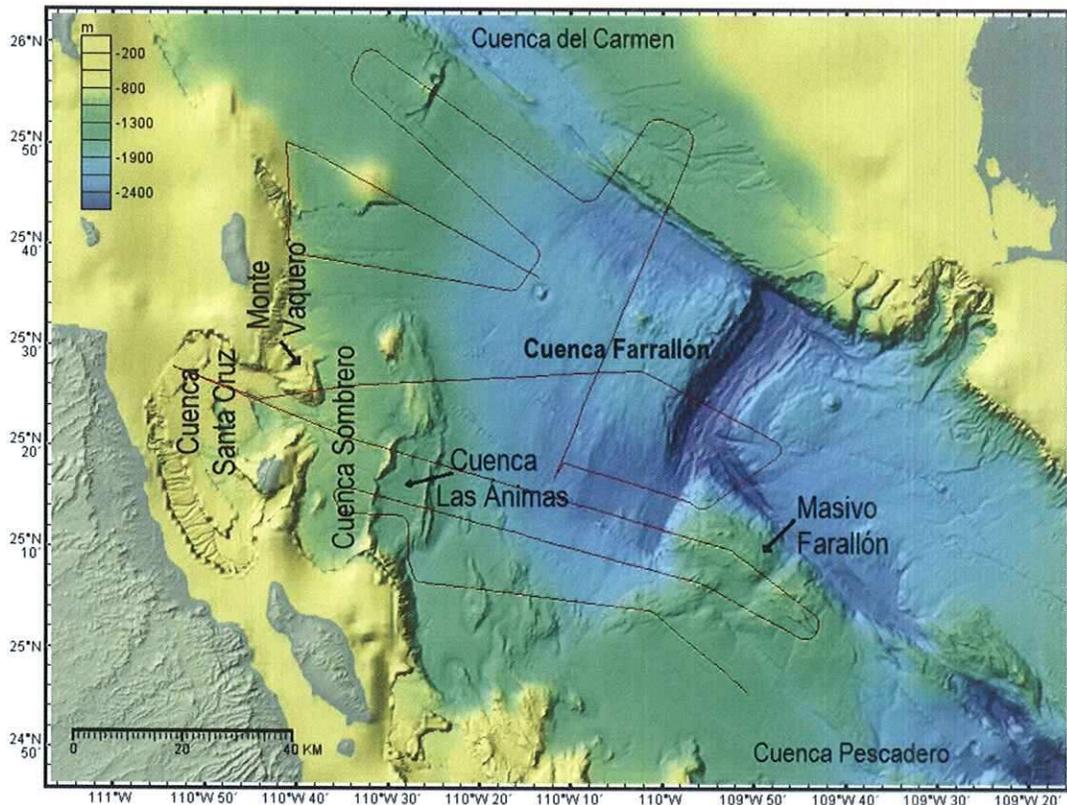


Figura 16.- Cuenca Farallón y las subcuencas Santa Cruz, Sombbrero y Las Ánimas presentes en el área.

Se encuentran dos tipos de fallas en las secciones sísmicas que se clasifican como principales y secundarias (Piñero-Lajas, 2008). La mayoría de fallas localizadas en estas unidades sedimentarias sólo se observa que afectan al paquete sedimentario y por ello se consideran como secundarias. Las fallas no cortan a la unidad superior y se infiere que son inactivas. Se muestran inactivas dentro de las secciones sísmicas ya que no llegan a afectar a los estratos superiores. Las fallas principales afectan a nivel de basamento, ya sean inactivas o activas, las fallas principales no cruzan las subcuencas sino que las delimitan, las fallas principales están relacionadas a la elevación del basamento acústico que funciona como frontera entre las subcuencas.

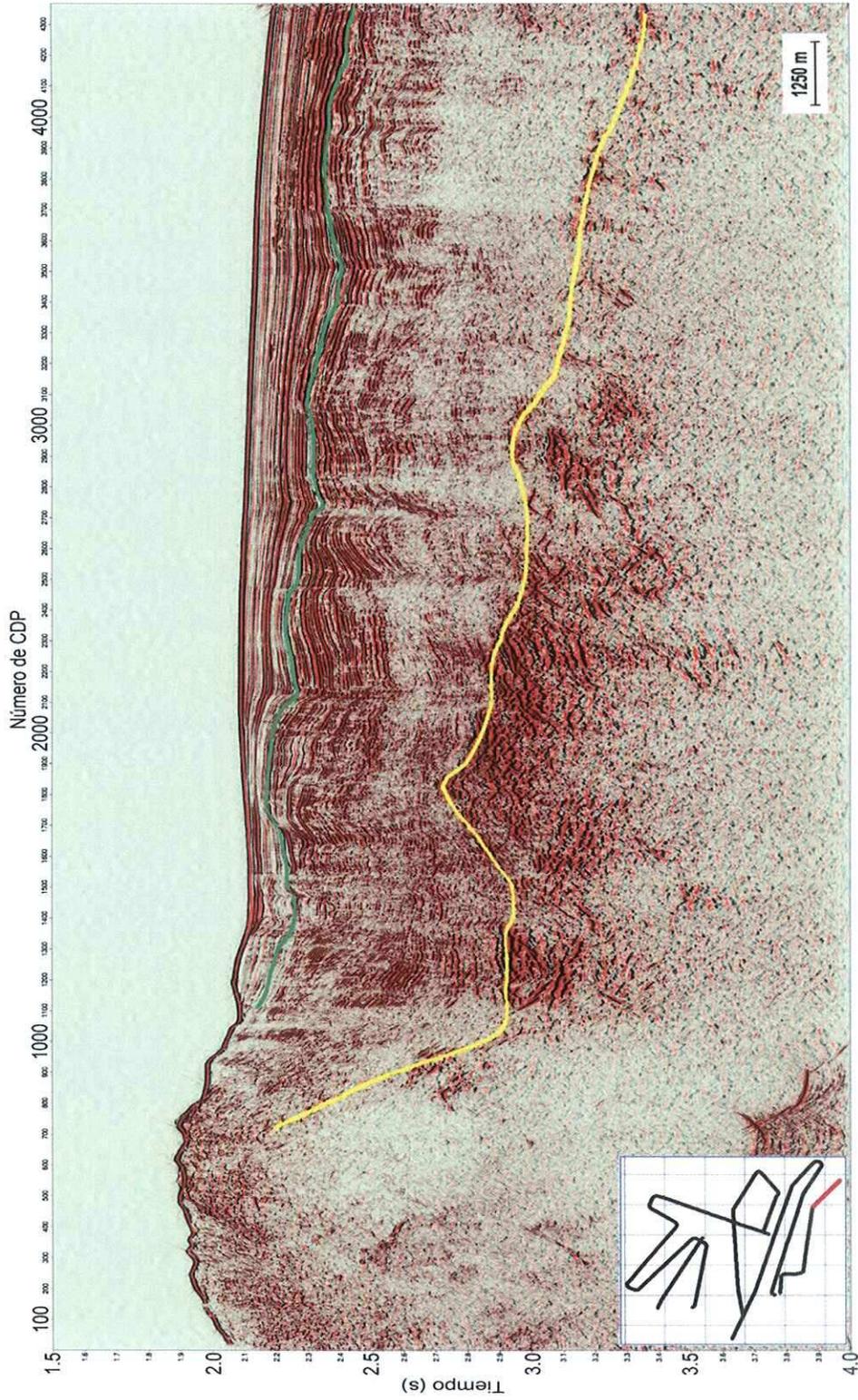


Figura 17.- Diferenciación entre los dos paquetes sedimentarios existentes en las cuencas, divididos con el horizonte verde. El paquete inferior se encuentra alterado por deformación frágil, que no se aprecia en el superior. La línea amarilla representa el basamento acústico interpretado (perfil 7).

V.1.1 Unidad Inferior

En la cuenca Farallón y en las subcuencas de menor tamaño que se encuentran en esta zona la unidad sismoestratigráfica inferior se observa por encima del basamento acústico y con un espesor aproximado de entre 300 a 700 m. Esta unidad presenta características depositacionales y estructurales distintas a la unidad suprayacente, lo que indica que la deformación presente en estos estratos es anterior a la deposición de la unidad superior. Los estratos convergen hacia los depocentros con algunos cambios locales producidos por la acción de las fallas. La deformación de esta unidad generó la ruptura de su estructura sedimentaria modificando las características físicas originales.

La unidad inferior se encuentra afectada por deformación frágil y plegamiento y está afectada por fallas normales secundarias. Las fallas que cortan a la unidad inferior tienen vergencia hacia el este y la mayoría se encuentran inactivas ya que no cortan a la unidad superior. La densidad de fallas que corta a la unidad inferior es relativamente más alta en comparación con la unidad superior. Esta deformación es visible a pesar de la disminución en las amplitudes sísmicas que se observa en esta unidad dentro de las secciones sísmicas (figura 18).

