TESIS DEFENDIDA POR

José Antonio Hernández Pérez

Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

Dr. Mario González Escobar
Director del Comité

Dr. Enrique Gómez Treviño
Miembro del Comité

Dr. Luís Alonso Gallardo Delgado
Miembro del Comité

Dr. Jesús Arturo Martín Barajas
Miembro del Comité

Dr. Jorge Torres Rodríguez
Miembro del Comité

Dr. Thomas Gunter Kretzschmar
Coordinador del programa de posgrado en Ciencias de la Tierra

Dr. David Hilario Covarrubias Rosales
Director de la Dirección de Estudios de Posgrado

6 de junio del 2008

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS EN CIENCIAS DE LA TIERRA

ESTRUCTURA Y ESTRATIGRÁFIA EN LAS CUENCAS WAGNER Y CONSAG, GOLFO DE CALIFORNIA, A PARTIR DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN

TESIS

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

Presenta:

JOSÉ ANTONIO HERNÁNDEZ PÉREZ

Ensenada, Baja California, México, Junio del 2008.

RESUMEN de la tesis de **JÓSE ANTONIO HERNÁNDEZ PÉREZ,** presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en CIENCIAS DE LA TIERRA. Ensenada, Baja California. Junio de 2008.

ESTRUCTURA Y ESTRATIGRAFIA EN LAS CUENCAS WAGNER Y CONSAG, GOLFO DE CALIFORNIA, A PARTIR DE SISMICA DE REFLEXION.

Resumen aprobado por:

_____

Dr. Mario González Escobar
Director de Tesis

Se procesaron e interpretaron 415 km de líneas sísmicas de reflexión 2D multicanal, con el objetivo de completar la base de datos sísmicos de PEMEX y estudiar rasgos estructurales y sismoestratigráficos en el norte del Golfo de California. La región comprende la zona de transición entre las cuencas Wagner y Consag. La configuración general de las cuencas esta controlada por 4 principales fallas, siendo éstas; Percebo, Santa María, Wagner Sur y Consag Sur, así como un alto estructural que divide a los dos depocentros. Encontramos que las cuencas Wagner y Consag están delimitadas por las fallas Wagner Sur al este y Consag Sur al oeste, respectivamente. La falla Percebo bordea el margen oeste del depocentro moderno de la cuenca Wagner con un rumbo de $N10^0W$ y echado promedio de $\sim 40^0$ al noreste. La falla Santa María se encuentra en el centro del depocentro de la cuenca Wagner con orientación $N19^0W$ y buzamiento de $\sim 40^0$ al oeste. La falla Consag Sur tiene una dirección $N14^0W$, con echado de $\sim 42^0$ al este y una longitud de 21 km. Finalmente, la falla Wagner Sur es la principal estructura al oriente del área de estudio, siendo casi paralela a la falla Consag Sur con una longitud de ~86 km y dirección $N10^0W$, con un promedio de echado de 59^0 al este.

El alto estructural observado delimita la parte norte de la cuenca Consag, con el sur de la cuenca Wagner. En este sector no se observa la presencia de basamento acústico y/o cuerpo intrusivo lo cual es consistente con los reportes de gravimetría y magnetometría que se tiene del área. Este alto estructural esta formado por un arreglo de fallas de orientación NNE con caída vertical de pocas decenas de metros y se considera como una zona de transferencia que conecta las zonas escalonadas de extensión que forman la cuenca Wagner y la cuenca Consag. Mientras que el cierre sur de la cuenca Consag tiende a interceptarse con las fallas de rumbo NE de la cuenca Delfín Superior. Los tres horizontes sismoestratigráficos interpretados se observan en la mayor parte de la región de estudio, resaltando el alto estructural en la frontera entre ambas cuencas. Los sedimentos en los flancos del alto estructural están cortados por fallas mayores marcadas con caídas opuestas seguidos de unos fuertes reflectores dentro de las cuencas. La cuenca Consag es más somera y estrecha, siendo ~2.5 veces más pequeña que la cuenca Wagner y posiblemente acomoda parte de la cizalla lateral derecha del límite de placas.

Palabras Clave: Sísmica de Reflexión 2D multicanal, Golfo de California, Cuencas Wagner y Consag.

ABSTRACT of the thesis of **JÓSE ANTONIO HERNÁNDEZ PÉREZ,** presented as a partial requirement to obtain the **MASTER IN SCIENCE** degree in EARTH SCIENCES. Ensenada, Baja California, México. June 2008.

STRUCTURE AND STATIGRAPHY IN THE WAGNER AND CONSAG BASINS, GULF OF CALIFORNIA, FROM SEISMIC REFLECTION

Seismic lines of multi-channel 2D reflection with a longitude of 415 km were processed and interpreted, with the objective to study structural and seismostratigraphy characteristics in the north of the Gulf of California. The region includes the zone of transition between Wagner and Consag basins. The general configuration of the basins is controlled by 4 major faults, being these; Percebo, Santa Maria, Wagner Sur and Consag Sur, as well as a structural high that divides to both depocenters. We found that the Wagner and Consag basins are delimited by the faults Wagner Sur to the east and Consag Sur to the west, respectively. The Percebo fault borders the margin west of depocenter modern of the Wagner basin with strike of $N10^0W$ and dip average of $\sim 40^0$ to the northeast. The Santa Maria fault is in center of the depocenter of the Wagner basin with an orientation of $N19^0W$ and dip of $\sim 40^0$ to the west. The Consag Sur fault has a direction $N14^0W$, with dip of $\sim 42^0$ to the east with a length of 21 km. Finally, the Wagner Sur fault is the major structure to the orient of the study area, being almost parallel to Consag Sur fault with a length of ~86 km and direction $N10^0W$, with average of dip of 59^0 to the east.

The structural high observed delimits the north part of the Consag basin, with the south of the Wagner basin. In this sector it is not observed the presence of acoustic basement and/or intrusive body which is consistent with the reports of gravimetry and magnetometry for this area. This structural high this formed for an arrangement of faults of orientation NNE with vertical drop of little tens of meters and it is considered like a zone of transference that switching on the zones staggered of extension that they form Wagner and Consag basins. While the close south of the Consag basin tending to intercepting with the faults of direction NE of the Delfín Superior basin. The three interpreted seismostratigraphy horizons are most of observed in the study region, showing a structural high in the border between both basins. The sediments in flanks of the structural high are cut by noticeable major faults with opposite falls followed of some strong reflectors within the basins. The Consag basin is more shallow and narrow; being ~2.5 times smaller than the Wagner basin and possibly it accommodates part of the right lateral shear of the limit of plates.

Keywords: Seismic Reflection 2D multichannel Gulf of California, Wagner and Consag basins.

Dedicatorias

A mis padres a quienes les debo todo lo que soy,
por enseñarme a luchar y ver siempre hacia delante,
por su gran corazón y por su apoyo incondicional en este sueño,
pero sobre todo por enseñarme a ser responsable,
gracias a ustedes he llegado a ser quien soy ahora.

A mis hermanas, por su gran
cariño y apoyo.

Agradecimientos

Quiero agradecer a diferentes instituciones por la ayuda que me otorgaron, principalmente al CONACYT por proporcionarme la beca para realizar mi estudio de maestría. Así como a Petróleos Mexicanos por proporcionar los datos que hicieron posible este trabajo y a Halliburton Drilling Evaluation & Digital Solutions de México por permitirme utilizar sus programas de procesado e interpretación de datos sísmicos gracias al Grant Universitario con CICESE. Al CICESE por permitirme incrementar el conocimiento.

A mi director de tesis Dr. Mario González Escobar por haberme invitado a participar en su proyecto, por todo el apoyo recibido durante y terminación de este trabajo.

A mis sinodales, Dr. Jesús Arturo Martín Barajas, Dr. Luís Alonso Gallardo Delgado, Dr. Enrique Gómez Treviño y al Dr. Jorge Torres Rodríguez por apoyarme y brindarme sus valiosas recomendaciones y sugerencias en el manuscrito de la tesis.

A Sergio Arregui por el apoyo técnico durante toda el la realización de mí trabajo y su ayuda para resolver los problemas de cómputo.

A todos los maestros de la División de Ciencias de la Tierra que me dieron clases: Dr. Antonio González Fernández, Dr. Marco Antonio Pérez, Dr. José Romo Jones, Dr. Carlos Flores, Dr. Rogelio Vázquez, Dra. Margarita López, Dr. Francisco Esparza.

A todos mis inolvidables compañeros y amigos de clase, de fiesta: Carlos Iván Pérez Tinajero, Cesar Aguilar Campos, Juan Carlos Cerda, Almendra, Adriana Miranda, Doris Piñero Lajas, Ena Gámez, Aidé, Emilia Fregozo, Teresita Moraila, Rosalba Contreras, Miriam Placencia, Ana Islas, Xochithl, Billy, Eduardo, Paula García, Neptalí Requena, Víctor Márquez, Violeta Luján, Olga Sarychikhina, José Mojarro, Yleana Martínez, Felipe Escalona, Don Alfredo, Juliana Estrada, Gina Villalobos, Tomás Peña, Mónica Zegarra, Ricardo Carpio y su esposa Selena Lino, Uriel Pamplona, Ramiro Tapia.

Además quiero hacer un reconocimiento al personal del departamento de Ciencias de la Tierra por el buen trato y el soporte de Martha Barrera, Lupita Martínez, Conchita, Humberto Benítez, José Mojarro.

CONTENIDO

Página

Resumen español…….. i

Resumen ingles……. ii

Dedicatorias…….. iii

Agradecimientos……... iv

Contenido…….. v

Lista de Figuras…… vii

Lista de Tablas……. xv

Lista de Ecuaciones…….. xv

Capítulo I. Introducción…….. 1
I.1 Marco Tectónico Regional……..... 2
I.2 Estudios Geofísicos Previos en el Norte de Golfo de California…… 6
I.3 Delta del Río Colorado …….. 11
I.4 Cuenca Wagner…….. 12
I.5 Cuenca Consag……..... 13
I.6 Objetivos y Metas……... 14

Capítulo II. Metodología……..... 15
II.1 Métodos Sísmicos de Exploración……..... 15
II.1.1 Método de Reflexión Sísmica……. 16
II.2 Adquisición de Datos Sísmicos……..... 17
II.3 Procesamiento de Datos Sísmicos…… 21
II.3.1 Procesamiento Pre-Apilamiento (*Pre-Stack*)…….. 23
II.3.1.1 Cintas de Campo…… 23
II.3.1.2 Asignación de Geometría……... 23
II.3.1.3 Edición de Registros……... 24
II.3.1.4 Filtrado de Frecuencias…….. 27
II.3.1.5 Filtrado *f-k* (frecuencia número de onda)……... 29
II.3.1.6 Corrección por Divergencia Esférica……..... 31
II.3.1.7 Deconvolución…… 31
II.3.2 Procesamiento de Apilamiento (*Stack*)……... 34
II.3.2.1 Ordenar trazas por CDP……. 34
II.3.2.2 Análisis de Velocidad……. 35

CONTENIDO (continuación)

Página

II.3.2.3 Corrección por NMO…….. 37
II.3.2.4 Apilamiento (Stack)..... 39
II.3.3 Procesamiento Post-Apilamiento (*Post-Stack*)……... 40
II.3.3.1 Corrección de Amplitudes: Divergencia Esférica y Ganancia (AGC)…….. 40
II.3.3.2 Filtro Variable en Tiempo…..…… 41
II.3.3.3 Migración en Tiempo…….. 41
II.4 Interpretación de Datos Sísmicos……..……... 43
II.4.1 Estratigrafía……..... 44
II.4.2 Estructura……. 49

Capítulo III. Resultados…….. 51
III.1 Análisis de Secciones Sísmicas…… 51
III.1.1 Seccione Sísmicas NW-SE…… 53
III.1.2 Seccione Sísmicas SW-NE…… 60
III.2 Fallas y Horizontes……... 66
III.2.1 Fallas…….. 66
III.2.2 Horizontes…….. 69
III.3 Interpretación……... 71
III.3.1 Interpretación de Estructuras Principales…..…… 71
III.3.2 Interpretación de Horizontes…….. 74
III.3.3 Geometría Cuencas Wagner y Consag……... 80

Capítulo IV. Discusiones y Conclusiones……... 82
IV.1 Marco Tectónico en el Norte del Golfo de California……. 82
IV.2 Estructura de las Cuencas Wagner y Consag……..... 84
IV.3 Modelo Tectónico de la Región…..…… 87

Referencias…….... 93

LISTA DE FIGURAS

Figura		**Página**
1	Mapa estructural del Golfo de California. Se muestra el área de estudio (rectángulo negro) y el sistema de fallas (líneas rojas) en la Provincia Extensional del Golfo y sureste de la Provincia de Cuencas y Cordilleras (Basin and Range). Las principales estructuras en el Norte del Golfo son; Cuencas Wagner y Consag; FCP = Falla Cerro Prieto; EPG = Escarpe Principal del Golfo. E = Ensenada, CSL=Cabo San Lucas, PVT=Puerto Vallarta (Tomada y modificada de Aguilar, 2007)……	3
2	Evolución tectónica del Golfo de California (modificada de Stock y Lee, 1994)…….....	4
3	Mapa de la región norte del Golfo de California, mostrando fallas, cuencas y conos volcánicos identificados a partir de la interpretación de las líneas sísmicas de Ulloa 99 (Persaud et al., 2003). Líneas negras con pequeños trazos perpendiculares representan fallas, contornos batimétricos cada 50 m (línea gris delgada), las principales cuencas fueron determinadas con isopacas de 150 m (áreas grises). Flechas indican el movimiento relativo de las placas Pacifico-Norteamérica (Tomada de Persaud et al., 2003)……...	6
4	Síntesis estructural regional del Norte del Golfo de California realizada por Aragón-Arreola (2007) con base en la interpretación sísmica de los datos de PEMEX. El recuadro negro es el área de esta tesis. Las áreas en gris corresponden a depocentros de las cuencas activas Wagner, Consag, Delfín Superior y Delfín Inferior interpretadas por Persaud et al. (2003)…….	9