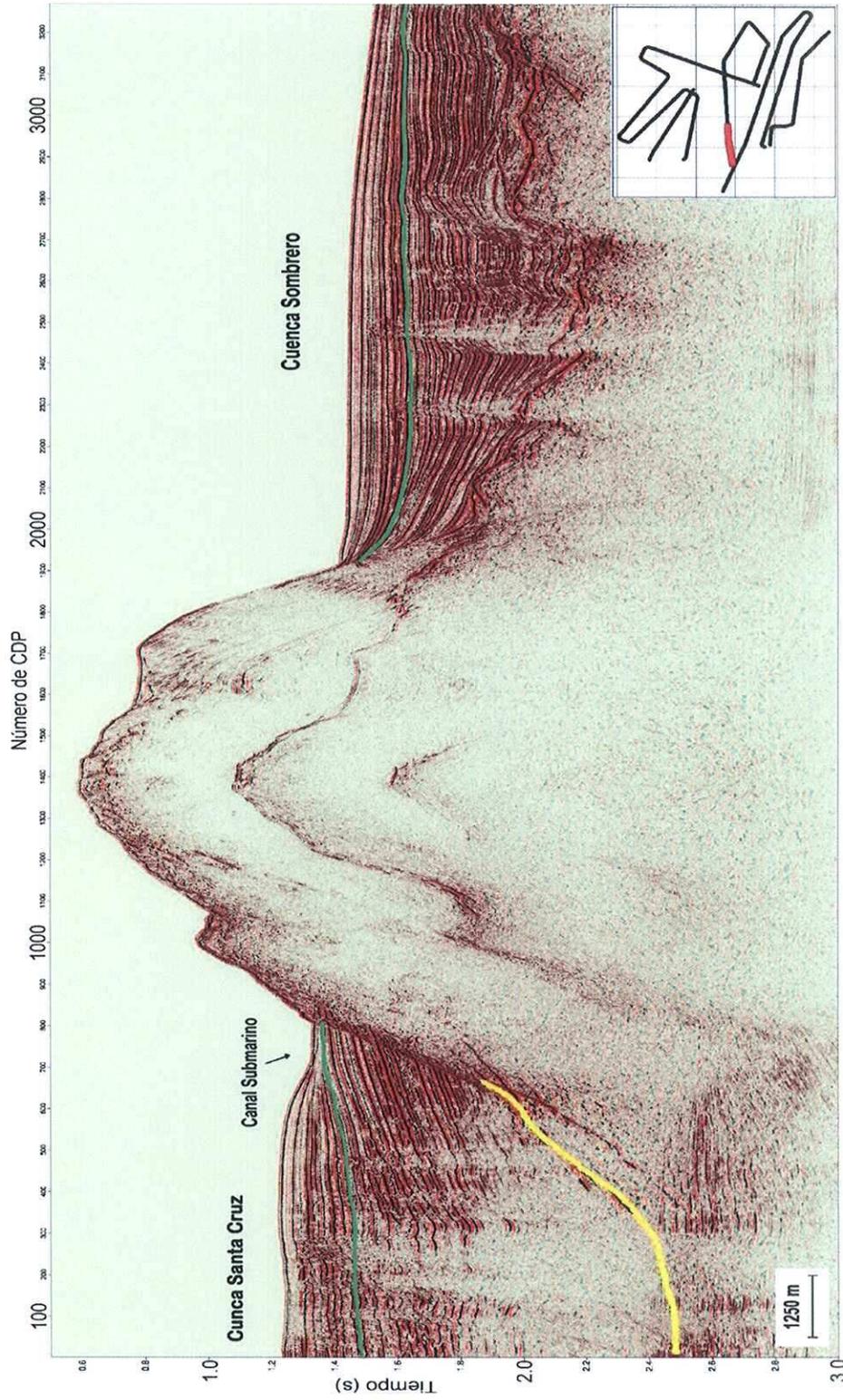


Figura 18.- La unidad sedimentaria inferior que se observa en las secciones sísmicas aparece afectada por deformación frágil y en algunas zonas presenta plegamiento como en la cuenca Sombrero (perfil 3).

V.1.2 Unidad Superior

La unidad superior se encuentra generalmente separada por una discordancia angular de la unidad sismoestratigráfica inferior. La característica principal de esta unidad es que no se encuentra afectada por la deformación frágil que sí afecta a la unidad inferior. Su espesor aproximado varía de entre 200 a 400 m. La mayoría de las fallas en la cuenca Farallón cortan a los estratos que están por debajo de los 200 metros, lo que sugiere que su depósito es posterior al movimiento de las grandes fallas. Sin embargo, las líneas sísmicas cruzan algunas de las fallas principales, estas fallas tienen su origen desde el basamento acústico y cortan a los depósitos superiores.

La secuencia estratigráfica de la unidad superior está formada por sedimentos que pueden estar depositados de forma sub-horizontal o presentar una inclinación y converger hacia la zona del depocentro principalmente la cuenca Farallón (figura 19). Así mismo, presenta algunas variaciones depositacionales producidas por factores locales como discordancias o acuñamientos. En algunas zonas, los estratos más expuestos presentan erosión a causa de canales que generan las corrientes, como el presente entre la cuenca Santa Cruz y el Monte Vaquero, este tipo de flujos arrastra sedimentos desde la parte superior de la cuenca hasta un área de depósito a mayor profundidad.

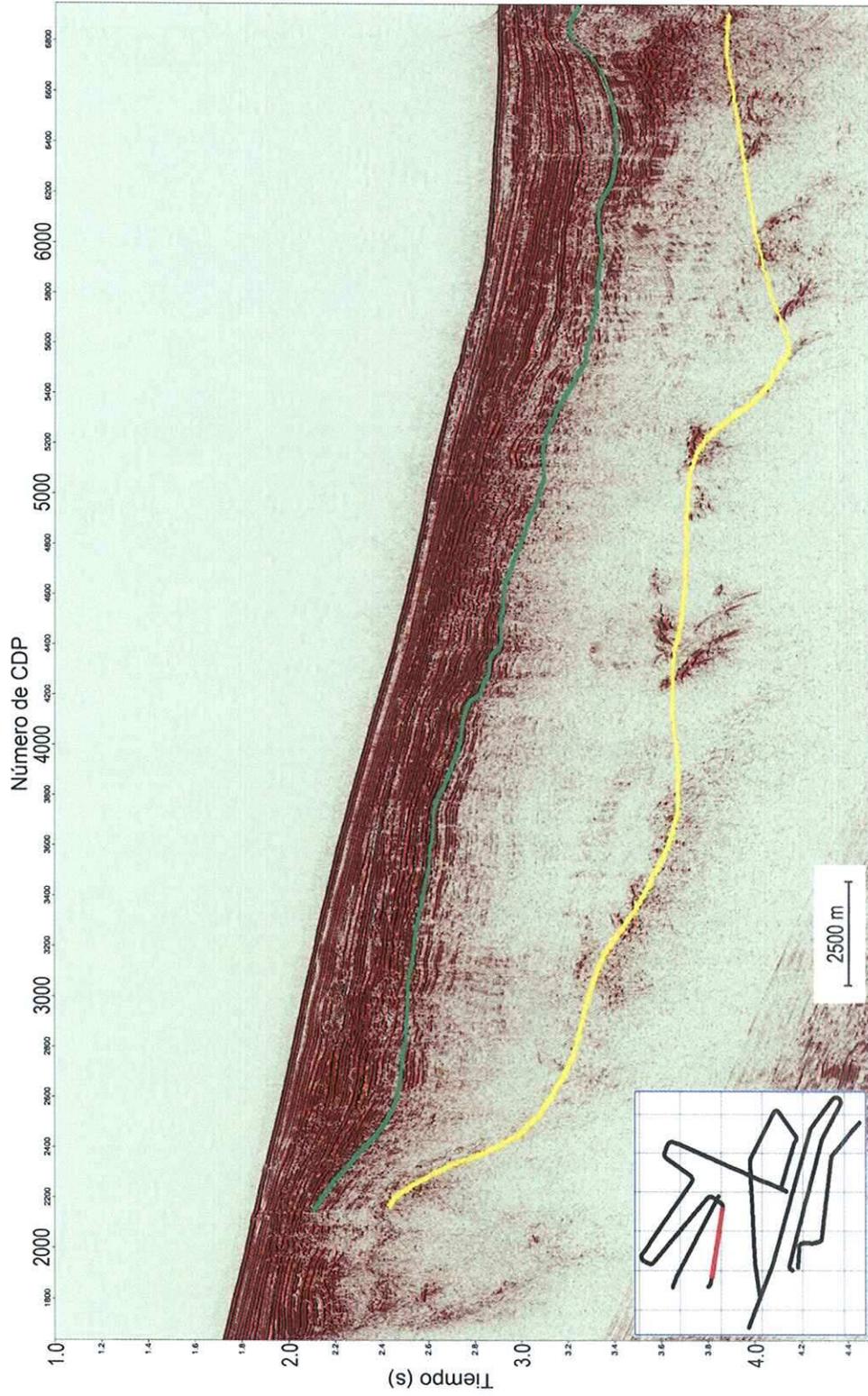


Figura 19.- La unidad superior ubicada sobre la línea verde presenta menor grado de deformación frágil, esta unidad presenta una respuesta sísmica con una gran coherencia lateral y fuerte amplitud. El trazo de la línea amarilla representa el basamento acústico (perfil 2).

V.1.3 Vacíos Acústicos (Blanqueamiento)

En la unidad inferior se encuentran anomalías acústicas denominadas como vacíos acústicos que son el resultado de la atenuación de gran parte de la energía emitida por la fuente. Estas anomalías acústicas en los perfiles de sísmica pueden describirse como zonas de blanqueamiento o supresión acústica (*acoustic blanking*) entre los sedimentos. Se caracterizan por producir zonas donde se observa una disminución brusca de la amplitud sísmica, lo cual disminuye y/o puede llegar a impedir el reconocimiento de los sedimentos estratificados subyacentes (figura 20).

Las reflexiones dentro de estas áreas de blanqueamiento son muy débiles como se observa en la figura 21, sin embargo, es posible reconocer la coherencia lateral que caracteriza la estratificación sedimentaria a través de las imágenes del atributo sísmico de fase. La fase permite estimar si existe continuidad lateral o no entre los estratos y reconocer si están afectados por la deformación estructural. Con el atributo de fase se encontró que en las áreas de mayor blanqueamiento las reflexiones de los sedimentos pueden llegar a no presentar una buena coherencia lateral, esto puede ser atribuible al alto grado de deformación que presentan los estratos inferiores.

Por encima de estas zonas con blanqueamiento acústico se encuentra una respuesta sísmica muy coherente y de alta amplitud que corresponden a los estratos de la unidad superior.