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
5	Principales estructuras interpretadas en el norte del Golfo de California a partir de líneas sísmicas de PEMEX por Aguilar-Campos, (2007) y Aragón-Arreola, (2007) y en el desierto de Altar (Pérez-Tinajero, 2007). RC=Roca Consag y zona gris representa el área de influencia de dicha intrusión volcánica. Lo achurado indica el sentido y magnitud de caída de la falla. Líneas rectas blancas en el desierto de Altar corresponden a las secciones sísmicas procesadas e interpretadas por Pérez-Tinajero, (2007). Algunas estructuras no se les han asignado nombre (figura tomada de Aguilar-Campos, 2007)……	10
6	Esquema de la adquisición de datos sísmicos marinos 2-D. Comúnmente, la fuente de energía son cañones de aire y los receptores (hidrófonos) se encuentran alineados en un tendido lateral en el interior de un cable de registro (“streamer”). En este sistema los cañones de aire producen ondas acústicas las cuales se reflejan en el subsuelo y son registrados en los receptores……..…	17
7	Líneas sísmicas del prospecto San Felipe–Tiburón. Las líneas procesadas en este trabajo son las líneas de color negro. Las líneas blancas fueron analizadas en estudios previos (Aragón-Arreola, 2006; González *et al*., 2006). Líneas en amarillas y anaranjadas, fueron analizadas por Aguilar, C. (2007) y Pérez-Tinajero (2007), respectivamente…….	20
8	Secuencia básica del procesamiento de datos sísmicos de reflexión 2-D Multicanal (Sheriff y Geldart, 1995; Yilmaz, 2001)…….	22
9	Registros sísmicos de campo: a) antes y b) después de la edición, para eliminar el ruido y señal antes de los primeros arribos.....	25
10	Registros sísmicos de campo: a) antes y b) después de la edición, Borrado Directo……	26

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		**Página**
11	Análisis del contenido de frecuencia: (a) Registro de campo en el dominio del tiempo. (b) Espectro de potencia del registro del campo. El mayor contenido de energía se encuentra entre los 10-120 Hz……..	28
12	(a) Registro sísmico de campo después de aplicar el filtro pasa-banda mostrado. (b) espectro de potencia mostrando el filtro pasa-banda tipo Orsmby 8-10-120-125…….	28
13	Análisis de frecuencias espaciales. (a) Registro de campo. (b) Espectro en el dominio del *f-k*……..	30
14	Análisis de frecuencias Espaciales. (a) Registro de campo filtrado por frecuencia y numero de onda. (b) Espectro en el dominio del *f-k* filtrado, el fenómeno de aliasing ha sido atenuado……	30
15	Objetivos de la deconvolución. Al sismograma que se obtiene de campo se le aplica la deconvolución, esta nos da como resultado unos picos. Estos picos representan las interfases del subsuelo…...	32
16	Registros de campo: (a) antes y (b) después de aplicar la deconvolución. Cabe destacar que estos registros ya tienen aplicado la divergencia esférica y el filtro *f-k*. Se observan las reflexiones que están comprimidas y las reverberaciones atenuadas……...	33
17	a) Apilamiento de trazas de un grupo de CDP's. Trazas de varios pares fuente-receptor en diferente offset de un punto de reflejo común en profundidad, que son colectados de un grupo de CDP. b) El grupo de trazas son mostradas en coordenadas de tiempo vs. Offset, en la cual la forma de la llegada de reflexión desde el reflector define una hipérbola, la llegada de estas es por turnos dentro de la alineación usando una velocidad de apilamiento, o de la relación de offset vs. tiempo. c) Todas las trazas son sumadas o apiladas, para crear una sola traza con una mejor relación señal/ruido…….	34

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		**Página**
18	Análisis de Velocidad. a) Método de espectro de semblanza, los colores en tonos de color rojo muestran zonas de semblanza alta. b) Registros de CDP's a corregir. c) Corrección por NMO. d) Método de velocidad constante…….	37
19	Corrección por NMO. a) Conjunto de trazas correspondientes a dos registros con los eventos hiperbólicos ocasionados por el retraso por el efecto de *offset* diferente a cero. b) Mismo conjunto de trazas después de ser corregidas por NMO, para remover las hipérbolas y corregir el *offset* cero……..……..	38
20	Apilamiento de CDP's. Sección sísmica que muestra rasgos estructurales del subsuelo. La escala vertical está dada en tiempo doble (ms)…….……	39
21	Secciones sísmicas con el proceso post-apilamiento: divergencia esférica, ganancia y filtro variante en tiempo. a) antes y b) después de aplicar la migración……..	42
22	Clasificación de terminación de capas observadas en secciones sísmicas. Las terminaciones estratigráficas son los componentes fundamentales de la sísmica estratigráfica utilizando datos de sísmica 2D (Liner 2004)……...	45
23	Terminología propuesta para las terminaciones de capas y convergencia interna…….	47
24	Terminología para terminación de capas y su relación con límites de secuencia y superficies Downlap (Mitchum *et al*., 1977)……....	47
25	Estructuras de facies sísmicas. a) estructuras sobre las secciones sísmicas. b) 3D de las formas de secuencia en cuencas (Sangree y Widmier, 1979)…….	48

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		**Página**
26	Evidencias de falla geológica en la sección sísmica. Terminación de alineamiento de capa, reflector de amplitud grande y buena coherencia lateral, termina en el plano de falla y continúa del otro lado de la falla……...	50
27	Área de estudio. Líneas negras representan la sísmica procesada e interpretada en este trabajo……...	52
28	Sección sísmica interpretada 5056. En esta sección se distinguen una gran cantidad de fallas ~ 1 falla/km. H1, H2 y H3 representan horizontes sísmicos interpretados (H1=color azul; H2=color amarillo y H3=color verde, para todas las figuras). Hacia el noroeste (lado izquierdo de la sección), no se muestra parte del H3 debido a que no se pudo correlacionar con algún reflector en ese sector. Las fallas con color diferente al rojo, son fallas maestras que después se correlacionaran entre las diferentes líneas sísmicas.	55
29	Sección sísmica interpretada 5052. Se muestra el alto estructural que se encuentra en la parte sureste de la sección. Este alto separa a las cuencas Wagner y Consag, hacia los costados de este alto, nótese que se muestran claramente los reflectores. En la parte noreste no se obtuvo una buena señal por lo que no se correlacionaron los horizontes H2 y H3……...	58
30	Sección sísmica interpretada 5044. En esta sección se observa una pequeña depresión en la parte norte. En la parte media y en la parte sur se encuentra una zona difusa por lo que no se concluyó la interpretación. El H3 no fue posible correlacionarlo…….……...	59
31	Sección sísmica interpretada 5033. A través del margen peninsular se observa una gran cantidad de fallas semiparalelas con caída hacia la cuenca Wagner. Los horizontes van cayendo hacia el este donde se encuentra el depocentro de la cuenca Wagner. En la parte SW se encuentra una zona compleja. La falla Santa Maria marca un cambio en la dirección dominante de caída de las fallas..	63

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		**Página**
32	Sección sísmica interpretada 5039. A través de la cuenca Wagner se observan una gran cantidad de fallas con caída al este antitéticas a la falla Consag Sur. Hacia la parte noreste se encuentra una zona difusa, en donde los reflectores tienden a subir de nuevo marcando el límite oriental de la cuenca. Se notan claramente los horizontes sismoestratigráficos H1, H2 y H3 interpretados en este trabajo……..	64
33	Sección sísmica interpretada 5041. Se interpretaron una gran cantidad de fallas semiparalelas, se observa una mayor densidad de fallas entre los CDP's del 3700-4600, sin embargo estas no se definen por debajo de 2.3 s de TD. En la parte suroeste se encuentra una zona difusa posiblemente por presencia de gas. A partir de los 2.8 s ya no se tiene una buena coherencia de los reflectores……..	65
34	Dilema en la interpretación ¿cual patrón de fallas es el correcto? Cinco fallas interceptan las cuatro líneas sísmicas. Las fallas no tienen alguna característica especial que nos ayude a su correlación. Se muestran tres de muchas posibles interpretaciones.	67
35	Panel con secciones sísmicas en zig-zag mostrando la convergencia de los planos de falla, lo cual se usa como criterio para correlacionar estructuras y definir su buzamiento; en este caso la orientación de las fallas es NE con caída al SE. Las líneas negras representan las fallas interpretadas y las líneas de color azul, amarillo y verde representan los horizontes sismoestratigráficos interpretados. La línea amarilla en el mapa representa la ubicación de las secciones……...	68
36	Sección sísmica interpretada 5056 con el pozo Kino-1. A partir de este pozo se interpretaron los horizontes sismoestratigráficos H1, H2 y H3. El color azul representa el horizonte H1, el color amarillo el horizonte H2 y el color verde el horizonte H3. También se muestran las fallas interpretadas……	70

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		**Página**
37	Principales estructuras interpretadas en la región de estudio. Líneas amarillas indican las secciones interpretadas. Las líneas negras son las fallas interpretadas en este trabajo y la dirección de estas. Las fallas al norte de color rojo son las fallas tomadas de Aguilar, (2007). Las fallas más al sur se interpretaron con las secciones sísmicas tomadas de Persaud et al. (2003) y de González et al. (2006)…….....	71
38	Mapa de configuración de isolineas correspondiente al horizonte H1. Las regiones marcadas en color sobre las líneas representan los lugares donde se interpretó el horizonte sismoestratigráfico…..	75
39	Mapa de configuración de isolineas correspondiente al horizonte H2. Las regiones marcadas en color sobre las líneas representan los lugares donde se interpretó el horizonte sismoestratigráfico…..	76
40	Mapa de configuración de isolineas del horizonte H3. Las regiones marcadas en color sobre las líneas representan los lugares donde se interpretó el horizonte sismoestratigráfico el cual esta definido en el extremo sur de la cuenca Wagner.…….	77
41	Mapa de configuración de isopacas en tiempo correspondiente a la unidad A. Esta unidad se obtuvo de la diferencia de TD del horizonte H1 y H2. Las regiones marcadas en color sobre las líneas representan los sitios donde se calculó el espesor en tiempo del horizonte sismoestratigráfico……..	78
42	Mapa de configuración de isopacas en tiempo correspondiente a la unidad B. Esta unidad se obtuvo de la diferencia de TD del horizonte H2 y H3. Las regiones marcadas en color sobre las líneas representan los sitios donde se calculó el espesor en tiempo del horizonte sismoestratigráfico……..…	79

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		**Página**
43	Geometría de las cuencas Wagner y Consag. En el norte se muestra la configuración de la cuenca Wagner (Modificada de Aguilar, 2007). La configuración del área en el sector sur de la cuenca Consag se realizó con líneas sísmicas de Ulloa 99 y la interpretación de Persaud *et al*. (2003) y González *et al*. (2007)….	81
44	Estructuras interpretadas en base a información proporcionada por PEMEX incluido lo reportado por Pérez-Tinajero (2007), Aguilar (2007), González *et al*. (2006) y datos de Ulloa 99 reportados por Persaud *et al*. (2003)…….	83
45	Modelo de deformación de rifts, según Frostick y Stell (1993)…..	87
46	Mapa diagramático mostrando una cuenca strike-slip Poligenética desarrollada en una zona de transfetrencia dentro de una deformacion extensional (tomado de Nilsen y Silvester, 1995)…..	89
47	Plegamientos por rotación progresiva (tomada de Shaw *et al.*, 2005)…….	90
48	Zona de transferencia a gran escala. Esquema geologico a partir de los modelos analógicos con desplazamiento oblicuo por Whithjack *et al*. (2002). Corresponde a un modelo de distribucion de extensión oblicua en una arcilla homogenea. La zona de transferencia se desarrolla entre regiones con fallas maestras con diferente ubicación y direcciones de buzamiento……	91

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
I	Principales parámetros de adquisición de los datos sísmicos del prospecto “San Felipe - Tiburón”…….	18
II	Valores de resolución vertical……..	45

LISTA DE ECUACIONES

Ecuación		Página
1	Resolución vertical (Rv) para los datos sísmicos…….	44
2	Longitud de onda…….…….	45

CAPITULO I

INTRODUCCION

La estructura geológica en la región norte del Golfo de California no es muy conocida debido a la alta sedimentación, la cual es aportada en su mayor parte por el Río Colorado. Aunque la deformación en el norte del Golfo de California esta ubicada hacia el poniente, existe una baja y difusa actividad sísmica en esta región (Aragón y Martín, 2007; González *et al.*, 2006). El conocimiento actual sobre la estructura de las cuencas proviene principalmente de estudios de sísmica de reflexión y de mapas magnéticos y gravimétricos (Phillips, 1962; Nelly y Bischoff, 1973; Pérez-Cruz, 1982; 2003; Persaud, 2003; Persaud *et al.*, 2003; Aragón-Arreola, 2006; Martín-Barajas *et al.*, 2006; García-Abdesalem, 2006; González *et al.*, 2006; Aguilar, 2007; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007, entre otros).

El Golfo de California constituye un segmento del límite de la frontera entre las placas tectónicas del Pacifico y de Norteamérica. Se desconoce si el norte del Golfo de California ha formado corteza oceánica ya que no presenta anomalías magnéticas simétricas como en las cuencas del sur del Golfo de California (Lonsdale, 1989). Además, contiene zonas anchas de deformación difusa semejantes a las que se presentan en la región del Valle de Mexicali e Imperial en el delta del río Colorado, a diferencia de lo que ocurre en la boca del golfo, donde la formación de corteza oceánica inició alrededor de los 3.5 Ma (Lonsdale, 1989), y la mayor actividad sísmica se encuentra en las cuencas axiales y en el margen peninsular.

En esta tesis, se estudian rasgos estructurales y de sedimentación en la parte sur de la cuenca Wagner y el sector norte de la cuenca Consag, en el norte del Golfo de California (Figura 1), a partir del estudio de procesado e interpretación de ~415 km lineales de datos

de sísmica de reflexión, propiedad de Petróleos Mexicanos (PEMEX). Colectados a finales de los años 70's (Figura 7).

I.1 Marco Tectónico Regional

El Golfo de California, o Mar de Cortez, tiene una anchura de entre 100 y 150 km, y una longitud de 1200 km, separando la Península de Baja California de la parte continental de México (Figura 1). Las aguas del Golfo cubren la mayor parte de las depresiones estructurales que fueron formadas por extensión oblicua en el límite de las placas Pacífico y Norteamérica (Lonsdale, 1989; Figura 1). Los principales aportes de sedimentos a las depresiones de la parte sur y centro del Golfo son los ríos que bajan de las montañas de Sonora y Sinaloa y, en la parte norte del Golfo, el río Colorado es la principal fuente de sedimentos. Los sedimentos que provienen de la península de Baja California son volumetricamente muy pequeños en comparación (Moore y Curray, 1982).