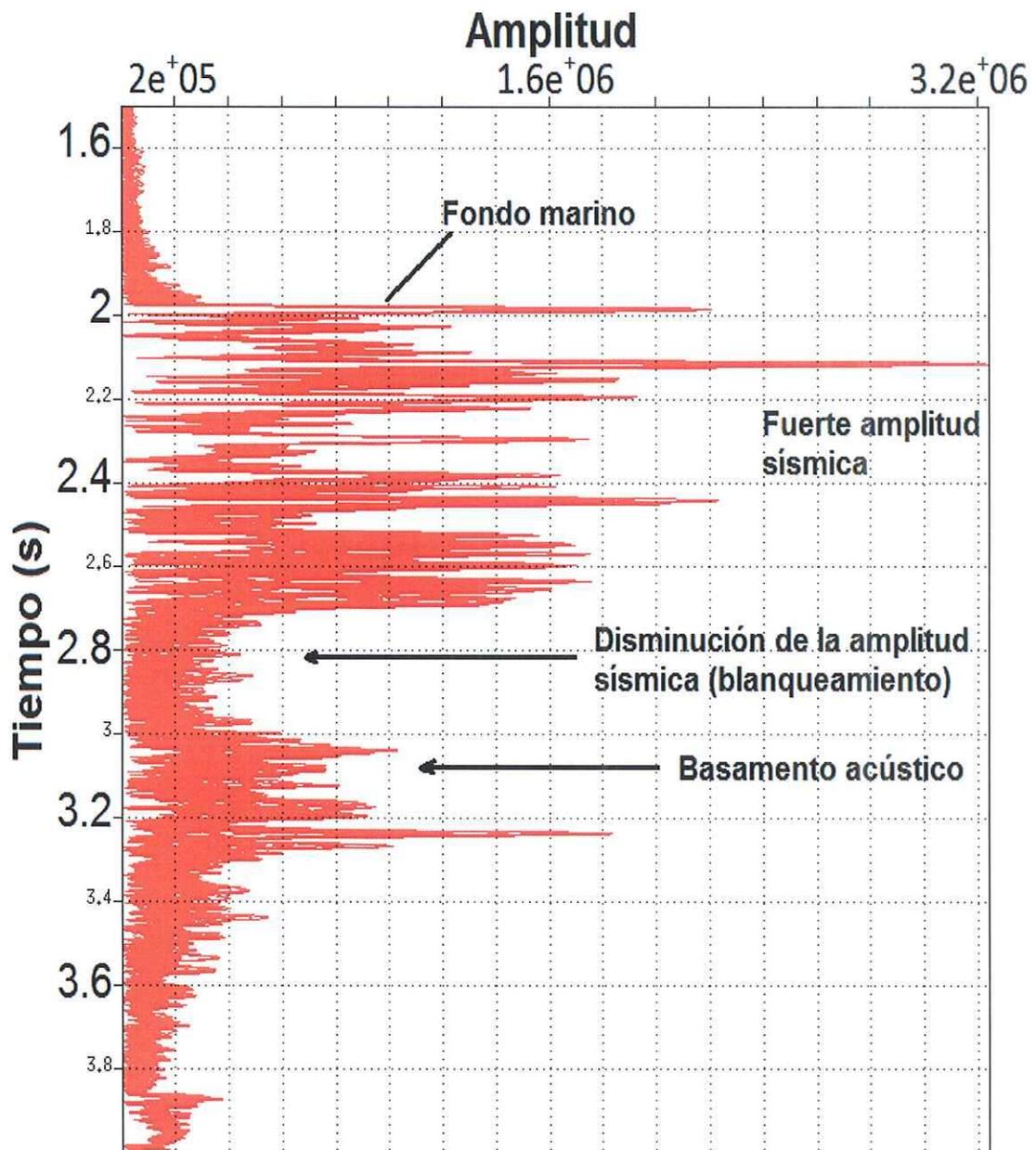


Figura 20.- Amplitudes sísmicas de un grupo de trazas del perfil 1. La unidad superior presenta altas amplitudes. Por debajo de esta unidad superior se observa una disminución abrupta de las amplitudes que resultan en el blanqueamiento de las secciones sísmicas.

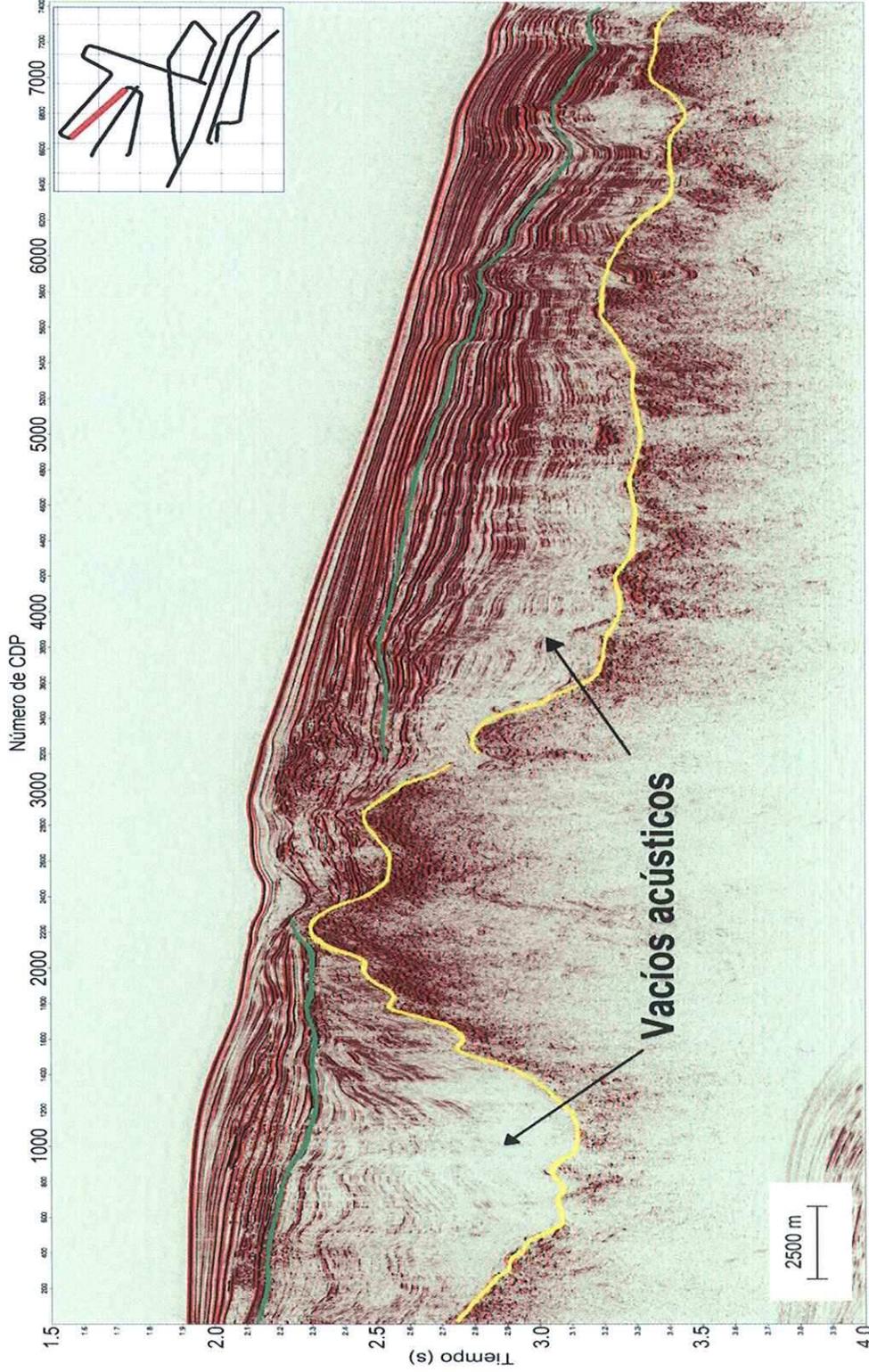


Figura 21.- Las áreas donde se encuentran los vacíos acústicos se caracterizan por mostrar una disminución anómala de la energía acústica, los vacíos acústicos se localizan en la unidad sedimentaria inferior (perfil 1).

V.2 Líneas Sísmicas con Presencia de un BSR

En el apartado IV.2 se mencionó que el BSR es un reflector paralelo al fondo marino, que cruza la estructura sedimentaria anterior a su formación. En el Masivo Farallón (perfiles 5 y 6) se encontró la existencia de un reflector de gran amplitud en la parte superior del paquete sedimentario que cumple las características de un BSR.

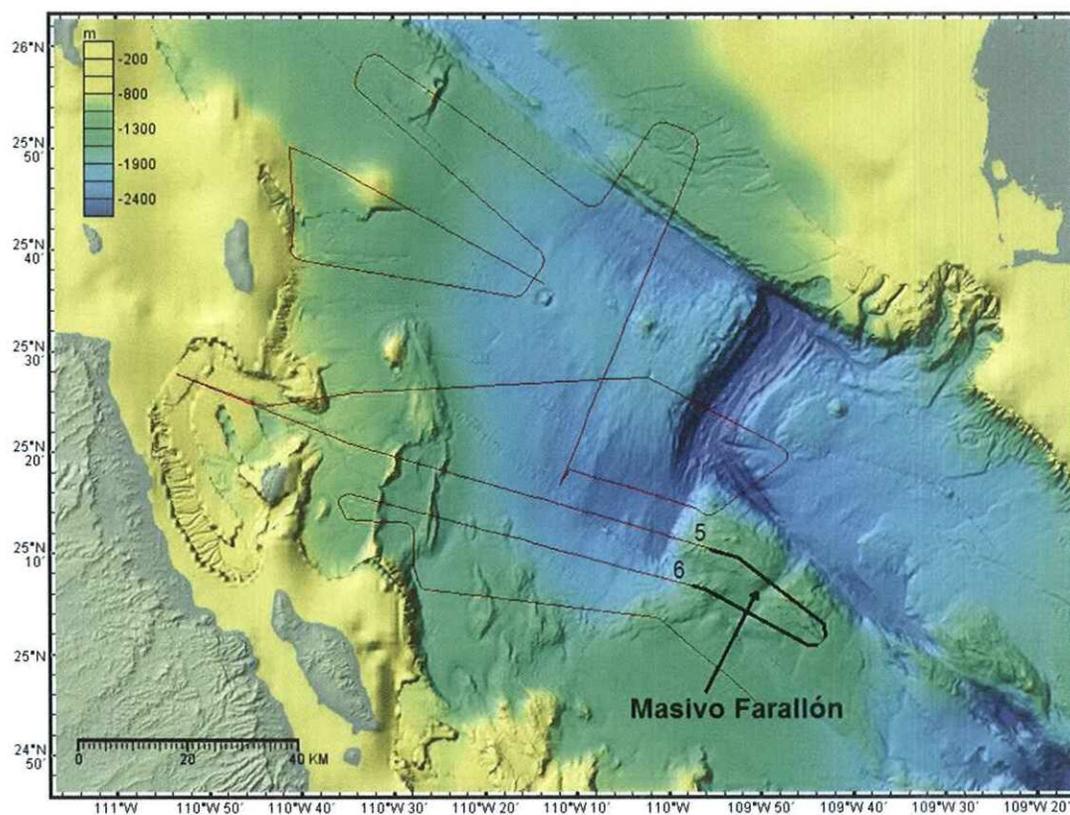


Figura 22.- Ubicación del Masivo Farallón en donde las líneas sísmica 5 y 6 muestran la presencia de un BSR.

El Masivo Farallón se encuentra al extremo suroeste de la dorsal de Farallón, en el punto de encuentro de la dorsal con la falla transforme Pescadero (figura 22). Es un complejo volcánico silfítico conformado por dos montículos principales con pequeños centros eruptivos en la parte superior (Piñero-Lajas, 2008).

Sobreyaciendo al basamento acústico, se encuentra una columna sedimentaria con un espesor de entre 100 a 500 m que aumenta su volumen hacia el sur del área. El paquete sedimentario inferior presenta un alto grado de deformación, la deformación de los sedimentos sigue la misma tendencia de deformación que presenta el basamento acústico. Es posible que la deformación sea posterior a la depositación de los sedimentos y llegó a afectar a todo el conjunto.

En contraste con las características sismoestratigráficas de las líneas analizadas en otras áreas, la sedimentación que se observa en los perfiles del Masivo Farallón es menor y pueden agruparse en una sola unidad sedimentaria que presenta deformación frágil. En la parte superior del paquete sedimentario y a una profundidad de entre 60 a 70 m los depósitos son cortados por un reflector continuo paralelo al fondo marino, este reflector se ha reconocido como un BSR, (ver figura 23).

Por encima del BSR los sedimentos también se encuentran deformados, presentan la misma tendencia de deformación que los depósitos sedimentarios que se encuentran por debajo éste.

Entre los dos montículos que forman el Masivo Farallón aparece un pequeño depósito de sedimentos que recibe aportes a través de canales. Estos sedimentos presentan menor grado de deformación y no están cortados en su parte superior por el BSR. La separación de los dos montículos principales permite la continuación de un canal que desemboca y deposita sedimentos en la falla transforme Pescadero.

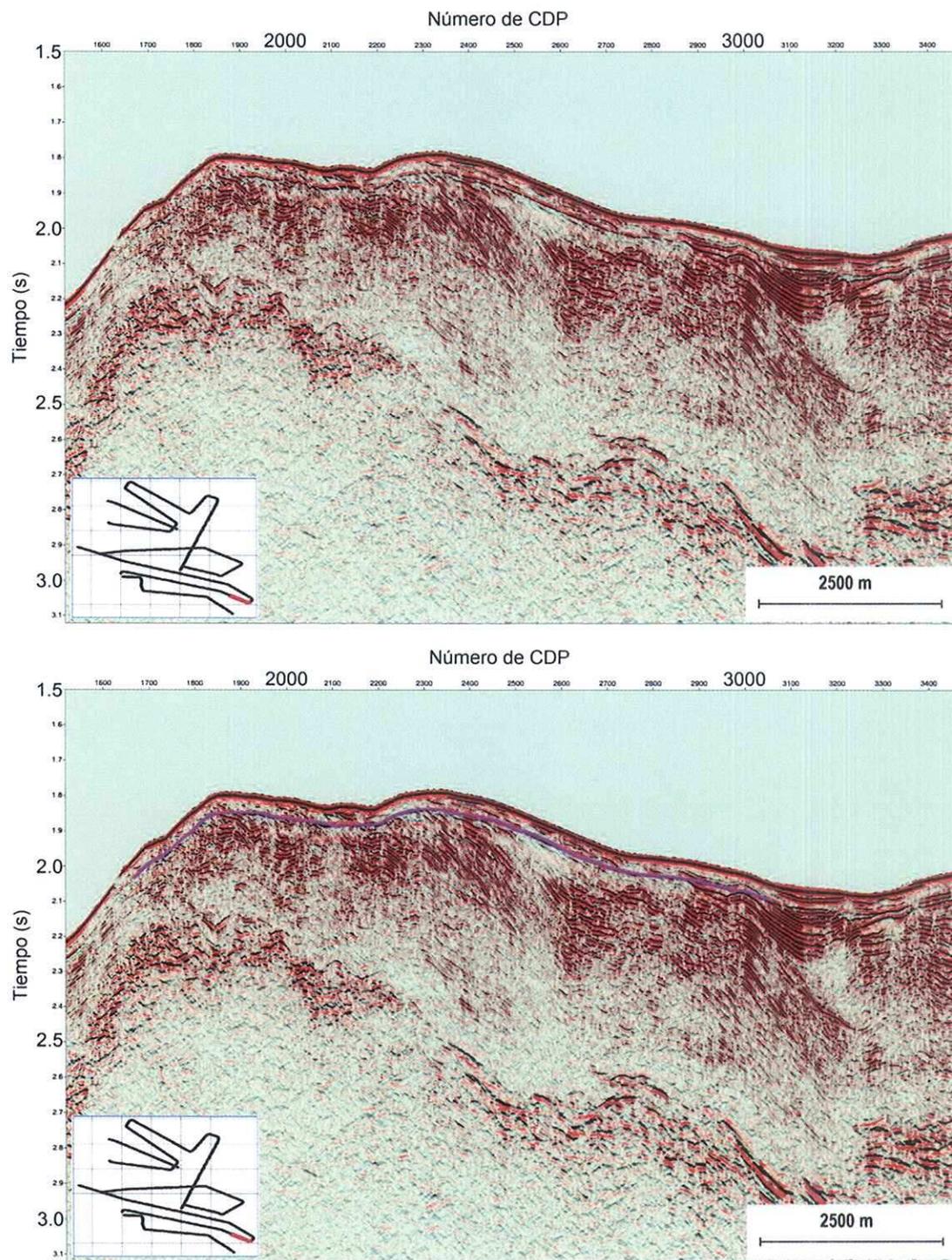


Figura 23.- Reflector Simulador de Fondo (BSR) en el Masivo Farallón perfil (ampliación del perfil 6). La imagen inferior muestra el horizonte interpretado como BSR.

V.2.1. Características del BSR de la Cuenca Farallón

Las características sísmicas que presenta el BSR localizado en el Masivo Farallón permiten estimar si la naturaleza de este reflector es la base del hidrato de gas o alternativamente es la fase diagenética del ópalo A al ópalo CT. Para establecer la naturaleza del reflector se busca diferenciar las características sísmicas pertenecientes a cada tipo de BSR. Las principales diferencias entre ambos reflectores son: la variación en la potencia de la amplitud, el rango de profundidad y la polaridad sísmica del BSR con respecto a la polaridad del fondo marino.

Un factor importante pero no relacionado a la información sísmica es la temperatura promedio del subsuelo a la cual el hidrato de gas es estable y la reacción de la diagénesis se lleva a cabo.

V.2.1.1 Amplitud

La amplitud sísmica asociada a cada tipo de BSR no siempre puede utilizarse para estimar la naturaleza del reflector sísmico debido a que sus dimensiones son muy similares, sin embargo, pueden describirse las siguientes relaciones de amplitudes: 1) Las amplitudes sísmicas de la base de los hidratos deben ser comparables a las amplitudes del fondo marino y basamento acústico. 2) Las amplitudes de origen diagenético en general son menores que las amplitudes del hidrato y por tanto son menores en comparación a las amplitudes del fondo marino y basamento acústico. 3) Las amplitudes sísmicas de un BSR de naturaleza diagenética pueden ser semejantes o mayores a las del medio sedimentario, son reconocibles por su tendencia a seguir la forma del fondo marino y por su continuidad lateral que puede llegar a cruzar la estratificación sedimentaria.

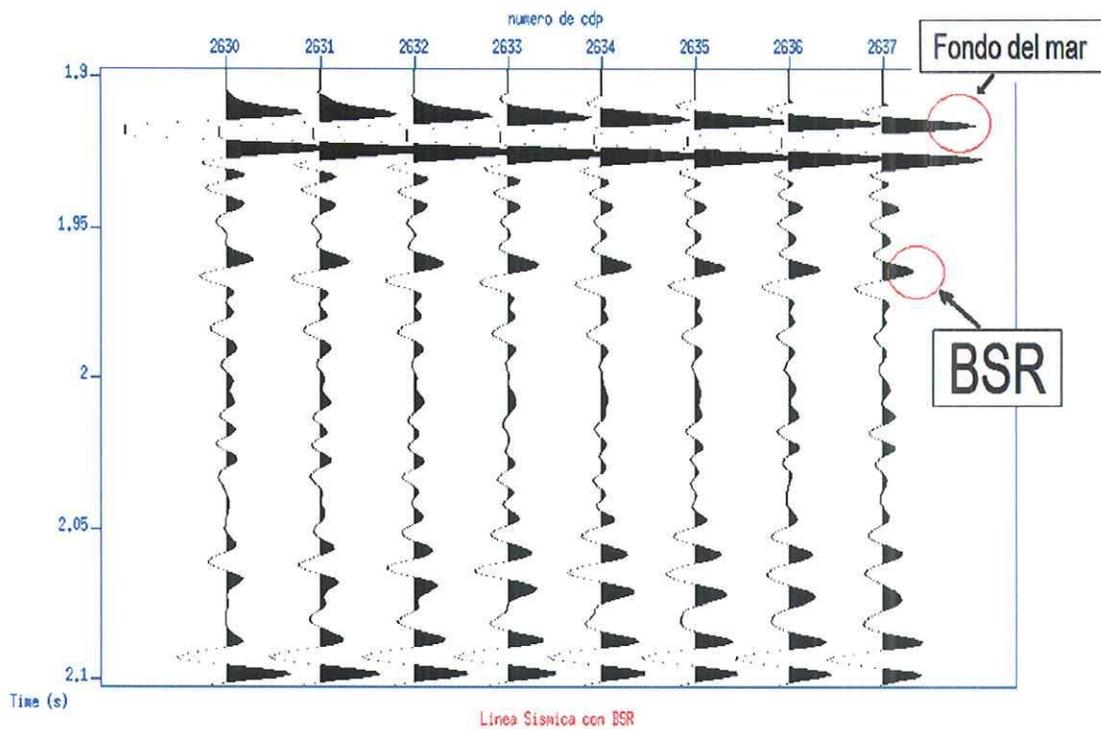


Figura 24.- Registros de los CDP's de la sección migrada para el perfil 6, se ilustra la relación de amplitudes de los registros marinos entre el fondo marino y el BSR.