La evolución del Golfo refleja un cambio de un régimen de subducción, al desarrollo de un "ritf" continental y a un "ritf" oceánico con transferencia de la Península a la Placa Pacífico durante el Mioceno Tardío-Plioceno (<12 Ma) (Martín-Barajas, 2000). Este cambio de régimen dejó un rasgo fisiográfico de sierras y cuencas alargadas en dirección NNW al este de Sierra Madre Occidental. A esto se le ha denominado como la Provincia Extensional del Golfo (PEG), la cual limita al occidente con el Escarpe Principal del Golfo (EPG) en la Península de Baja California (Figura 1). El patrón estructural de la PEG está sobrepuesto al patrón estructural de Provincia del Basin and Range del sur de California y el noroeste de México (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Stock y Hodges, 1989; Figura 1).

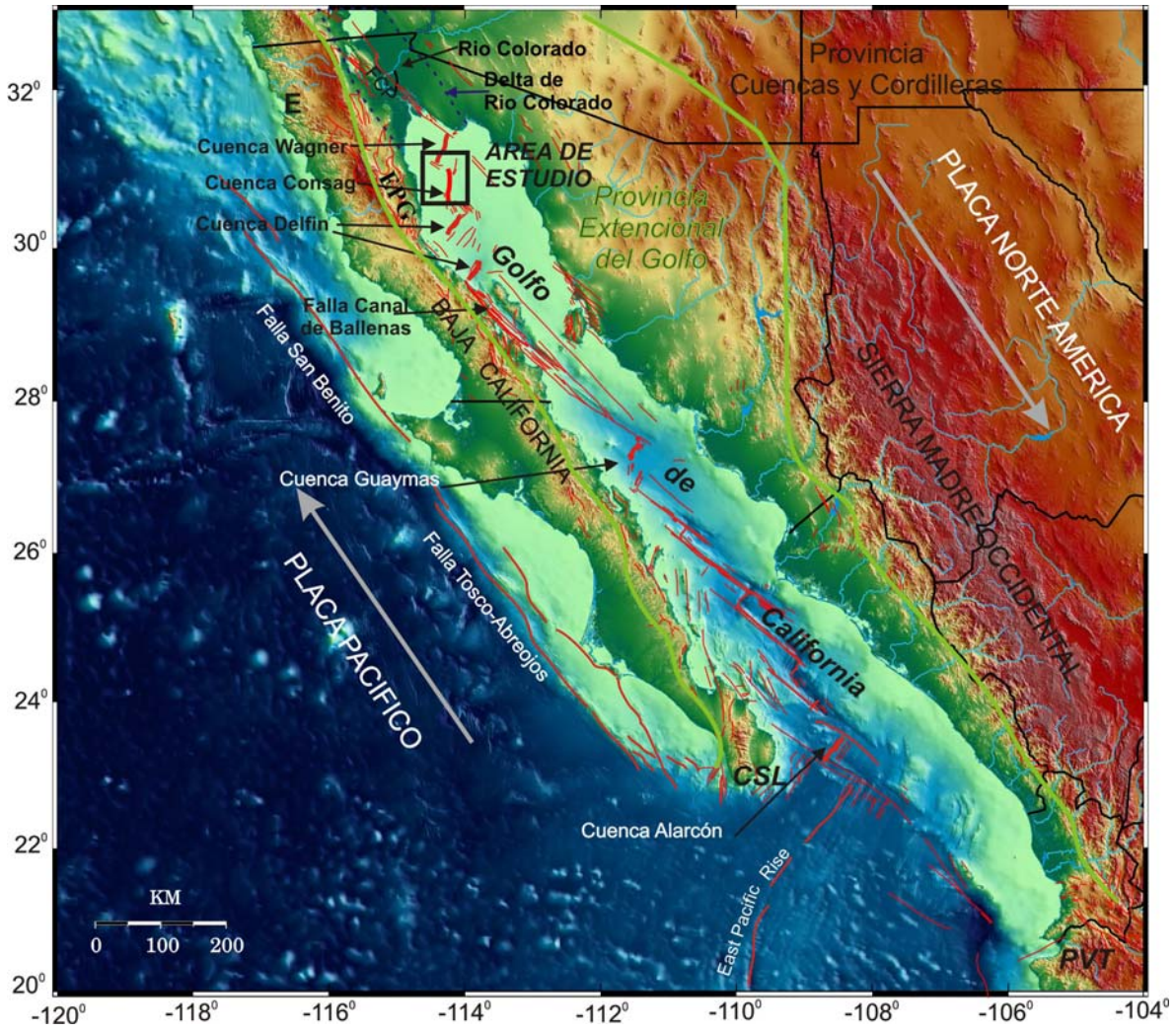


Figura 1. Mapa estructural del Golfo de California. Se muestra el área de estudio (rectángulo negro) y el sistema de fallas (líneas rojas) en la Provincia Extensional del Golfo y sureste de la Provincia de Cuencas y Cordilleras (Basin and Range). Las principales estructuras en el Norte del Golfo son; Cuencas Wagner y Consag; FCP = Falla Cerro Prieto; EPG = Escarpe Principal del Golfo. E = Ensenada, CSL=Cabo San Lucas, PVT=Puerto Vallarta (Tomada y modificada de Aguilar, 2007).

Hace aproximadamente 29 Ma, se inició el cambio de régimen tectónico de subducción a movimiento lateral que afectó gran parte del margen occidental de Norteamérica, cuando la paleo-dorsal del Pacífico-Este hizo contacto con la trinchera "Franciscana", aproximadamente en la latitud de California. A partir de ese momento se originó el desarrollo de un límite transforme conectado a una unión triple en cada extremo (Stock y Lee, 1994; Figura 2).

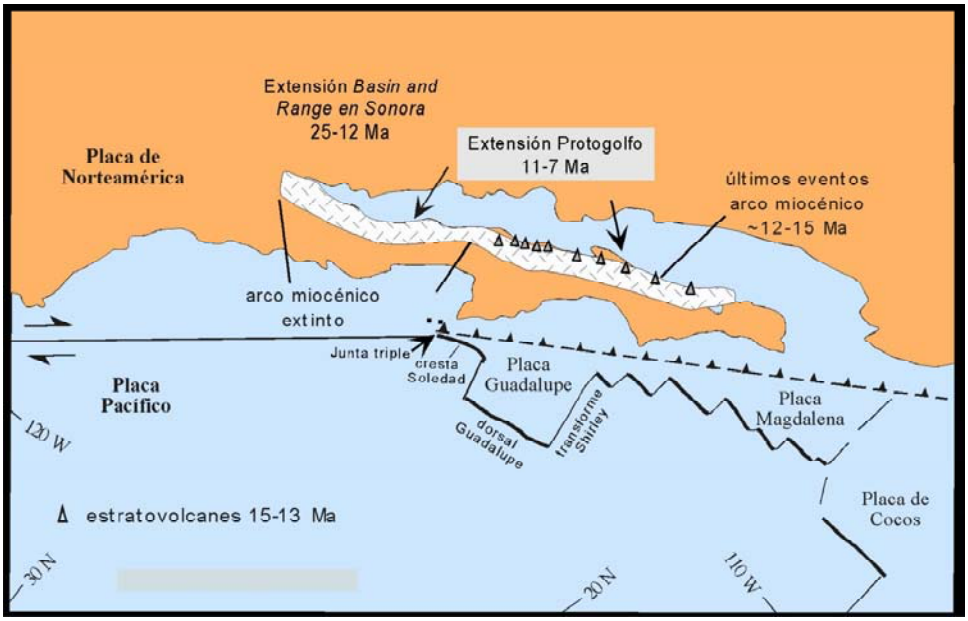


Figura 2. Evolución tectónica del Golfo de California (modificada de Stock y Lee, 1994).

La extensión en el Golfo de California es atribuida a dos etapas. La primera etapa también es conocida como "Protogolfo". En esta fase la transtensión del margen de las placas Pacifico-Norteamérica fue cinemáticamente y espacialmente particionada en "rifting" ortogonal en la zona actual del Golfo de California, y en la cizalla lateral derecha que ocurrió a lo largo del margen Pacifico de Baja California (Moore, 1973; Spencer y Normak, 1979; Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1991). En el Mioceno Tardío, además del fallamiento extensional hubo depósitos de sedimentos marinos en áreas a los alrededores del norte y centro del Golfo de California (<12 Ma) (Karig y Jensky, 1972; Moore, 1973;

Gastil *et al.*, 1979; Helenes y Carreño, 1999) (Figura 2). En la segunda etapa, la Península de Baja California debió de estar adherida a la placa Pacífico, de manera que el desplazamiento posterior a 6 Ma, durante la abertura del golfo, representa la mayor parte del movimiento oblicuo Pacifico-Norteamérica (Stock y Hodges, 1989).

Una teoría alternativa propuesta por Gans (1997) y Fletcher y Munguía (2000), propone que Baja California pudo haberse desplazado hacia el noroeste en al menos 500 km a lo largo del sistema transforme del Golfo de California-San Andrés en los últimos 10 Ma, y que la falla de Tosco-Abreojos nunca acomodó una parte significativa del movimiento transforme entre las placas Pacifico y Norteamérica.

Fletcher *et al*. (2007), proponen que la falla Tosco-Abreojos acomodó una pequeña parte del movimiento relativo y aún acomoda parte de la deformación entre la placa Pacífico y los bloques de Baja California y Norteamérica (Fletcher y Munguía, 2000; Michaud *et al.*, 2004). Fletcher *et al*. (2003) también indican que aproximadamente 450 km de cizalla derecha están acomodados en la provincia extensional del Golfo y solo un máximo de 150 km de cizalla estaría acumulada a través de la frontera de Baja California en el Pacífico. Esta repartición de cizalla parece excluir el modelo de dos fases de apertura y requieren de un acomodamiento translación dextral significativo en el Golfo de California desde el principio del protogolfo.

Trabajos recientes documentan que la deformación dentro del golfo ocasionada por extensión oblicua migró del margen de Sonora al margen de Baja Califonia, en los últimos 3 Ma (Stock, 2000; Aragón y Martín, 2007) y la deformación actual se localiza en la franja al E del escarpe del principal del golfo en la península y mitad oeste del Golfo de California.

I.2 Estudios Geofísicos Previos en el Norte del Golfo de California.

Las principales fallas transformes y cuencas extensionales del norte del Golfo de California incluyen, de norte a sur, la falla de Cerro Prieto, la cuenca Wagner, la cuenca Consag, las cuencas Delfín y el sistema de falla transformante Ballenas. Estos segmentos activos del límite de placas se han identificado en la sismicidad y morfología del piso marino (Lonsdale, 1989; Persaud *et al.,* 2003; Figura 3). Sin embargo, la estructura profunda de la frontera de placas y la historia sedimentaria del norte del Golfo de California, región donde se localizan las cuencas Wagner y Consag, tienden a ser obscurecidos por la alta razón de sedimentación y la poca presencia de sismos fuertes (Persaud *et al.,* 2003). Hasta ahora no se ha podido explicar, el contraste geológico entre las cuencas del norte y el sur del Golfo de California, ni tampoco se tiene una cartografía detallada de las fallas y los esfuerzos que controlan la subsidencia regional (Persaud, 2003; Persaud *et al*., 2003; Pacheco *et al.,* 2005; Aragón-Areola, 2007; Pérez, 2007; Aguilar, 2007).

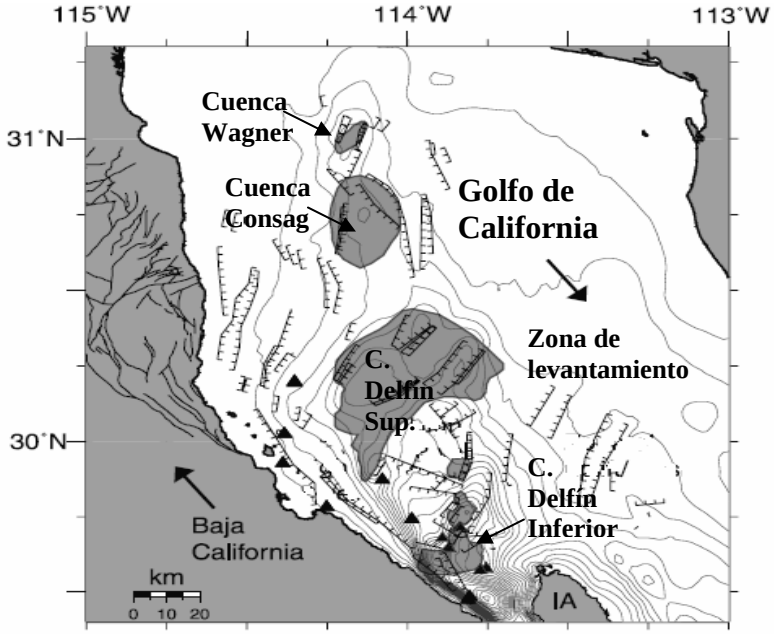


Figura 3. Mapa de la región norte del Golfo de California, mostrando fallas, cuencas y conos volcánicos identificados a partir de la interpretación de las líneas sísmicas de Ulloa 99 (Persaud et al., 2003). Líneas negras con pequeños trazos perpendiculares representan fallas, contornos batimétricos cada 50 m (línea gris delgada), las principales cuencas fueron determinadas con isopacas de 150 m (áreas grises). Flechas indican el movimiento relativo de las placas Pacifico-Norteamérica (Tomada de Persaud et al., 2003).

Uno de los primeros trabajos sobre la estructura del norte de Golfo de California fue el de Phillips (1964), con datos de sísmica de refracción estima que la parte superficial en el norte del Golfo consiste en cuatro capas en los primeros 1.5 km desde sedimentos no-consolidados (2.0-2.1 km/s) hasta el basamento (5.4 km/s). Infiriendo con estos resultados que la corteza tiene un espesor de ~25 km.

Otro trabajo pionero de sísmica de reflexión monocanal colectado en el norte del Golfo es el de Henyey y Bischoff (1970), quienes concluyen que en la cuenca Wagner no existen evidencias de centro de dispersión de corteza oceánica, e integraron un mapa de las principales estructuras reconocidas desde la cuenca Delfín hasta el norte del golfo (Henyey y Bischoff, 1973).