El BSR presente en la cuenca Farallón solo se ha localizado en el Masivo Farallón a través de los perfiles sísmicos 5 y 6. Las amplitudes sísmicas del BSR en el Masivo Farallón lo presentan como un reflector con continuidad lateral en la sección sísmica. En las imágenes del atributo de fase sísmica el BSR intensifica su continuidad lateral resaltando su presencia. Sin embargo, la amplitud de este BSR es menor en comparación a las amplitudes del fondo marino y del basamento acústico (figuras 24 y 25). En las imágenes del atributo de envolvente de amplitud sísmica el BSR no presenta una amplitud sobresaliente. Es ésta una de las características que podrían indicar su naturaleza y su origen por diagénesis del ópalo biogénico.

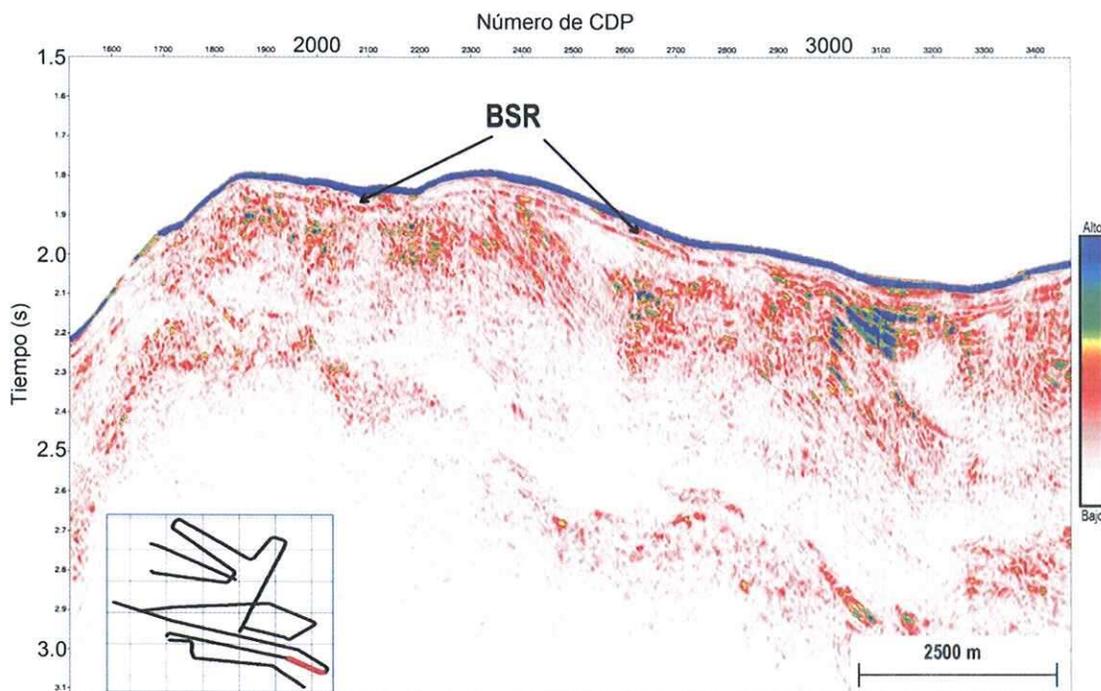


Figura 25.- Imagen del atributo de amplitud. Las amplitudes sísmicas del BSR están dentro del rango de las amplitudes sedimentarias y son menores a las amplitudes del fondo marino (ampliación del perfil 6).

V.2.1.2 Profundidad

La profundidad a la cual se encuentra un BSR está sujeta a una estrecha relación entre las condiciones de presión y temperatura. La profundidad a la cual se desarrolla la diagénesis generalmente puede ser mayor a la cual es estable el hidrato, pero no es una regla. Cuando la profundidad del fondo marino aumenta el BSR de diagénesis puede disminuir su profundidad respecto al fondo marino debido al aumento de la presión y temperatura. En contraste el BSR de hidrato tiende a profundizarse con respecto al fondo marino por ser más estable a mayor presión y resistir mayores temperaturas.

El BSR del Masivo Farallón tiende a mantenerse paralelo al fondo marino figura 26. La sección más clara de este BSR lo encontramos en un área con un cambio topográfico marcado donde el fondo marino se profundiza, este BSR no varía su profundidad con la profundización del fondo marino. La profundidad de enterramiento del reflector se mantiene aproximadamente en un rango de 60-70 m bajo el fondo marino y aproximadamente entre los 1600-1800 m de profundidad.

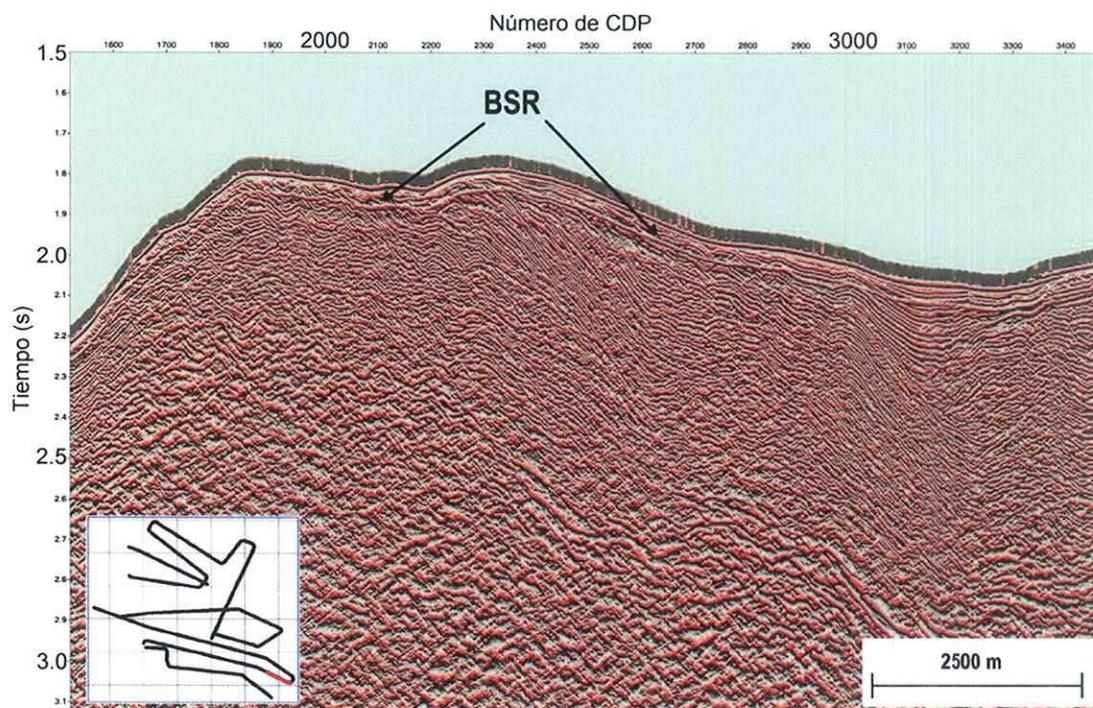


Figura 26. El BSR mantiene la misma profundidad, esta no varía lo suficiente como para ver algún efecto con respecto a la profundización del fondo marino. En los perfiles sísmicos 5 y 6 el BSR sigue el mismo comportamiento.

V.2.1.3 Polaridad

La característica sísmica más importante para inferir la naturaleza de un BSR es su polaridad con respecto al fondo marino. La polaridad puede ser igual o contraria a la del fondo marino dependiendo del tipo de BSR que se esté observando. El análisis de las secciones sísmicas, imágenes de fases y los registros de los CDP's de la sección migrada, permiten definir claramente que la fase sísmica del BSR presente en el Masivo Farallón mantiene una polaridad sísmica igual a la del fondo marino. Esta característica se mantiene en las dos secciones sísmicas donde se tiene presencia del BSR (figura 27).

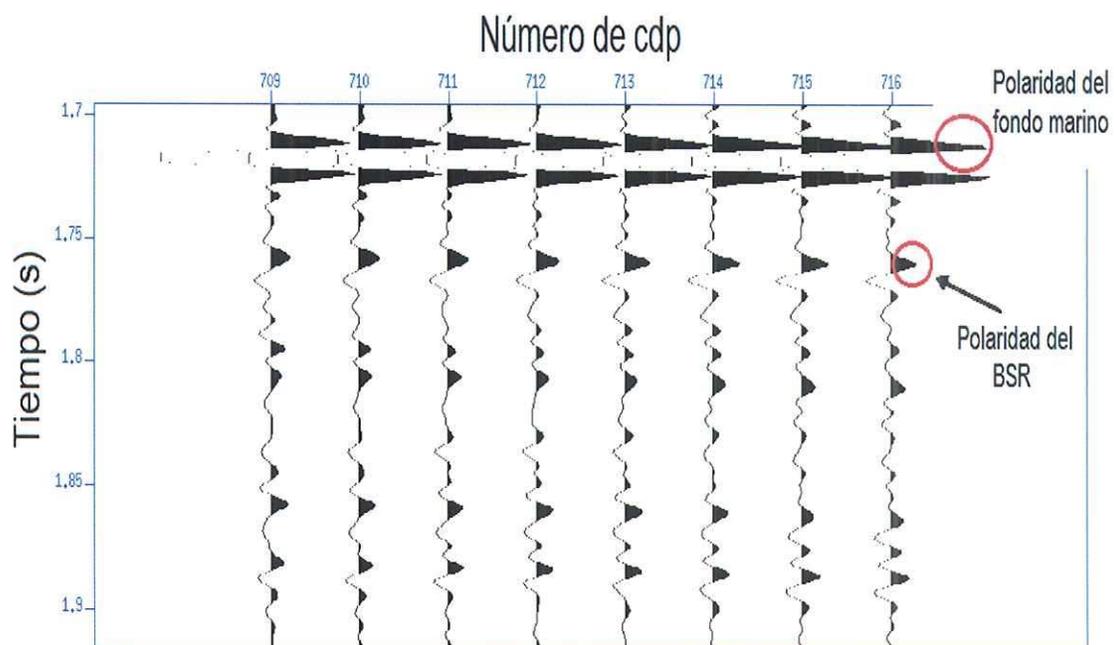


Figura 27.- El BSR en el Masivo Farallón mantiene la misma polaridad sísmica que el fondo marino.