Doguin (1988) presenta los resultados de un perfil SW-NE de la parte norte de la cuenca Consag con las fluctuaciones de anomalías de gravedad de aire libre. Este perfil muestra mínimos en anomalías de gravedad de aire libre hacia el NE (~-40 mGal), y máximos en anomalías magnéticas de campo total (~70 nT). Couch (1991), usando anomalías de gravedad de aire libre estima un espesor de sedimentos de ~13 km para el norte del Golfo.

Con datos de Petróleos Mexicanos (PEMEX), Pérez-Cruz (1982) definió las principales cuencas en el norte del Golfo. Hurtado (2002), también analizó algunas líneas sísmicas analógicas y digitales de PEMEX y de Ulloa 99 (las líneas sísmicas de Ulloa 99 son datos sísmicos de alta resolución colectados en 1999, con una penetración de hasta 2 km por debajo del fondo marino) en la región del norte del Golfo, reportando que el margen este-sureste de la cuenca de Wagner está delimitado por una caída de basamento de ~3 km en dirección oeste y que probablemente esta estructura es la prolongación hacia el sur de la falla Cerro Prieto. Hurtado (2002), propuso que la conexión entre la cuenca de Wagner y la zona de falla de Cerro Prieto se efectúa mediante una zona de transferencia, que constituiría un arreglo de fallas en-echelón que transfiere el movimiento entre la cuenca y la zona de falla Cerro Prieto al norte. Así mismo, Aragón-Areola (2007) propone

que la falla Wagner se intersecta con un ángulo ~ 130^0 con la falla Cerro Prieto, lo cual es consistente con el estudio de Aguilar (2007), quien utilizó líneas sísmicas adicionales

Persaud *et al.* (2003) con datos de Ulloa 99 reportan una gran cantidad de fallas al sur de la cuenca Wagner y Consag (Figura 3). Así como algunas características de los depocentros en dichas cuencas a partir de la interpretación de datos sísmicos de alta resolución colectados en 1999, con una penetración de hasta 2 km por debajo del fondo marino. Posteriormente, en CICESE sé realizó una primera interpretación a partir de datos sísmicos propiedad de PEMEX (Figura 4) (Aragón-Arreola, 2007; González *et al.*, 2006; Aguilar, 2007).

Aragón-Arreola (2007), argumenta que la propagación vertical de la falla Wagner dá como resultado una distribución de fallamiento distribuido que controla los modernos depocentros de las cuencas Wagner y Consag. Además, relaciona la subsidencia de las cuencas Delfín Inferior y Delfín Superior con las estructuras cola de caballo (horse-tail) extendiéndose hasta la falla Canal de Ballenas que define Persaud *et al*. (2003). También se especula que estas fallas someras pueden estar relacionadas con la propagación de estructuras profundas, similares a la falla Wagner (Aragón-Arreola, 2007; Aguilar-Campos, 2007).

Respecto a algunos de los argumentos puntualizados anteriormente sobre la cuenca y falla Wagner, estos se aclararon en el momento que Aguilar (2007) reportó la falla Consag, ya que esta estructura es la que limita al oeste a la cuenca Wagner y era hasta entonces desconocida. También documenta la configuración de dicha cuenca y las estructuras en el sector oeste de la región (Figura 5), las cuales también eran desconocidas.

En este trabajo se intenta complementar el estudio de la estructura de las cuencas en la parte sur de la cuenca Wagner y su conexión estructural con la cuenca Consag, y los objetivos específicos se detallan en el punto 1.6

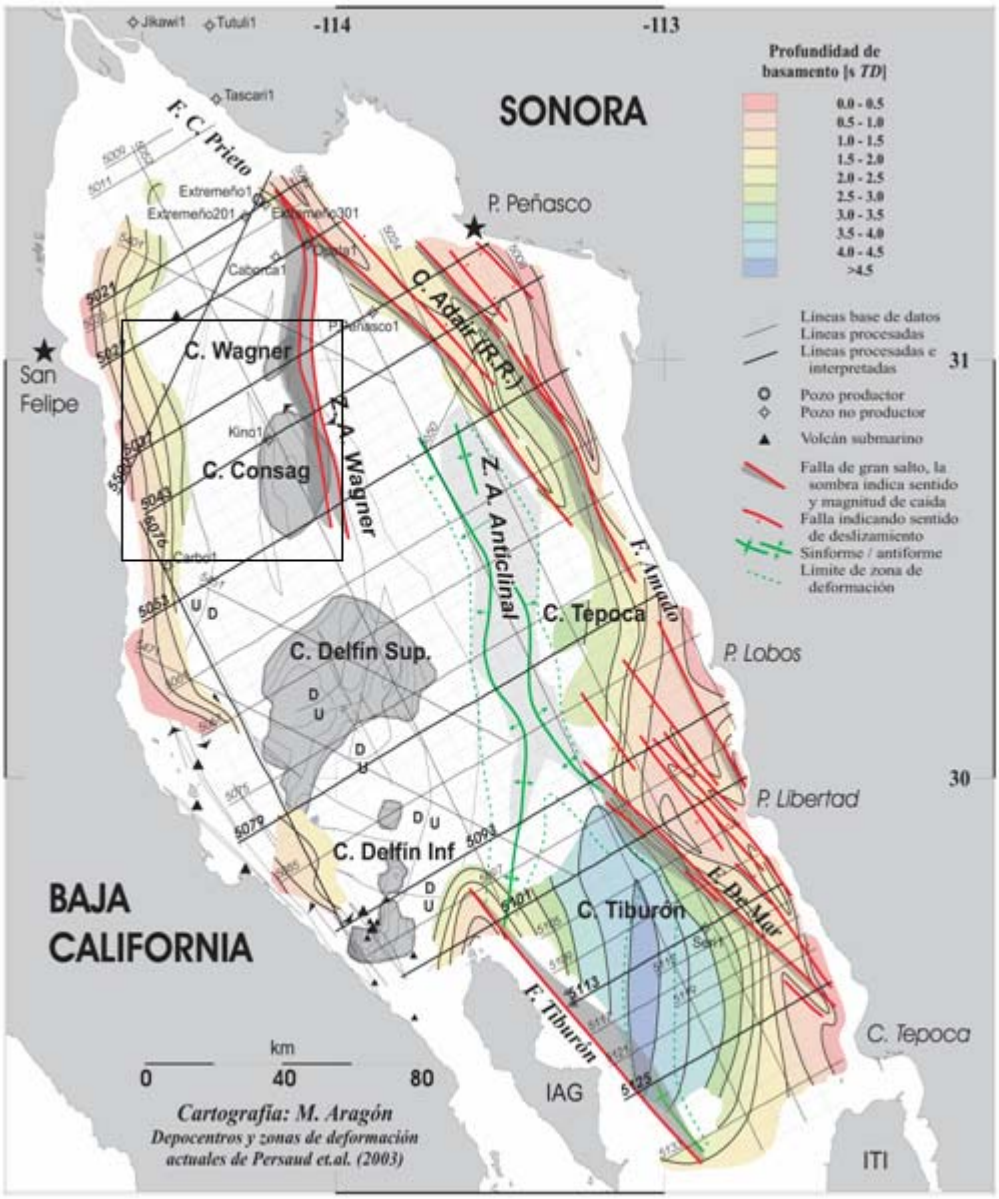


Figura 4. Síntesis estructural regional del Norte del Golfo de California realizada por Aragón-Arreola (2007) con base en la interpretación sísmica de los datos de PEMEX. El recuadro negro es el área de esta tesis. Las áreas en gris corresponden a depocentros de las cuencas activas Wagner, Consag, Delfín Superior y Delfín Inferior interpretadas por Persaud et al. (2003).

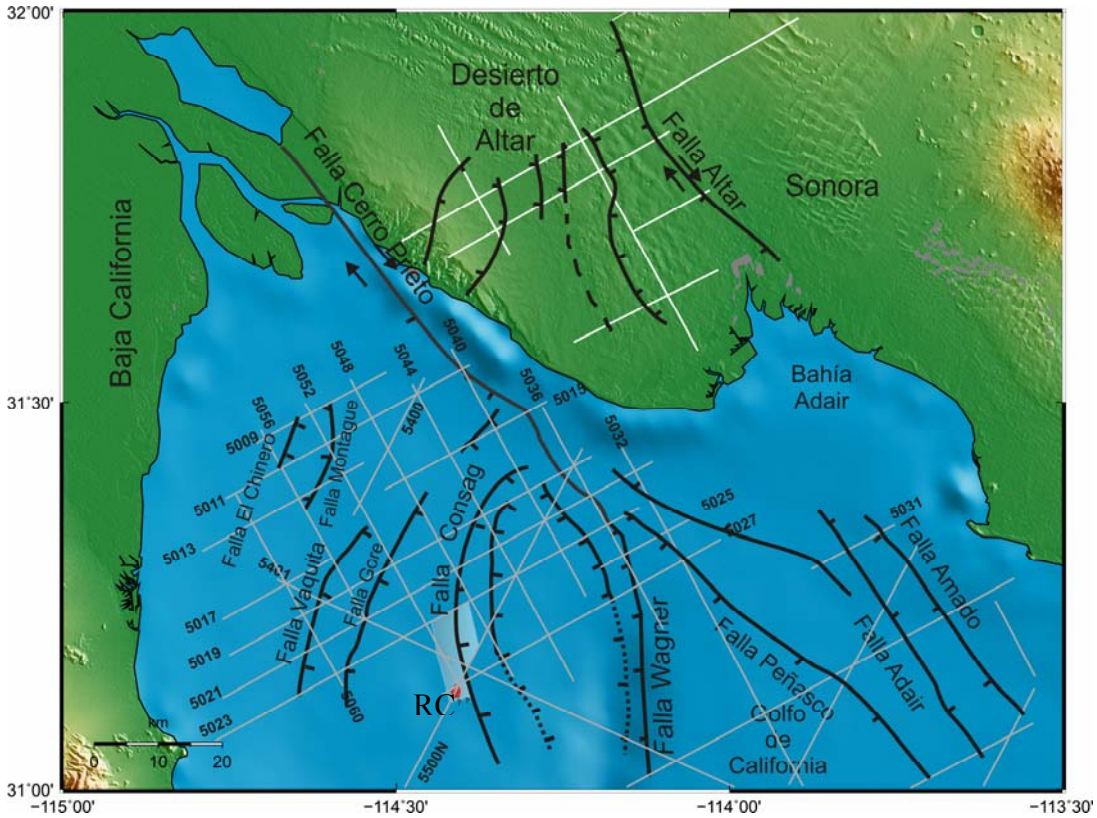


Figura 5. Principales estructuras interpretadas en el norte del Golfo de California a partir de líneas sísmicas de PEMEX por Aguilar-Campos, (2007) y Aragón-Arreola, (2007) y en el desierto de Altar (Pérez-Tinajero, 2007). RC=Roca Consag y zona gris representa el área de influencia de dicha intrusión volcánica. Lo achurado indica el sentido y magnitud de caída de la falla. Líneas rectas blancas en el desierto de Altar corresponden a las secciones sísmicas procesadas e interpretadas por Pérez-Tinajero (2007). Algunas estructuras no se les han asignado nombre (figura tomada de Aguilar-Campos, 2007).

I.3 Delta del Río Colorado

El delta del río Colorado inició a construirse hace ~5.5 Ma en el Plioceno Temprano como lo indica la edad de los primeros depósitos fluviales en el Salton Trough (Dorsey *et al*., 2007). El delta del río Colorado se compone de un cono deltaico entre Yuma y Cerro Prieto, una planicie aluvial y un estuario bordeado por extensas planicies de lodo al sur. Al oeste, el delta está limitado por las sierras Cucapah y El Mayor, y al este, el delta moderno limita con el escarpe de las mesas de Yuma, San Luís y Sonora (Olmsted *et al*., 1973; Colletta y Ortlieb, 1984). Sin embargo el desierto de Altar se ubica en una extensa planicie deltaica inactiva hasta la zona falla Cerro Prieto (Pacheco *et al.,* 2006)

El delta tiene una forma alongada en dirección NW como consecuencia de la deformación tectónica en el límite entre las placas Pacifico y Norteamérica, abarcando un área de aproximadamente de 8600 km^2 (Elders *et al*., 1972; Londsdale, 1989). Así mismo, Fuis y Kohler (1984), calculan que el delta tiene un promedio de 5.6 km de profundidad al basamento en el Valle Imperial, California y se ha calculado que contiene más de 40000 km^3 de sedimentos del río Colorado que han sido depositados en los últimos 2 a 3 Ma. Los sedimentos depositados por el río hace 5 Ma han sido trasladados en dirección al noroeste a lo largo de las fallas del sistema San Andrés (Winker y Kidwell, 1986).

El actual curso del río Colorado, es producto de una combinación de eventos tectónicos y cambios climáticos en el Colorado Plateau y NW de Sonora que permitieron su captura hacia en el Golfo de California en los últimos 5.5 a 4.2 Ma (Beus y Morales, 1990; Young y Spamer, 2002 y Dorsey *et al*., 2007)

I.4 Cuenca Wagner

La cuenca Wagner constituye la cuenca más septentrional del Golfo de California, y es considerada como una zona de deformación transtensional difusa (Nagy y Stock, 2000; Persaud *et al.,* 2003; Figura 3). Es una depresión elíptica con eje mayor en dirección NNE de ~40 km de longitud, mientras que su eje menor es de ~20 km en dirección NW. Se piensa que esta cuenca es relativamente joven (Plioceno Tardío), y está rellena primordialmente por aporte sedimentario proveniente del Río Colorado (Helenes-Escamilla *et al*., 2006; Figura 3). Su área se calcula en aproximadamente 2240 km^2 (Persaud, 2003; Persaud *et al*., 2003; González *et al.,* 2006). En la parte norte de la cuenca Wagner la longitud de la frontera de la cuenca a lo largo de la falla Cerro Prieto es de 18 km, la falla Consag limita esta cuenca a lo largo de 68 km y la falla Wagner es el margen oriental en 42 km, respectivamente (Aguilar, 2007).

Tradicionalmente, se ha propuesto que la cuenca Wagner es un centro de dispersión incipiente limitado al norte por la falla Cerro Prieto y al sur por un sistema de falla de rumbo a lo largo de la cuenca Consag (Lomnitz *et al*., 1970; Londsdale, 1989). Este último sistema de falla conecta la cuenca Delfín Superior y la cuenca Wagner (Fenby y Gastil 1991).

Hurtado (2002) propone que la principal subsidencia de la cuenca Wagner está controlada por una falla lístrica que denomina falla Wagner, localizada al este de la cuenca. La traza de la falla Wagner se extiende hacia el SSE de la cuenca limitando con la cuenca Consag (Aragón-Arreola, 2007) y termina en el NNE de la cuenca Wagner en donde se une con la falla Cerro Prieto (Aragón-Arreola, 2007; Aguilar, 2007). En ciertas zonas la falla Wagner también define un semigraben con su flanco pronunciado en el este de la cuenca, donde está ubicado el plano de falla principal y una mayor actividad tectónica (Hurtado, 2002). A pesar de que no se ha reportado actividad volcánica reciente y el flujo de calor y la actividad sísmica son bajos (Frez y González, 1991) esta cuenca tiene una subsidencia muy pronunciada. Además, En el borde occidental de la cuenca de Wagner aflora un

intrusivo dacítico conocido como Roca Consag que corresponde a una actividad volcánica reciente, cuya edad es menor a 1 Ma (Arturo Martín Barajas, comunicación personal, 2008).

La cuenca Wagner se considera una cuenca tipo pull-apart limitada al norte por el sistema transcurrente de la falla Cerro Prieto (FCP), mientras que al sur se desconoce su límite estructural, la zona de mayor subsidencia se prolonga hacia la cuenca Consag. La FCP es la principal estructura que transfiere la deformación entre los sistemas de la parte norte del Golfo de California y las depresiones estructurales de Cerro Prieto e Imperial (Fenby y Gastil, 1991). Se interpreta la cuenca Wagner como una zona de acomodamiento con desplazamiento oblicuo, con extensión E-W y movimiento lateral derecho cuya magnitud aun se desconoce (Persaud *et al*., 2003; Aragón-Arreola, 2007).

Con base en el análisis de líneas sísmicas Aguilar (2007) propone que la cuenca Wagner es un pull-apart inmaduro debido a su forma geométrica alongada NNE, la cual está definida por la intersección de las fallas Consag y Wagner con la falla Cerro Prieto (Figura 5 y Figura 43), esta ultima define un ángulo de ~130^0 en planta.

I.5 Cuenca Consag

La cuenca Consag es una depresión angosta ubicada al sur de la cuenca Wagner, la cual limita al sur con la cuenca Delfín Superior. Hurtado (2002) propone que el dominio estructural de la cuenca Consag controla, o controló, las estructuras localizadas al oeste de la falla Wagner. Las estructuras que se continúan hacia la cuenca Consag acomodan principalmente una componente lateral y oblicua del fallamiento con una orientación aproximadamente perpendicular a la dirección de extensión en esta parte del Golfo, por lo que la cuenca Consag sería considerada una zona de transferencia entre la cuenca Delfín Superior y la cuenca Wagner (Hurtado, 2002).

Persaud *et al*. (2003) interpreta que la cuenca Consag hacia el sur es generalmente más somera que la cuenca Wagner y puede ser una estructura tipo pull-apart de escalonamiento izquierdo del sistema de cuencas y fallas transformes en el norte del Golfo (Persaud *et al.,* 2003; Figura 3), pero con menor subsidencia comparada con la cuenca Wagner

I.6 Objetivos y Metas

En el presente trabajo se estudian rasgos estructurales y de sedimentación a partir de datos de sísmica de reflexión con los siguientes objetivos y metas:

1. Procesar información sísmica en la región localizada entre las cuencas Wagner-Consag y complementar la base de datos sísmicos de PEMEX ya procesados.
2. Llevar acabo la interpretación de estructuras y horizontes sísmicos (tectónica y estratigráfica) en la frontera de las cuencas Wagner y Consag.
3. Proponer de un modelo estructural de la región de estudio.

CAPITULO II

METODOLOGIA

En este capítulo se describe la metodología para poder llevar a cabo el estudio tectónico y estratigráfico de las cuencas Wagner y Consag, la cual se basa en el procesamiento e interpretación de datos sísmicos de reflexión 2-D.

II.1 Métodos Sísmicos de Exploración

En la exploración sismológica se utilizan ondas elásticas generadas artificialmente para localizar yacimientos (incluyendo hidrocarburos, minerales, agua, geotérmicos, etc.). Mediante la exploración, se obtienen datos que, cuando se usan con otros datos geofísicos y geológicos pueden proporcionar información sobre la estructura y la estratigrafía de las cuencas sedimentarias.

La sismología de exploración es una rama de la sismología que emplea fuentes de energía elástica controladas y móviles. En al mayoría de las aplicaciones, las distancias entre las fuentes y los puntos de registros son relativamente pequeñas. Entre las fuentes de energía mas comunes se encuentran: explosivos; cañones de aire; vibradores; martillo; etc., y medir el tiempo requerido para que éstas viajen desde la fuente hasta una serie de sismo-detectores (geófonos), distribuidos a lo largo de una línea orientada a la fuente.

El objetivo de la exploración sísmica consiste en deducir información acerca de las rocas, especialmente la posición de las capas, a partir de los tiempos de llegada de las ondas y hasta cierto límite de las variaciones de amplitud, frecuencia y forma de onda. A partir de esto se generan imágenes del subsuelo que permiten visualizar las características geológicas del terreno.

II.1.1 Método de Reflexión Sísmica

El método de reflexión sísmica se basa en generar frentes de ondas sísmicas los cuales van a generar reflexiones en las distintas interfaces del subsuelo. Estas reflexiones producidas en las interfaces se van a detectar y registrar en los receptores (geófonos), que se encuentran en superficie y que están alineados a la fuente (Figura 6).

El método de reflexión sísmica, consiste en tres etapas principales: adquisición de datos, procesamiento e interpretación (Badley, 1985; Yilmaz, 1987; Sheriff y Geldart, 1995).

En este método, la profundidad de penetración de la onda elástica depende principalmente de la energía de la fuente, pero también de las características elásticas del medio a través del cual se transmite. Por esto, se hacen varios disparos y los receptores se van moviendo para tener una mejor cobertura del subsuelo.

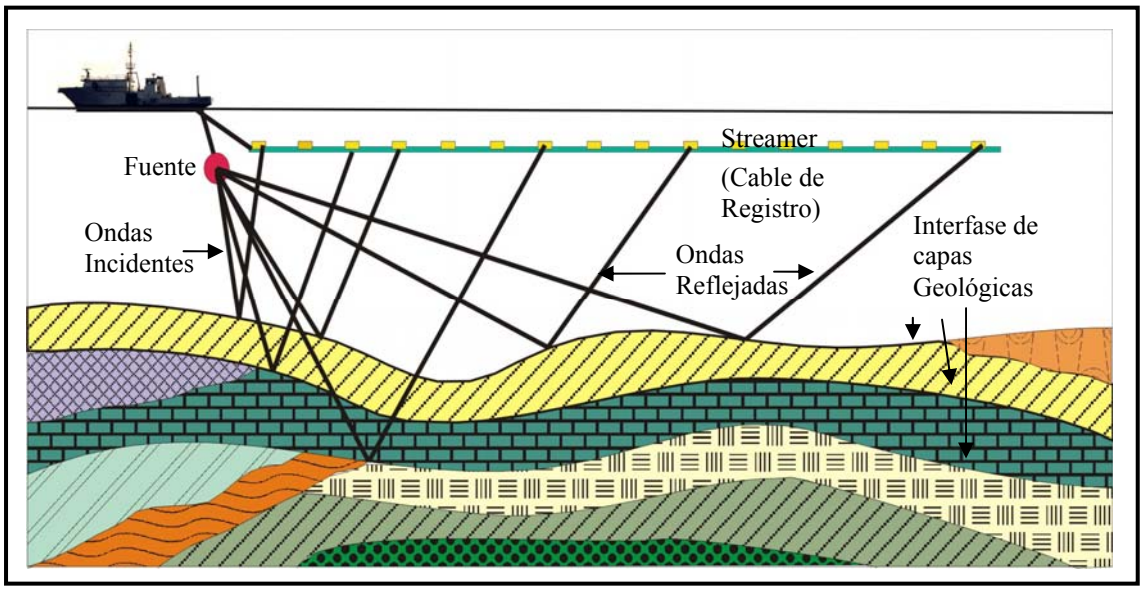


Figura 6. Esquema de la adquisición de datos sísmicos marinos 2-D. Comúnmente, la fuente de energía son cañones de aire y los receptores (hidrófonos) se encuentran alineados en un tendido lateral en el interior de un cable de registro ("streamer"). En este sistema los cañones de aire producen ondas acústicas las cuales se reflejan en el subsuelo y son registrados en los receptores.

II.2 Adquisición de Datos Sísmicos

La adquisición sísmica consiste en la captura de las respuestas sísmica del terreno a una excitación provocada por una fuente artificial de sonido (Robinson, 1983). Para la recopilación de datos en sísmica de reflexión marina es necesario contar con la herramienta para la generación de la perturbación del medio y para la recepción de la onda acústica generada y propagada. Esta herramienta se integra por:

a) El equipo fuente de energía: consiste en cañones de aire comprimido que es liberado dentro del cuerpo de agua produciendo un pulso acústico de alta energía.

b) El equipo de adquisición: integrado por un arreglo de hidrófonos remolcados por un barco y un registrador a bordo.

Los datos usados corresponden a sísmica de reflexión 2D multicanal marinos, los cuales fueron colectados por Petróleos Mexicanos (PEMEX), entre 1978 y 1980 durante la ejecución del Prospecto San Felipe-Tiburón (Pérez-Cruz, 1982).

La información fue obtenida usando un arreglo de 48 canales espaciados 50 m con 7 cañones de aire como fuente de energía. El tiempo de grabación fue de 6.144 s y el intervalo de muestreo de 2 ms con una redundancia de 4800%. En la Tabla I se detallan los parámetros de la adquisición de los datos de PEMEX utilizados.

Tabla I. Principales parámetros de adquisición de los datos sísmicos del prospecto "San Felipe – Tiburón."

Parámetros	**Valores**
Región	Marina
Área (Prospecto)	San Felipe - Tiburón
Fuente de Energía	7 Cañones de Aire
Volumen	1341c. In
Presión	1750 psi.
Offset Inicial	270 m
Cable de Registro (Streamer)	2350 m
No de Canales	48
Tiempo de Grabación	6144 ms
Intervalo de Muestreo	2 ms
Formato de Grabación	SEG-B
Filtro Bajo	8 Hz.
Filtro Alias	124 Hz.
Detectores por Traza	32
Numero de Muestras por Traza	3072
Distancia Entre Estaciones	50 m
Distancia Entre P.T.	25 m
Secuencia de Proceso Aplicada	SEG-B → SEG-Y

A cada punto de tiro y receptor se le asignaron coordenadas geográficas ya que PEMEX proporcionó un mapa con las líneas en coordenadas UTM, el cual fue inicialmente escaneado y georeferenciado para posteriormente digitizarlo (Aragón-Arreola, 2007). Un problema que se encontró al procesar la información, es que los archivos de las líneas sísmicas están en segmentos y muchas veces incompletas, lo cual dificultó el procesado debido a que se tenía que hacer en partes y posteriormente juntarlas para formar las líneas. Otro problema que se encontró es que en la base de datos hay archivos cuyos nombres no corresponden a las líneas que supuestamente deben de ser.

La figura 7 muestra las líneas sísmicas seleccionadas para el proceso y posterior interpretación. Las líneas seleccionadas suman un total de ~415 km. También se muestran líneas sísmicas que han sido procesadas e interpretadas en trabajos previos (Aragón-Arreola (2007); González *et al*., (2006); Pérez-Tinajero (2007) y Aguilar-Campos (2007)). En la misma figura se puede observar la falta de información al este del área de estudio. Aquí es importante aclarar que puede existir información en ese sector, pero las cintas que podrían contener la información no se pudieron leer en virtud de que la unida de cinta se dañó en la primera etapa del desarrollo del trabajo.

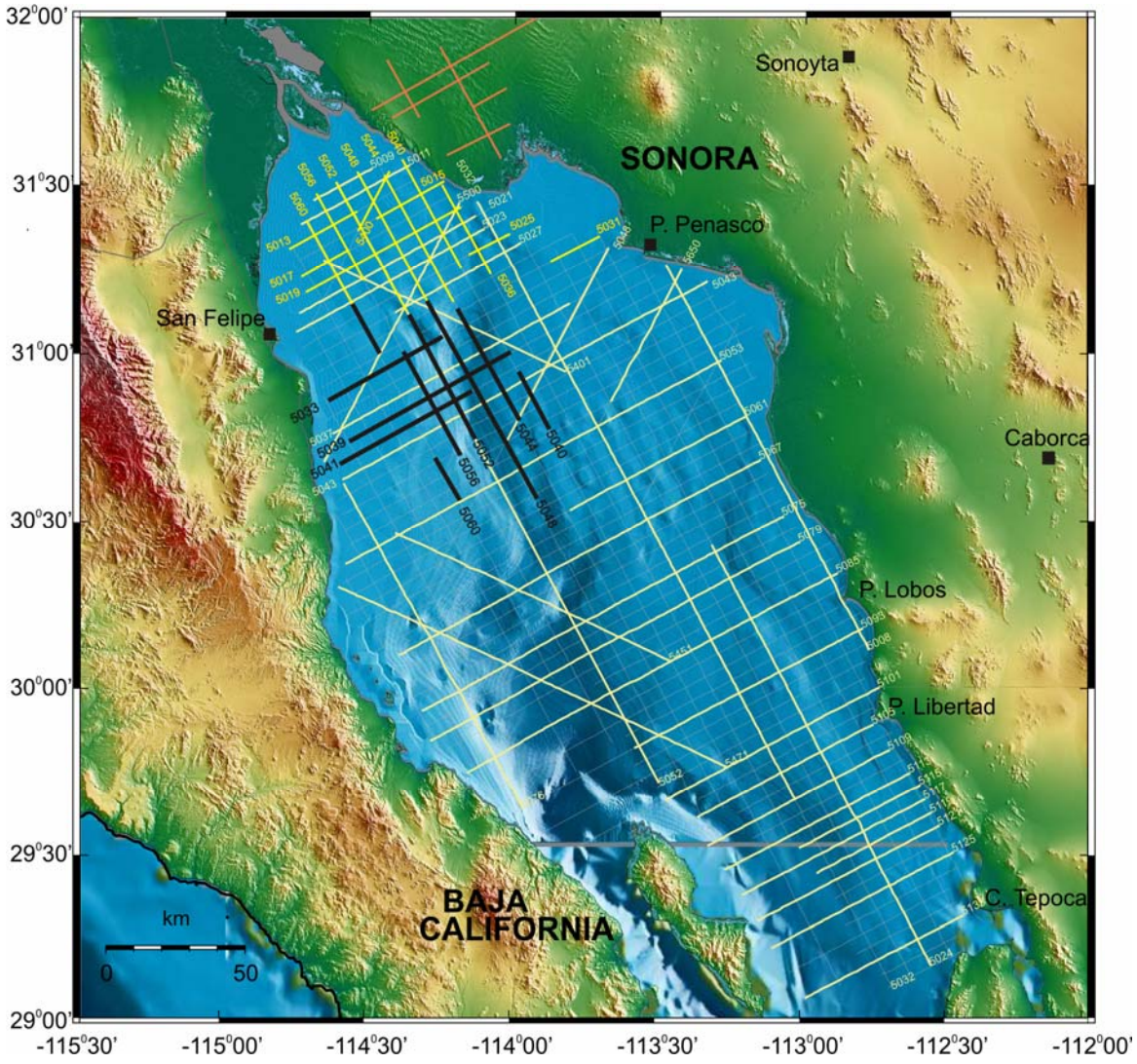


Figura 7. Líneas sísmicas del prospecto San Felipe – Tiburón. Las líneas procesadas en este trabajo son las líneas de color negro. Las líneas blancas fueron analizadas en estudios previos (Aragón-Arreola, 2006; González et al., 2006). Líneas en amarillas y anaranjadas, fueron analizadas por Aguilar-Campos (2007) y Pérez-Tinajero (2007), respectivamente.