V.2.2 Flujo de Calor en la cuenca Farallón

Un factor importante en la estimación de la naturaleza del BSR. Generalmente el hidrato de gas se reporta como no es estable por encima de los 23 °C y la diagénesis del ópalo tiene lugar en temperaturas por encima de los 30 °C, pero a nivel isotópico la diagénesis inicia su reacción a partir de un flujo de calor continuo y a temperaturas a partir de 18 °C.

Las condiciones de flujo de calor en la cuenca Farallón han sido reportadas como altas, correspondientes a una zona de rift. Lawver et al. (1973) reporta un alto flujo de calor similar al reportado por este mismo autor para la cuenca Guaymas y del Carmen. Se hicieron análisis de flujo de calor en 9 puntos de la cuenca Farallón como se muestra en la figura 28, los valores más altos no se ubican en la dorsal Farallón sino en puntos de medición muy cercanos situados al sureste de la dorsal y cercanos a la falla transforme Pescadero. El promedio de los valores de flujo de calor obtenidos están en un rango de 123 a 180 mW/m², sin embargo, se obtuvieron puntualmente valores mayores.

La tendencia obtenida del gradiente geotérmico calculado con los datos proporcionados en Lawver et al. (1973) figura 29 arrojan una temperatura promedio de entre 25 a 35°C a una profundidad de 70 m, a esta profundidad se estima que se encuentra el BSR.

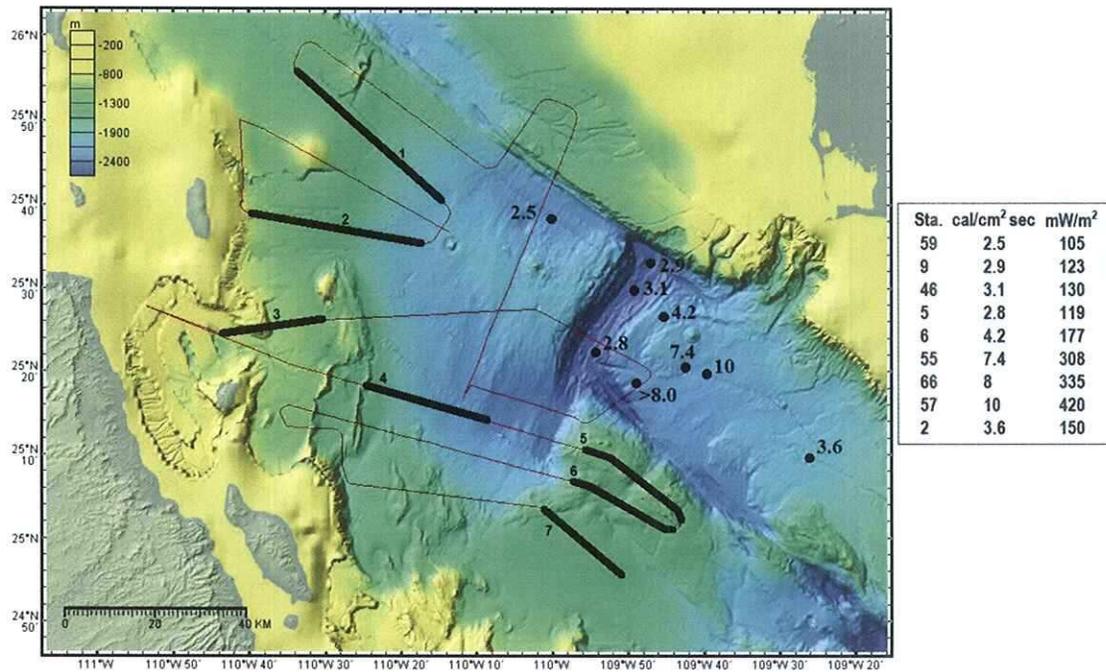


Figura 28.- Ubicación de las nueve estaciones de medición hechas por Lawver et al. (1973) y el valor calculado para cada estación.

Sobre el Masivo Farallón no se recabaron datos de flujo de calor pero parte de ellos fueron recabados en puntos cercanos a esta estructura. El Masivo Farallón se ubica en el punto de encuentro entre la dorsal de Farallón y la falla transforme Pescadero. A lo largo flanco Este y Noreste el Masivo Farallón está en contacto con la falla transforme Pescadero. Por estas razones se estima que el flujo de calor en esta zona específica está dentro del promedio calculado con los datos.

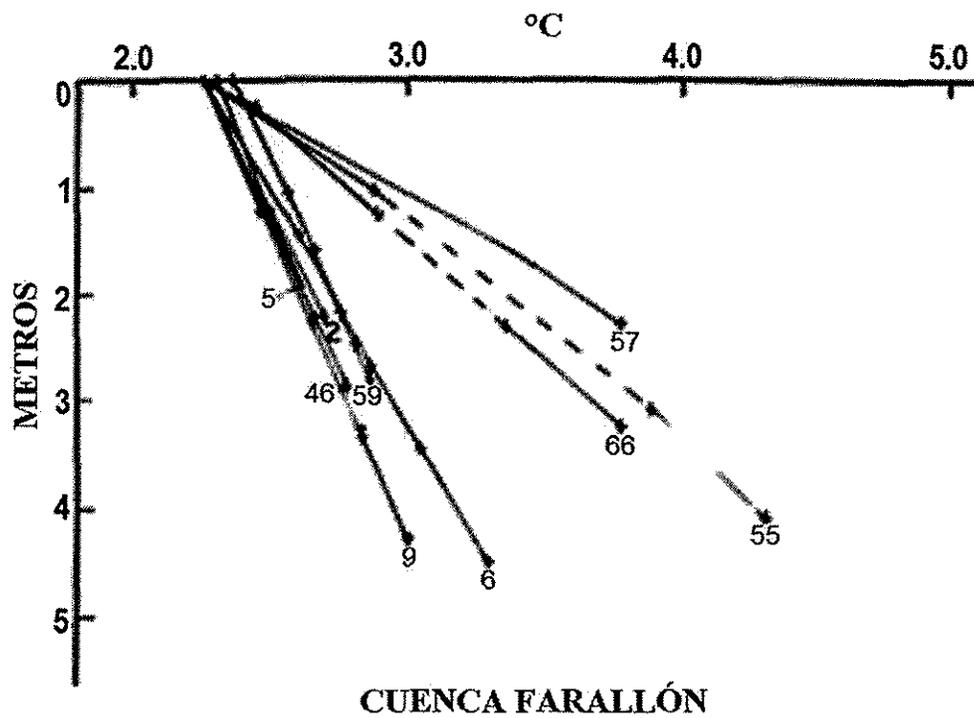


Figura 29.- Perfil de temperatura contra profundidad en la cuenca Farallón, tomado de Lawver et al. (1973). La escala vertical esta en metros bajo el fondo marino, los números bajo la curva corresponden a la estación.

Capítulo VI

VI Discusión y Conclusiones

VI.1 Evidencias Acústicas de la Presencia del Gas

A través del análisis de las secciones sísmicas de alta resolución se encontró en los perfiles 1, 2, 3, 4 y 7 la presencia de las anomalías acústicas conocidas como vacíos acústicos o áreas de supresión acústica.

Este tipo de anomalías que resultan en el blanqueamiento de la información sísmica se han relacionado con la presencia de gas atrapado entre los sedimentos marinos. La presencia de este gas atrapado altera las propiedades físicas de los sedimentos e induce efectos de dispersión de la energía acústica, lo que finalmente conlleva a la atenuación de gran parte de esta energía dando origen a un blanqueamiento o vacíos acústicos en los sedimentos subyacentes. Ocasionalmente la dispersión de la energía puede ser tan alta que se pierde totalmente la estructura sedimentaria inferior.

Es en la unidad inferior donde se han encontrado las áreas con blanqueamiento acústico, la deformación presente en estos estratos daría las condiciones idóneas para una mayor acumulación del gas. No obstante, no en todas las secciones sísmicas se encuentran evidencias de estos vacíos acústicos. En la unidad inferior, existen áreas donde a pesar de estar los sedimentos altamente deformados es posible registrar en los perfiles sísmicos la columna estratigráfica desde el fondo marino hasta el basamento acústico.

La unidad superior presenta una estratificación sana, la deformación que afectó a la unidad inferior no afectó la unidad superior. En esta unidad superior se presenta una alta reflectividad de la energía acústica, lo que las describe como capas consolidadas, la menor deformación presente en los sedimentos superiores los puede convertir en un sello efectivo que permite la acumulación del gas en la unidad inferior. Como la acumulación del gas está controlada por la efectividad del sello de la unidad superior, el sello pudiera estar conformado por depósitos fangosos homogéneos de la unidad superior con porosidad mínima que impiden la migración del gas hacia la superficie.

VI.2 El Reflector Simulador de Fondo (BSR)

Según su naturaleza existen dos tipos de BSR, el formado por la diagénesis del ópalo A (amorfo) a ópalo CT (cristalino) y el formado por la presencia de hidratos de gas. En ambos casos el BSR se forma por procesos que dependen de la profundidad, la presión y la temperatura. Son las características sísmicas ligadas a cada tipo de BSR a través de las cuales es posible estimar su naturaleza, cada característica por sí misma no basta para llegar a una conclusión pero el análisis de las más importantes permiten relacionarlas a un tipo de BSR.

La variación en la amplitud sísmica asociada a cada tipo de BSR no siempre puede ser utilizada para establecer su naturaleza ya que sus características pueden ser muy similares, la amplitud del BSR de diagénesis puede variar a razón del grado de cristalización. Las amplitudes sísmicas del BSR de la cuenca Farallón son menores en comparación a la amplitud del fondo marino y del basamento acústico y son comparables a las amplitudes de los estratos que lo rodean. Un

BSR de hidrato de gas tiene amplitudes mayores en comparación a las amplitudes observadas en el BSR de la cuenca Farallón.

La profundidad del fondo marino en el Masivo Farallón presenta una variación desde la cima del montículo a la base donde es mayor el espesor sedimentario, el BSR que se localiza en la cara sur del Masivo no aumenta su profundidad con la profundización del fondo marino y tiende a mantenerse paralelo hasta perderse entre el paquete sedimentario.

La polaridad es la característica sísmica con mayor peso para estimar la naturaleza del BSR. El cambio drástico de impedancia acústica en la base del hidrato origina un cambio en la polaridad del BSR, en la fase de la diagénesis la densidad aumenta y esto le permite generar una polaridad similar a la del fondo marino. El análisis de los registros de las secciones sísmicas que cruzan el BSR permiten concluir que la polaridad de la reflexión sísmica es positiva, es decir la polaridad del BSR en ambos perfiles es similar a la del fondo marino.

Los datos de flujo de calor reportados para la cuenca Farallón por Lawver et al. (1973) arrojan altas temperaturas en los sedimentos bajo el fondo marino. Se proyectaron estos datos para tener una estimación de la temperatura a una profundidad aproximada de 70 m a la cual se observa el BSR, la temperatura calculada a esta profundidad se mantienen entre 25 a 35 °C. Estas temperaturas están por encima del límite de estabilidad de los hidrato de gas y permanecen en el límite inferior en el cual se desarrolla la diagénesis.

El BSR presente en la cuenca Farallón no se encuentra asociado a las estructuras conocidas como chimeneas o *pockmarks*, estas estructuras en forma de cráteres se originan por el ascenso de fluidos hasta la superficie.

Es muy probable que el BSR que aparece en la cuenca Farallón sea de origen diagenético, las aguas del Golfo son muy productivas generándose grandes cantidades de fragmentos de diatomeas cuyos caparazones están constituidos por sílice que se acumularon en esta parte del Golfo. En las cuencas Guaymas, del Carmen y Pescadero sus sedimentos son ricos en material diagenético principalmente lodos con diatomeas (DSDP, 1978). El BSR se ubica en un nivel topográficamente más elevado por lo cual el aporte de los sedimentos terrígenos es menor en esta área con respecto a otras zonas de la cuenca Farallón. En las áreas donde se encontró el BSR predominarían los sedimentos marinos biogénicos, favoreciendo la diagénesis del ópalo (Figueroa, comunicación personal).

VI .3 Conclusiones

En la cuenca Farallón se infiere la presencia de gas entre los sedimentos a través de las evidencias sísmicas. El gas atrapado en los sedimentos bajo el fondo marino genera anomalías acústicas en los registros sísmicos, estas anomalías se conocen como vacíos acústicos o zonas de blanqueamiento debido a que en ellas se observa una pérdida drástica de la energía sísmica y por tal una pérdida de la información sismoestratigráfica. Las zonas con blanqueamiento acústico están principalmente asociadas con la unidad sedimentaria inferior, la cual presenta mayor deformación y control estratigráfico por las fallas.

El gas acumulado entre los estratos afecta su respuesta sísmica y la de los estratos inferiores originando los vacíos acústicos, estas anomalías relacionadas a la presencia de gas se encuentran en la unidad sedimentaria inferior. Los vacíos acústicos son más evidentes en áreas donde el espesor sedimentario es mayor pero no todos estos depocentros presentan vacíos acústicos, también se

encuentran en estratos con menor profundidad de enterramiento y en zona de fractura o fallas, pero siempre se encuentran por debajo de la unidad superior.

La condición para que el gas se acumule o escape a la superficie está sujeto a la presencia de una capa superior que funcione como un sello. La unidad sedimentaria superior no presenta mayor deformación por lo que brinda las condiciones idóneas de una unidad sello, las fallas principales no cruzan la estructura sedimentaria de las cuencas, estas fallas solo se encuentran ligadas al afloramiento del basamento acústico.

En el fondo marino no se observan evidencias del escape de gas. Se encontraron áreas donde la deformación de los sedimentos se aproxima al fondo marino como en la cuenca Sombrero, pero en los perfiles sísmicos con los que se cuenta en la cuenca Farallón no se encontró la evidencia del escape del gas a la superficie relacionado con la presencia de chimeneas o *pockmarks* en la superficie del fondo marino.

Las imágenes del atributo de amplitud en las secciones sísmicas con presencia de vacíos acústicos muestran una disminución abrupta de la energía acústica, esta disminución se atribuye a la presencia del gas acumulado entre el paquete sedimentario. Las fases sísmicas que son un atributo no afectado por la disminución de las amplitudes permiten distinguir la estratificación sedimentaria y la continuidad lateral de los estratos que fueron atenuados por los vacíos acústicos.

El reflector de gran amplitud conocido como BSR reconocido en la cuenca Farallón ha sido delimitado solo al Masivo Farallón.

Las características sísmicas que este BSR presenta y las condiciones de flujo de calor de la zona se inclinan más hacia la formación de un reflector originado por la

transformación diagenética del ópalo A (amorfo) a ópalo CT (cristalino). Las amplitudes de reflexión son significativamente menores en comparación a las amplitudes del fondo marino y son comparables a las amplitudes de la estructura sedimentaria que lo rodea. Su profundidad no representa ninguna variación a medida que el fondo marino se profundiza y su posición con respecto al fondo marino tampoco varía. La polaridad del BSR es similar a la polaridad del fondo marino, esta característica es muy importante, puesto que un BSR con naturaleza en el hidrato de gas presentaría una polaridad negativa.

Finalmente, los datos de flujo de calor para la cuenca Farallón arrojan temperaturas de entre 25 a 35 °C para una profundidad del BSR a 70 m aproximadamente. Estas temperaturas están por encima del límite de estabilidad reportado para los hidratos de gas, pero pueden ser temperaturas que permiten la transformación de la diagénesis del ópalo amorfo a su fase cristalina.

Aunque el BSR está situado en la posición adecuada según la profundidad del fondo marino para constituir la base de hidratos de gas, pues aparece a una distancia aproximada de 60-70 m, entre los 1700-1800 m de profundidad, no se encuentra asociado a la existencia de chimeneas y *pockmarks*. Por otro lado, se conoce la existencia de grandes espesores de sedimentos ricos en diatomeas tanto al norte como al sur de la cuenca Farallón.

Se concluye que el BSR identificado en los perfiles sísmicos 5 y 6 ubicados sobre el Masivo Farallón tiene un origen diagenético, su formación se debe a la transformación de ópalo A en ópalo CT.

Bibliografía

- Alonso Zarza, A.M. 2010. Petrología sedimentaria. Notas de teoría. 10. Las rocas silíceas. REDUCA (Geología). Serie Petrología Sedimentaria, 2 (3): 113-116.
- Andreassen, K., P.E. Hart and Grantz, A. 1995. Seismic studies of a bottom simulating reflection related to gas hydrate beneath the continental margin of the Beaufort Sea. *Journal of Geophysical Research*, 100: 12659–12673.
- Anne M.T., Debra S.S., Cindy D.B., Johanna C., Robert A.D., Shana K.G., Susan M.P., and Karen A.S. 2003. Seismic and seafloor evidence for free gas, gas hydrates, and fluid seeps on the transform margin offshore Cape Mendocino. *Journal of Geophysical Research*, 108 (B5): 2263.
- Aragón Arreola, M. and Martín Barajas, A. 2007. Westward migration of extension in the northern Gulf of California, México. *Geology*, 35 (6): 571-574.
- Aragón Arreola, M. 2006. Structural evolution of basins in the Northern and Central Gulf of California. Implications for rift kinematics and strain accommodation. Tesis de Doctorado. CICESE. Ensenada Baja California Mexico.
- Baltzer, A., Tessier, B., Nouzé, H., Bates, R., Moore, C. and Menier, D. 2005. Seistec Seismic Profiles: A Tool to Differentiate Gas Signatures. *Marine Geophysical Researches*, 26 (2-4): 235-245.
- Berndt, C., Bunz, S., Clayton, T., Mienert, J. and Saunders, M. 2004. Seismic character of bottom simulating reflectors: examples from the mid-Norwegian margin. *Marine and Petroleum Geology*, 21: 723-733.
- Birchwood, R., Dai, J., Shelander, D., Boswell, R., Collett, T., Cook, A., Dallimore, S., Fujii, K., Imasato, Y., Fukuhara, M., Kusaka, K., Murray, D. and Saeki, T. 2010. Developments in Gas Hydrates. *Oilfield Review*, 22 (1): 18–33.
- Chaika, C. and Dvorkin, J. 2000. Porosity reduction during diagenesis of diatomaceous rocks. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 84 (8): 1173-1184.
- Chopra, S., and Marfurt, K. J. 2005. Seismic attributes - a historical perspective: *Geophysics*, 70 (5): 3-28.
- Chopra, S., Castagna, J. P. and Portniaguine, O. 2006. Seismic resolution and thin-bed reflectivity inversion. *CSEG Recorder*, January, p. 19-25.
- Chen, Q., and Sidney, S. 1997. Seismic attribute technology for reservoir forecasting and monitoring: *The Leading Edge*, 16 (5): 445-456.

Cohen, J. K., and Stockwell, Jr. J.W., 2010, SWP/SU: Seismic Unix Release 42: a free package for seismic research and processing, Centre for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.