II.3 Procesamiento de Datos Sísmicos

El procesamiento de datos sísmicos consiste en aplicar algoritmos y parámetros a los datos obtenidos en el campo. Así su principal objetivo es generar la sección sísmica óptima en la cual se evidencian características intrínsecas del subsuelo, incluyendo estructuras que permiten inferir la historia tectónica de la región.

De acuerdo a Yilmaz (2001), hay tres etapas en el procesamiento de datos sísmicos:
1) La etapa de pre-apilamiento (*pre-stack*).
2) La etapa de apilamiento (*stack*).
3) La etapa post-apilamiento (*post-stack*).

Dentro de cada una de estas etapas se encuentra un proceso que mejora la resolución sísmica de los datos. La resolución sísmica se refiere a la habilidad de separar dos eventos que están muy cercanos unos a otros.

En la primera etapa se efectúa la deconvolución; esta se ha desarrollado a lo largo del eje de tiempo para aumentar la resolución temporal, comprimiendo la ondícula sísmica básica y suprimiendo las reverberaciones del tren de onda. En la segunda etapa (stack), se comprimen las dimensiones del offset, reduciendo el volumen de los datos de la sección sísmica y aumentando la proporción señal-ruido, siendo importante aquí el análisis de velocidad. Como proceso de post-apilamiento se efectúa la migración, la cual mejora la resolución lateral colapsando difracciones y moviendo los eventos a sus posiciones verdaderas.

En cada una de estas etapas intervienen una serie de procesos que no son tan fundamentales como los anteriores pero si influyen en el resultado, como se muestra en la figura 8. En esta figura se presenta el esquema de la secuencia básica de procesado.

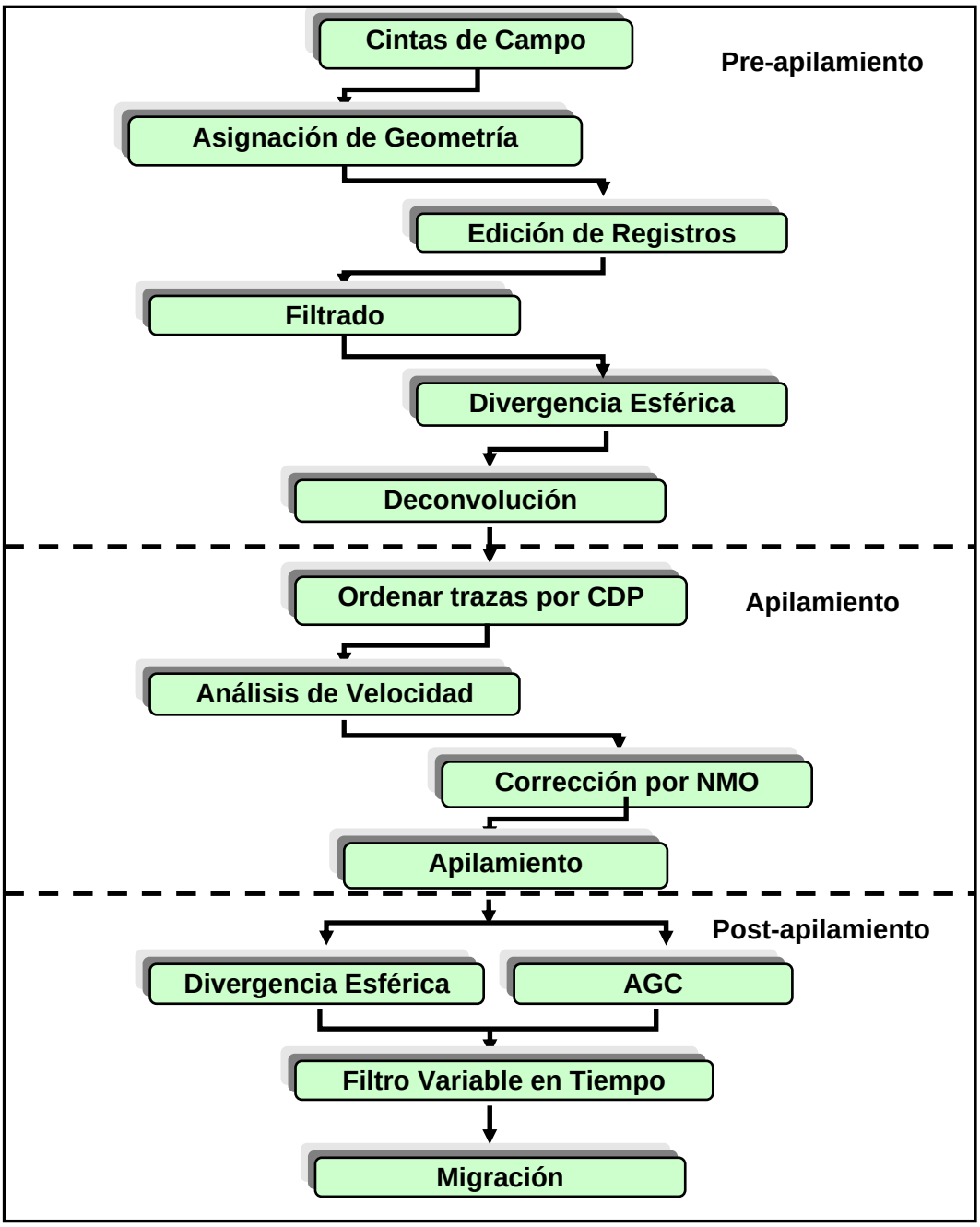


Figura 8. Secuencia básica del procesamiento de datos sísmicos de reflexión 2-D Multicanal (Sheriff y Geldart, 1995; Yilmaz, 2001).

II.3.1 Procesamiento Pre-Apilamiento (*Pre-Stack*).

II.3.1.1 Cintas de Campo

Los archivos de las cintas de campo fueron grabados en formato SEG-B (Formato B de la *Society of Exploration Geophysicists*, por sus siglas en inglés), y posteriormente se le aplicó una secuencia de proceso en la cual se cambió el formato original al formato SEG-Y (Formato Y de la *Society of Exploration Geophysicists*, por sus siglas en inglés).

Los datos de campo proporcionados por PEMEX al CICESE ya se encontraban con el formato SEG-Y. Con estos archivos es con los que se inició la secuencia de proceso.

II.3.1.2 Asignación de Geometría.

Lo primero que se tiene que hacer a la información de campo, es definir correctamente las coordenadas (X, Y, Z) de cada una de las estaciones: fuentes y receptores, así como la distancia del *offset* (distancia entre fuente y receptor), el azimut y las distancias entre receptores. Algunos datos ya se deberían de encontrar en las cabeceras (*headers*) de los ficheros de cada registro sísmico, pero no fue así, por lo que se procedió a introducirlos manualmente.

La geometría, como ya se mencionó anteriormente, fue obtenida a partir de un mapa geóreferenciado proporcionado por Aragón-Arreola (2007), quien los elaboró a partir de una copia heliografica facilitada por PEMEX.

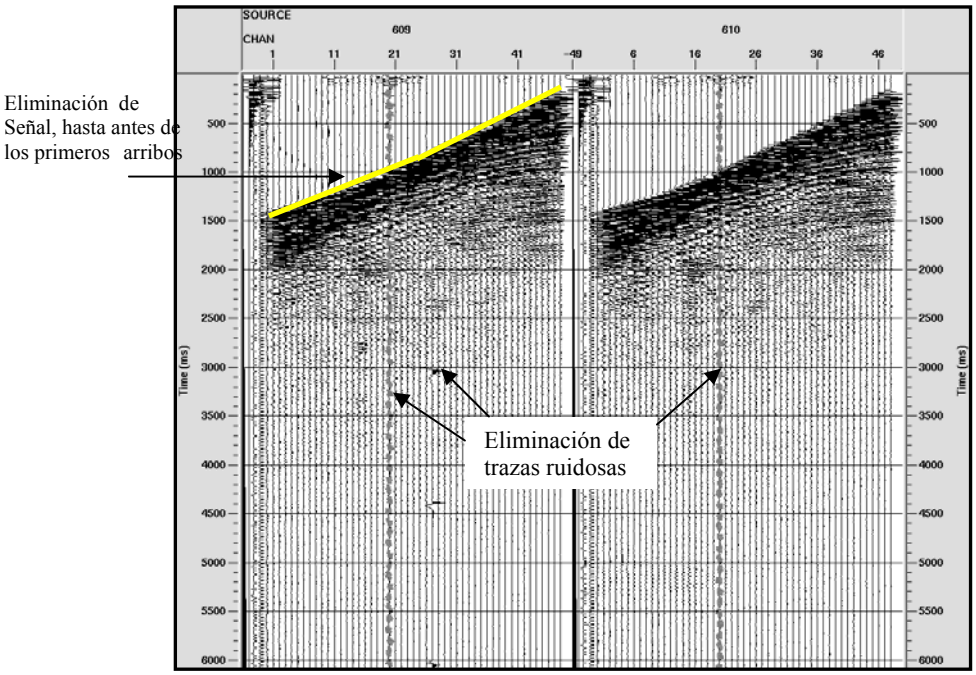
II.3.1.3 Edición de Registros

En esta parte del proceso se debe de tener mucho cuidado, ya que los resultados posteriores van a depender de los datos que aquí sean tratados. A continuación se presenta una descripción de las etapas de este paso:

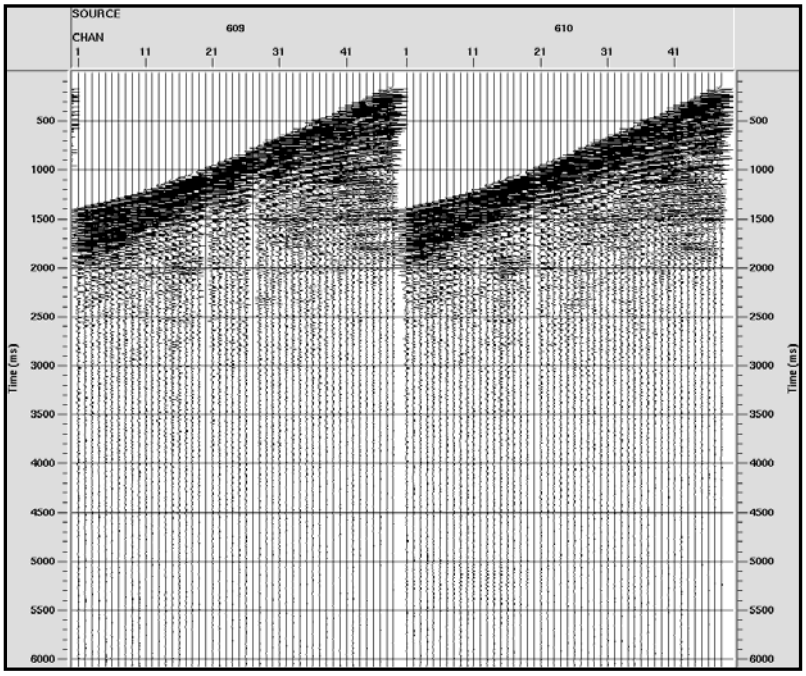
Para la edición de registros se procede a eliminar todas aquellas trazas que no tienen una buena relación señal-ruido, esto muchas veces se debe a que los receptores no tienen una buena conexión, otro factor importante es el ruido ambiental (Figura 9). Para llevar esto acabo se procedió a utilizar un proceso de eliminación de trazas (*kill*), el cual consiste en eliminar parcial o totalmente las trazas que tienen ruido o que presentaron mala señal de conexión de los receptores.

Otro aspecto en la edición de registros, es la eliminación de registros justo antes del los primeros arribos (*top mute*), la cual consiste en la eliminación de las señales de las primeras llegadas de energía sísmica y ruido de fondo que no proceden de la fuente.

A menudo nos encontramos con grupos de trazas que a pesar de los pasos anteriores están completamente contaminados con ruido. Entonces se hace necesario suprimir todas las trazas del tiro y esto se hace con en el borrado directo (Figura 10).

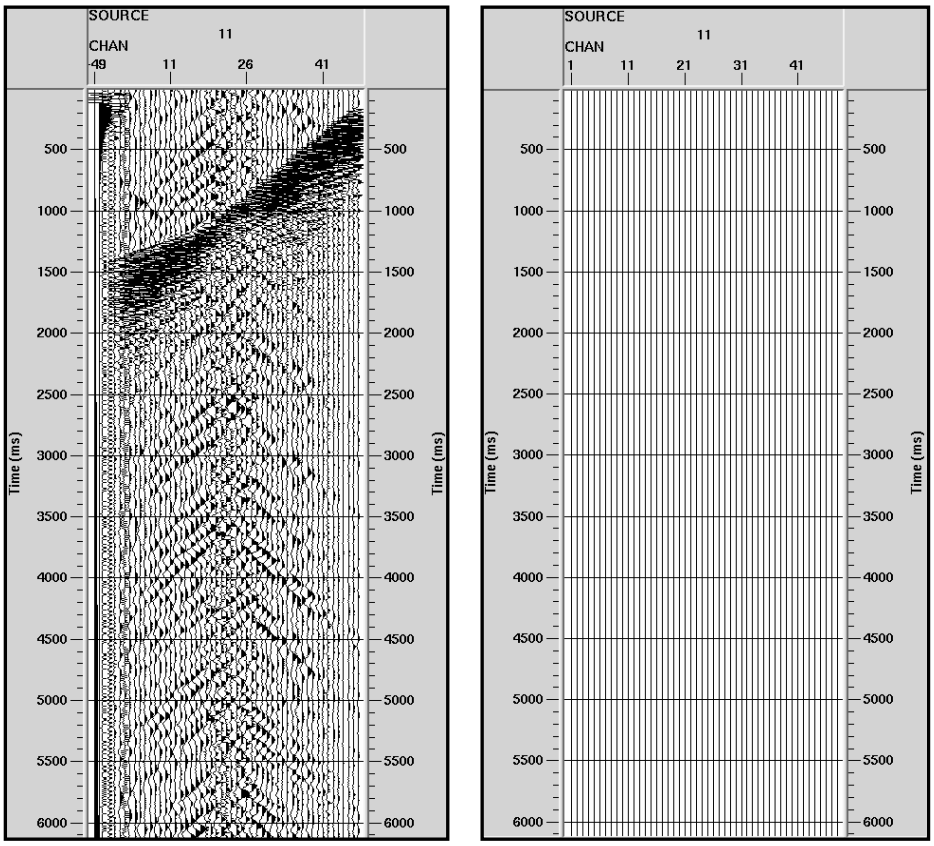


(a)



(b)

Figura 9. Registros sísmicos de campo: a) antes y b) después de la edición, para eliminar el ruido y señal antes de los primeros arribos.



(a) (b)

Figura 10. Registros sísmicos de campo: a) antes y b) después de la edición, Borrado Directo.

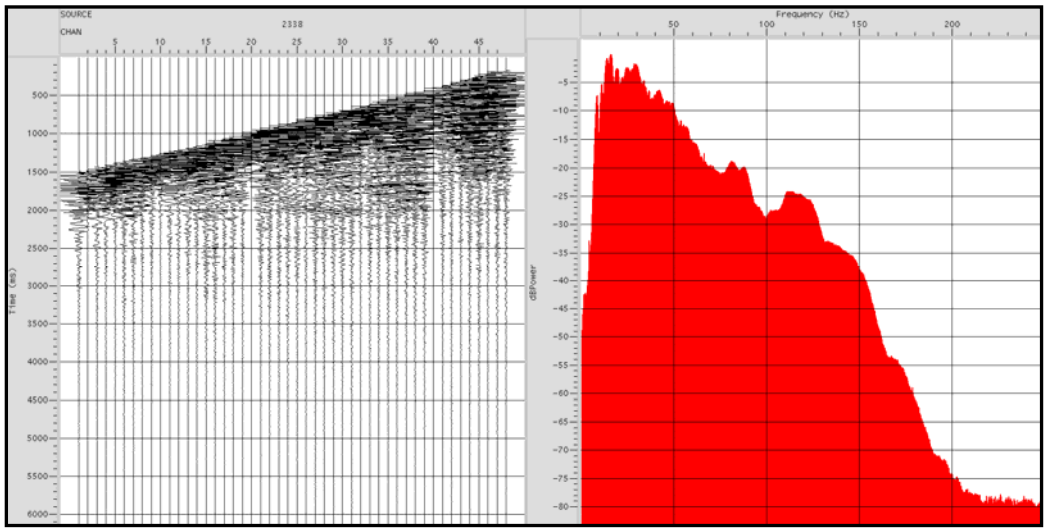
II.3.1.4 Filtrado de Frecuencias

El objetivo del filtrado es eliminar o atenuar el ruido y resaltar los eventos de reflexión. Los filtros, pueden operar sobre las bases de la frecuencia y la amplitud de las trazas, aunque también se pueden usar filtros que actúan sobre su coherencia o longitud de onda. El filtro permite el paso de señal en una banda limitada de frecuencia, de manera que acepten las frecuencias que contienen el mayor contenido de energía, eliminando o atenuando el ruido y mejorando la relación señal-ruido.

Con la transformada de Fourier, en la cual una función del dominio del tiempo (*x*-*t*) es transformada en una función del dominio de la frecuencia-numero de onda (*f*-*k*) y con el proceso inverso se paso del dominio de la frecuencia-numero de onda (*f*-*k*) al dominio del tiempo(*x*-*t*). Estos cambios de dominio se hacen debido, a que parte del proceso, se realiza en el dominio del tiempo y otra en el dominio de la frecuencia.

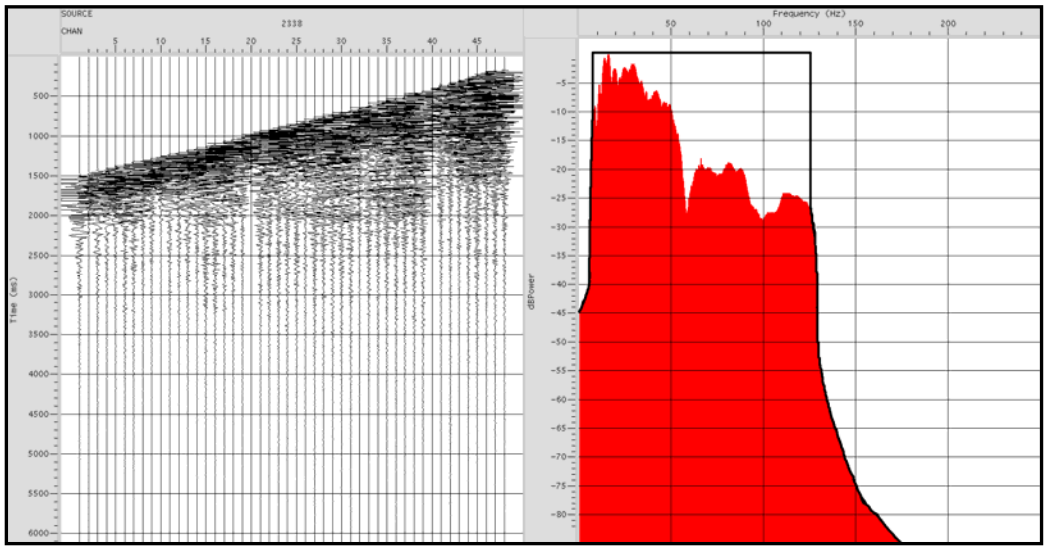
Mediante el análisis espectral se determinan los tipos de filtros y sus parámetros. Con el espectro de amplitud se determina el rango de frecuencias. Esto se hace con la finalidad de observar la parte donde se encuentra la mayor cantidad de energía de la señal.

Al graficar el espectro de frecuencia, observamos que su mayor contenido de energía se encuentra entre los 10-120 Hz. (Figura 11), por lo cual, se trabajo con un filtro pasa-banda tipo Ormsby, el cual se definió por el trapecio 8-10-120-125 Hz. (Figura 12). Dando como resultado la atenuación y eliminación de las componentes de la señal, en las frecuencias inferiores a los 8 Hz y mayores a los 125 Hz. Y las frecuencias comprendidas entre 8-10 y 120-125 Hz, fueron atenuadas. Con lo anterior se obtiene una disminución de las amplitudes de la onda directa, y nos da una mejor definición de las reflexiones.



(a) (b)

Figura 11. Análisis del contenido de frecuencia: (a) Registro de campo en el dominio del tiempo. (b) Espectro de potencia del registro del campo. El mayor contenido de energía se encuentra entre los 10-120 Hz.



(a) (b)

Figura 12. (a) Registro sísmico de campo después de aplicar el filtro pasa-banda mostrado. (b) espectro de potencia mostrando el filtro pasa-banda tipo Orsmby 8-10-120-125.

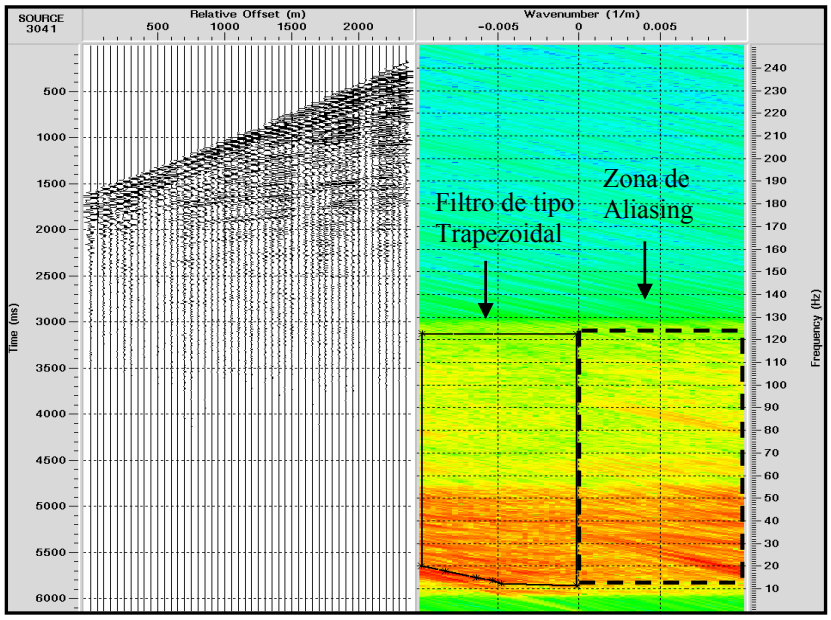
II.3.1.5 Filtrado *f-k* (frecuencia-número de onda)

Los eventos que tienen una pendiente en el dominio de tiempo-distancia (*t,x*) pueden ser separados en el dominio de frecuencia-número de onda (*f-k*). Esto nos permite eliminar ciertos tipos de energía no deseados. En particular, el ruido coherente (en forma de ground roll), ondas guiadas que obscurecen las reflexiones que pueden estar presentes en los datos grabados. También pueden atenuar el aliasing espacial. Este tipo de ruido es normalmente separado de las reflexiones en el dominio *f-k.*

El espectro *f-k* permite identificar problemas del aliasing espacial producido por un mal muestreo espacial durante la etapa de adquisición de datos. Este tipo de ruido se evidencia por una repetición de las pendientes en el lado opuesto del espectro (Yilmaz, 1987) (Figura 13).

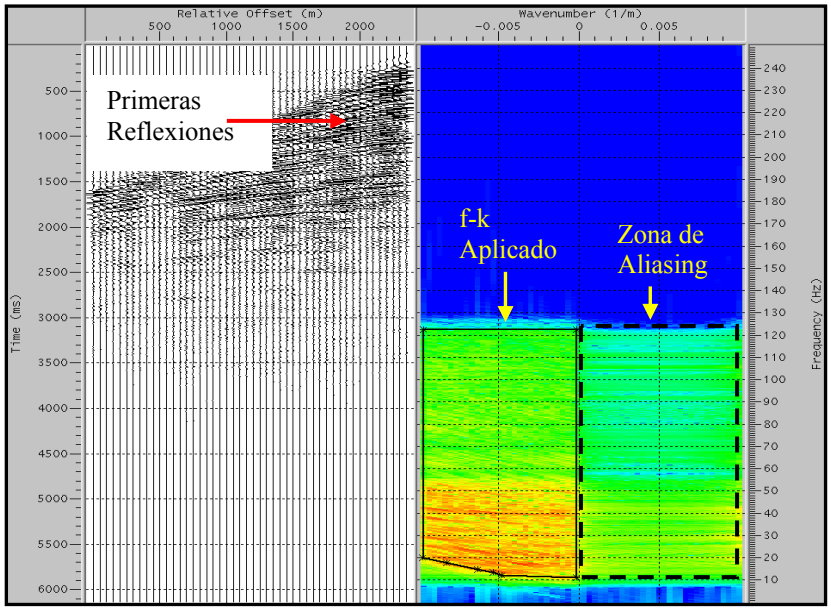
La aplicación del filtro *f-k* se muestra en la figura 13. Aquí los datos del registro están afectados por el fenómeno del aliasing espacial. Para atenuar este fenómeno, se aplicó un filtro trapezoidal, este filtro va a depender de cada disparo. El trapecio está diseñado para enmarcar la zona donde se concentra la energía. Este consiste en dejar pasar las frecuencias y número de onda concentrados dentro del trapecio (Figura 14).

En la figura 13-b, el rectángulo de línea punteada define la zona de aliasing, mientras que el trapecio de línea continúa la zona donde se encuentra la energía de la señal que se va a utilizar. En la figura 14-b, el rectángulo de línea punteada muestra la zona de aliasing atenuada. En el trapecio de la línea continua se muestra el *f-k* aplicado.



(a) (b)

Figura 13. Análisis de frecuencias espaciales. (a) Registro de campo. (b) Espectro en el dominio del f-k.



(a) (b)

Figura. 14 Análisis de frecuencias Espaciales. (a) Registro de campo filtrado por frecuencia y numero de onda. (b) Espectro en el dominio del f-k filtrado, el fenómeno de aliasing ha sido atenuado.

II.3.1.6 Corrección por Divergencia Esférica

El objetivo de ésta, es reconstruir la amplitud de la señal la cual decae cuando la energía se distribuye en volúmenes mayores del subsuelo y es absorbida por los materiales. Esto provoca que la amplitud que se registra de la señal, sea cada vez más débil en los receptores más alejados. Para recuperar esta pérdida de amplitud, los datos deben de ser corregidos. Esta corrección se basa en que la amplitud es inversamente proporcional al *offset*, cuando consideramos una velocidad constante (Mc. Quillin *et al*., 1979). Si por el contrario, aumenta la velocidad con la profundidad, la recuperación de las amplitudes involucra el uso de un modelo de velocidades.