Cohen, L. 1995. Time-Frequency Analysis, Prentice-Hall Signal Processing Series, Prentice-Hall, Upper Saddle River.

Collett, T.S., R. Lewis y U. Takashi. 2000. El creciente interés en los hidratos de gas. *Oilfield Review*. 12: 46-61.

Deep Sea Drilling Project (DSDP), Initial Reports, 1978-1979, v. LXIV, part 2.

Einsele, G. 1985. Basaltic sill-sediment complexes in young spreading centers: Genesis and significance. *Geology*, 13 (4): 249-252.

Ergun, M., Dondurur, D. and Çifçi, G. 2002. Acoustic evidence for shallow gas accumulations in the sediments of the Eastern Black Sea. *Terra Nova*, 14: 313-320.

Ercilla, G., Baraza, J. 1996. Evidencias de gas en sedimentos del talud del Golfo de Cádiz, *Geogaceta*, 20 (1): 180-182.

Fenby, S.S. and Gastil R.G. 1991. Geologic-Tectonic Map of the Gulf of California and surrounding Areas. En: *The Gulf Peninsular Provinces of the Californias*: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 47: 371-376.

Fletcher, J., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O. and Gehrels, E. 2007. Ridge trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas. *Geological Society of America Bulletin* 119 (11): 1313-1336.

Gans, P.B. 1997. Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico, *Tectonics*, 16 (3): 388-408.

García-Gil S., García, G.A. y Vilas F. 2002. Identificación sísmico-acústica de las diferentes formas de aparición de gas en la Ría de Vigo (NO de España), *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12 (2): 301-307.

Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Séranne, M., Levache, D. and Sermondadaz, G. 2006. Isolated seafloor pockmarks linked to BSRs, fluid chimneys, polygonal faults and stacked Oligocene–Miocene turbiditic palaeochannels in the Lower Congo Basin. *Marine Geology*, 226: 25– 40.

González Escobar, M., Aguilar Campos, C., Suárez Vidal, F., y Martín Barajas, A. 2009. Geometry of the Wagner basin, upper Gulf of California based on seismic reflections. *International Geology Review*, 51 (2): 133-144.

Gonzalez Escobar, M., Suarez Vidal F. y Hernández Pérez J.A. 2010. Seismic reflection-based evidence of a transfer zone between the Wagner and Consag basins: implications for defining the structural geometry of the northern Gulf of California. *Geo-Marine Letters*. 30: 575-584.

González Fernández, A., Dañobeitia, J.J., Delgado-Argote, L.A., Michaud, L., Córdoba, D., and Bartolomé, R., 2005, Mode of extension and rifting history of upper Tiburón and upper Delfin basins, northern Gulf of California, *Journal of Geophysical Research*, 110: 1-17.

González Pacheco E. 2002. Hidratos de Gas, *Ciencia y Tecnología, Revista de Marina*, núm. 2 y 3, Chile.

Hardage, B. 2010. Instantaneous Seismic Attributes Calculated by the Hilbert Transform. *AAPG Explorer*, 31 (6): 34.

Hovland, M., Heggland, R., De Vries, M.H. and Tjelta, T.I. 2010. Unit-pockmarks and their potential significance for predicting fluid flow. *Marine and Petroleum Geology*, 27 (6): 1190-1199.

Hyndman, R.D. and S.R. Dallimore. 2001. Natural gas hydrate studies in Canada. *Canadian Society of Exploration Geophysicists (CSEG), Recorder*. 26: 11-20.

Jones, J.B. and Segnit, E.R. 1971. The nature of Opal I. Nomenclature and constituent phase. *Journal of the Geological Society of Australia*, 18 (1): 57-68.

Kluenser, J., and Lonsdale, P. 2009. Geologic and Hydrologic Role of Sill Intrusion and Delineation of the Oceanic Crustal Boundary in the Central Gulf of California. *MARGINS, Rupturing Continental Lithosphere Workshop: Synthesis and New Perspectives*. Charleston, SC, April 30-May 2.

Kim, D.C., Lee, G.H., Seo, Y.K., and Kim, G.Y. 2004. Distribution and Acoustic Characteristics of Shallow Gas in the Korea Strait Shelf Mud off SE Korea. *Marine Georesources and Geotechnology*, 22: 21-31,

Kvenvolden, K. A and Lorenson, T.D. 2001. The Global occurrence of natural gas hydrate, in: *Natural Gas Hydrates: Occurrence, and Detection Geophysical Monograph 124*, American Geophysical Union.

Kvenvolden, K.A. 1993. Gas Hydrates Geological Perspective and Global Change. *American Geophysical Union. Review of Geophysics*, 31 (2): 173-187.

Lawver L.A., Sclater J.G., Henyey T.L. and Rogers J. 1973. Heat flow measurements in the southern portion of the Gulf of California. *Earth and Planetary Science Letters*, 19 (2): 198-208.

- Liner, C. 2004. Elements of 3D seismology. Segunda edición, Editorial Pennwell, p.600-6008.
- Lizarralde, D., Axen, G., Brown, H., Fletcher, J., González-Fernández, A., Harding, A., Holbrook, W., Kent, G., Paramo, P., Sutherland, F. and Umhoefer, P. 2007, Variation in styles of rifting in the Gulf of California: *Nature*, 448: 466-469.
- Lonsdale, P. 1985. A Transform Margin Rich in Hydrocarbons, Gulf of California. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 69 (7): 1160-1180.
- Lonsdale, P. 1989. Geology and tectonic history of the Gulf of California. En: Winterer, D. and Hussong, M. (eds.). *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii. The Geology of North America Geological Society of America, Boulder*, Chapter 26: 499-521.
- Meadows, D. and Davies, R.J. 2007. Morphological development of basin-scale silica diagenetic fronts revealed with 2-D seismic reflection data: offshore Sakhalin, Russian Far East *Journal of the Geological Society*, 164 (6): 1193-1206.
- Miller, R.D., Anderson N.L., Feldman H.R. and Franseen E.V. 1995. Vertical resolution of a seismic survey in stratigraphic sequences less than 100 m deep in southeastern of Kansas. *Geophysics*, 60: 423-430.
- Missiaen, T., S. Murphy, L. Loncke, and J.-P. Henriët. 2002. Very high-resolution seismic mapping of shallow gas in the Belgian coastal zone. *Continental Shelf Research* 22: 2291–2301.
- Nagy, E. A. and Stock, J. M. 2000. Structural controls on the continent-ocean transition in the northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 105 (B7): 251-269.
- Neagu, R.C., Cartwright, J. and Davies, R. 2010. Measurement of diagenetic compaction strain from quantitative analysis of fault plane dip. *Journal of Structural Geology*, 27: 2141-2155.
- Nourse, A. J., and Yerson, H. T. 1994. Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico. *Tectonics*, 13 (5): 1161-1182.
- Nouzé, H., Cosquer, E., Collot, J., Foucher, J.P., Klingelhoefer, F., Lafoy, Y. and Geli, L. 2009. Geophysical characterization of bottom simulating reflectors in the Fairway Basin (off New Caledonia, Southwest Pacific), based on high resolution seismic profiles and heat flow data. *Marine Geology*, 266 (1-4): 80-90.
- Pérez-Tinajero, C. I. 2007. Sismología de reflexión en el desierto de Altar, Sonora, Tesis de Maestría en Ciencias. CICESE. Ensenada Baja California Mexico.
-

Persaud, P., Stock, J.M., Steckler, M.S., Martín-Barajas, A., Diebold, J.B., González-Fernández, A. and Mountain, G.S. 2003. Active deformation and shallow structure of the Wagner, Consag, and Delfin Basins, northern Gulf of California, Mexico, *Journal of Geophysical Research*, 108 (B7): 1-4.

Piñero-Lajas, D. 2008. Sísmica de reflexión y fechamiento ^{40}Ar - ^{39}Ar del basamento continental en el margen oeste de la Cuenca Farallón (sur del Golfo de California, México). Tesis de Maestría en Ciencias. CICESE. Ensenada Baja California Mexico.

Rocchi, S., Mazzotti, A., Marroni, M., Pandolfi, L., Constantini, P., Bertozzi, G., di Biase, D., Federici, F. and Goumbo Lo, P. 2007. Detection of Miocene sauced-shaped sills (offshore Senegal) via integrated of seismic, magnetic and gravity data: *Terra Nova*, 19: 232-239.

Rodrigo-Ramírez, C. R. 2007. Variabilidad del reflector simulador del fondo (BSR) y su relación con las estructuras tectónicas en el margen convergente de Chile entre los 37° y 40° S. Tesis de Doctorado en Ciencias. CICESE.

Schlumberger. Oilfield Glossary. 2011. (<http://www.slb.com/resources.aspx>).

Sheriff, R.E., and Geldart, L.P. 1995. *Exploration seismology*. Cambridge University Press, 1995.

Sheriff, R.E. 2002. *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*. 4 Edition. Society of Exploration Geophysicists.

Sloan, E. D. 1990. *Clathrate hydrates of natural gases*, Marcel Bekker Inc., New York. 1-641.

Stock, J.M. and Hodges, K.V. 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate, *Tectonics*, 8: 99-115.

Taner, T. 2001. *Seismic Attributes*. Rock Solid Image, CSEG Recorder, Houston, U.S.A. 48-56.

Taner, M.T., and Sheriff, R.E. 1977. Application of Amplitude, Frequency, and Other Attributes to Atrigraphic and Hydrocarbon Determination. AAPG Memoir 26, *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*, 301-327.

Taylor, D.I. 1992. Nearshore shallow gas around the UK coast. *Continental Shelf Research*, 12: 1135–1144.

Weschenfelder, J., Correa, C.S., Aliotta, S., Pereira, C., and Vasconcellos, V. 2006. Shallow gas accumulation in sediments of the Patos Lagoon, Southern Brazil, *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 78 (3): 607-614.

Widess, M. B. 1973. How thin is a thin bed, *Geophysics*, 38: 1176-1254.

Yilmaz Oz. 2001. *Seismic Data Analysis Volume I and II. Investigations in Geophysics*
No. 10. Society of Exploration Geophysicists.