En esta etapa del proceso, la corrección inicial se efectuó empleando una velocidad de 1500 m/s. Esta velocidad corresponde a la velocidad de propagación de las ondas, por debajo de la capa de agua. Posteriormente se realizó un segundo análisis de velocidad más detallado, para mejorar la corrección por divergencia esférica.

II.3.1.7 Deconvolución

El objetivo de la deconvolución es:

- Disminuir las reflexiones de la ondícula básica.
- Atenuar los fantasmas, efectos de los instrumentos, reverberaciones y reflexiones múltiples.

Haciendo esto se aumenta la resolución vertical y la respuesta del impulso de la tierra o la reflectividad se recupera aproximadamente (Figura 15). Si la deconvolución fuera completamente acertada, las reflexiones de la ondícula se colapsarían en picos (spikes). Sus amplitudes serían proporcionales a los coeficientes de reflexión en reflejar las interfaces (Gadallah y Fisher, 2005).

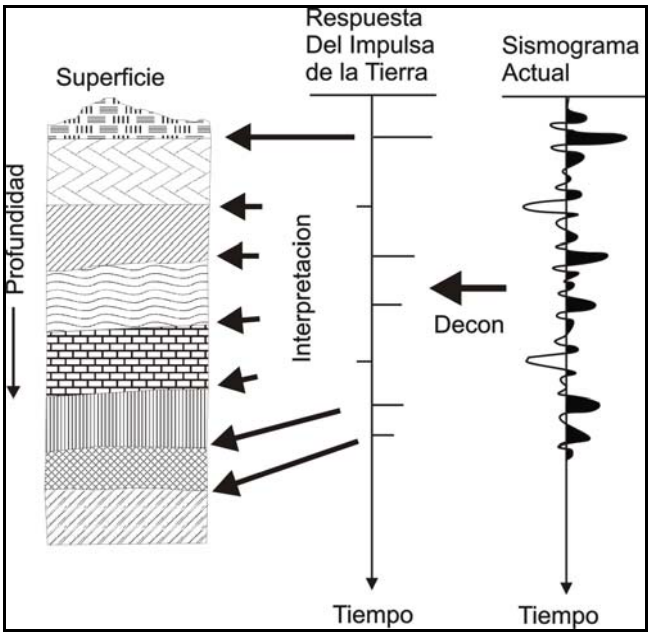
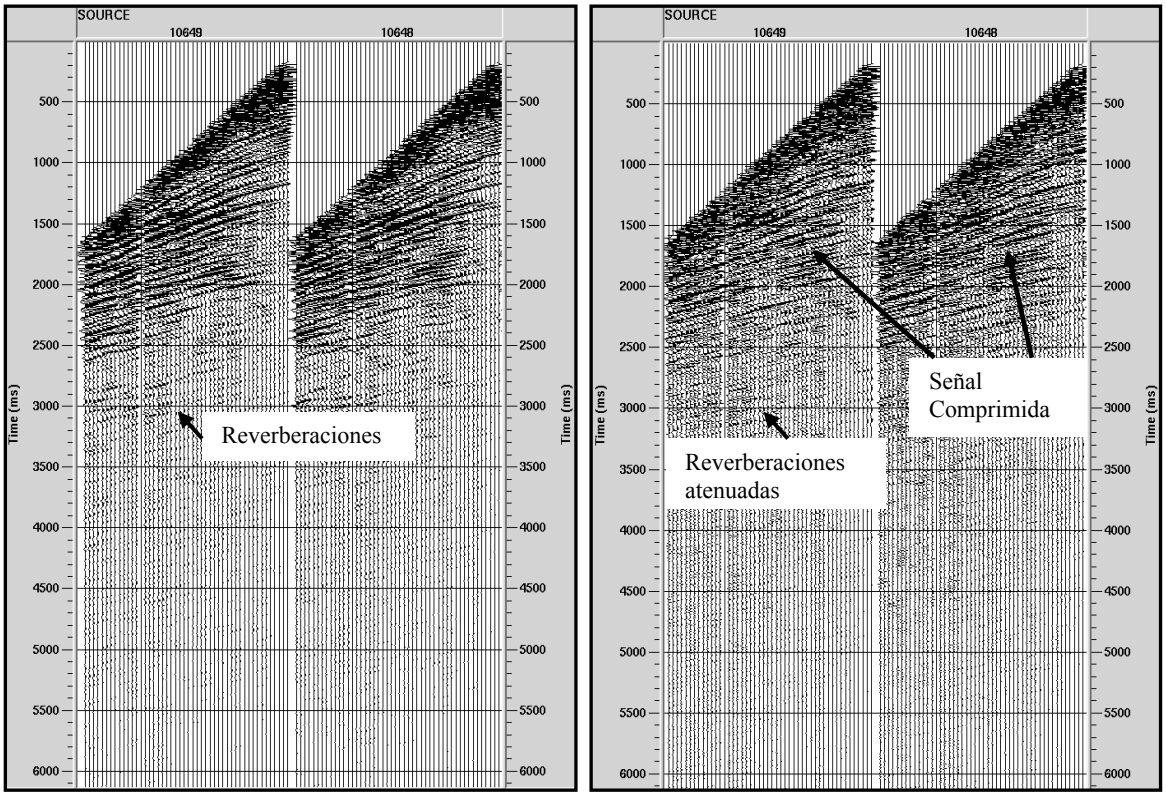


Figura 15. Objetivos de la deconvolución. Al sismograma que se obtiene de campo se le aplica la deconvolución, esta nos da como resultado unos picos. Estos picos representan las interfases del subsuelo.

La deconvolución es un proceso que mejora la resolución temporal de los datos sísmicos comprimiendo la ondícula básica sísmica. La deconvolución puede ser aplicada antes del apilamiento (*stack*) y/o después del apilamiento (*post-stack*) (Yilmaz, 1987).

Idealmente la deconvolución debería comprimir las componentes de la ondícula, atenuando o eliminando el ruido coherente como múltiple o reverberación producidas por la capa de agua.

La figura 16, muestra la atenuación de reverberaciones y/o posibles múltiples, así como la compresión de la forma de la ondícula de la fuente después de aplicar la deconvolución y los procesos antes descritos.



(a) (b)

Figura 16. Registros de campo: (a) antes y (b) después de aplicar la deconvolución. Cabe destacar que estos registros ya tienen aplicado la divergencia esférica y el filtro f-k. Se observan las reflexiones que están comprimidas y las reverberaciones atenuadas.

II.3.2 Procesamiento de Apilamiento (*Stack*)

II.3.2.1 Ordenar trazas por CDP

Después de realizado el editado de los registros de campo, se procede a realizar el ordenamiento de trazas sísmicas por CMP (*Common MidPoint,* por sus siglas en inglés) o punto de reflejo común, el cual consiste en agrupar las trazas que por geometría pertenecen a un mismo punto medio de reflejo común entre la fuente y un receptor determinado. La trayectoria del punto de reflejo común en profundidad se le llama CDP (*Common Depth Point*, por sus siglas en inglés) (Figura 17).

Este ordenamiento de trazas del mismo punto reflector se hace con la finalidad de obtener una traza resultante (traza CMP), la cual va a poseer una mejor relación señal-ruido. Por lo tanto, el espaciado entre el CMP es la mitad del espaciado entre geófonos y de las reflexiones, estos conjuntos poseen trayectorias hiperbólicas. Para corregir las trayectorias hiperbólicas se debe corregir la geometría hiperbólica de los eventos de reflexión. A esto se le denomina corrección NMO (*Normal Move Out,* por sus siglas en inglés), el cual consiste en asignar la velocidad correspondiente a la geometría hiperbólica. Esto se describirá posteriormente.

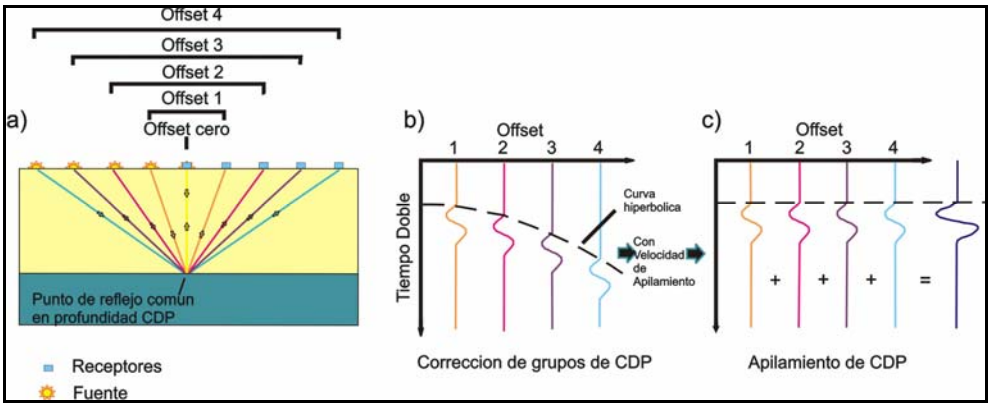


Figura 17. a) Apilamiento de trazas de un grupo de CDP's. Trazas de varios pares fuente-receptor en diferente offset de un punto de reflejo común en profundidad, que son colectados de un grupo de CDP. b) El grupo de trazas son mostradas en coordenadas de tiempo vs. Offset, en la cual la forma de la llegada de reflexión desde el reflector define una hipérbola, la llegada de estas es por turnos dentro de la alineación usando una velocidad de apilamiento, o de la relación de offset vs. tiempo. c) Todas las trazas son sumadas o apiladas, para crear una sola traza con una mejor relación señal/ruido.

II.3.2.2 Análisis de Velocidad

El análisis de velocidad es una de las etapas fundamentales en el procesamiento de datos sísmicos; de ella dependen otras etapas como son el apilamiento y la migración. Esta se basa en el análisis de registros de energía sísmica con las velocidades de los reflectores con que se encuentre a su paso, que a la vez están relacionados con la densidad del material del subsuelo.

Realizando el análisis de velocidad obtendremos una mejor relación señal-ruido. La cual consiste en obtener una velocidad acertada sobre las características del subsuelo. El análisis de velocidad se realiza sobre grupos de CDP's, para estimar las velocidades que se asocian a las interfaces del subsuelo.

El análisis de velocidad tiene el propósito de determinar la velocidad para el apilamiento, lo cual nos permite obtener una sección sísmica. Cuando se le aplica la corrección de NMO, se obtiene un óptimo s*tack* (Gadallah y Fisher, 2005).

Cuando hay poca precisión en las velocidades de reflexión, la calidad de la sección apilada puede degradarse, ya que las reflexiones no se suman coherentemente. Para llevar este proceso a cabo se utilizaron dos métodos para estimar el modelo de velocidad, los cuales se describen a continuación:

1) Espectro de semblanza.
2) Velocidad constante.

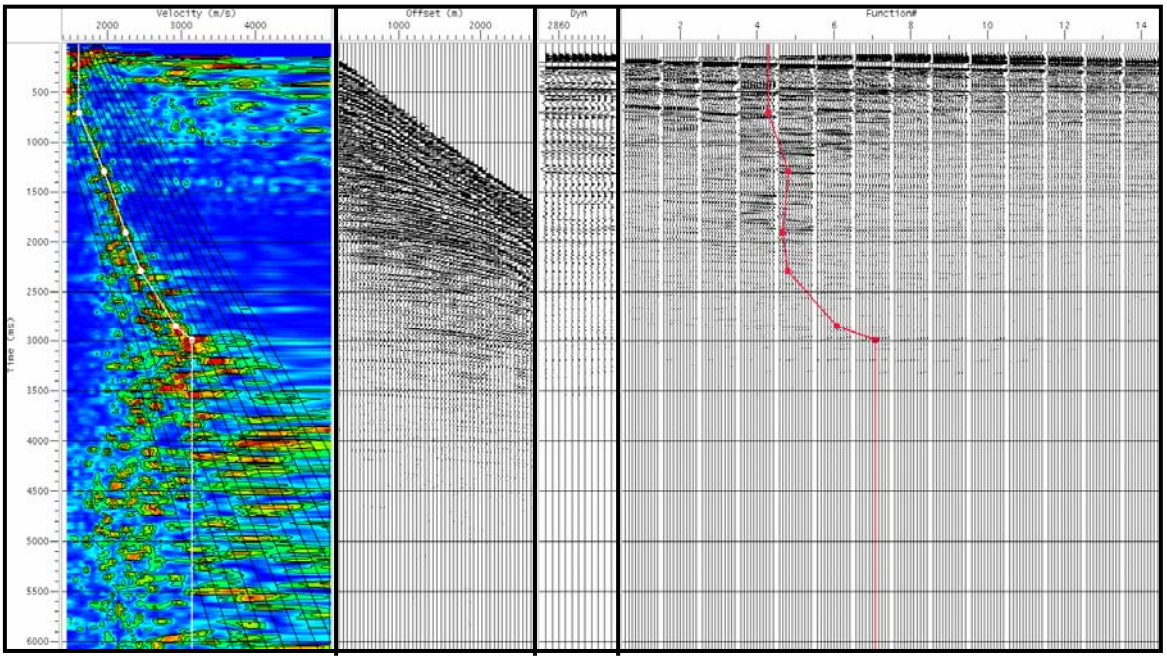
El espectro de semblanza se basa en la correlación cruzada de las trazas de un CDP y no en la continuidad de los eventos apilados (Yilmaz, 1987). Útil por su capacidad de realizar meticulosamente un modelo de velocidades, es idóneo en secciones con gran contenido de reflectores. Este método despliega gráficos con una serie de máximos y mínimos que se disponen como isolíneas de igual semblanza o "semejanza" (Figura 18-a).

El objetivo de este método es localizar las zonas de valor máximo de semblanza, que se presenta en los reflectores con mayor contraste de impedancia acústica y horizontalidad. Se debe de tener cuidado con las múltiples, ya que esta muestra altos de semblanza y una localización similar en tiempo. La diferencia es que la velocidad de la múltiple es mucho menor que la del reflector primario.

El segundo método, el de velocidad constante, es de gráficos de prueba y error. Este consiste en generar grupos de CDP's. A cada grupo se le aplican diferentes velocidades constantes para corregir por NMO. Este método es poco preciso pero visualmente efectivo.

Las ondículas que muestran la horizontalidad en los registros indican que la velocidad es la adecuada para corregir por NMO, debido a que las velocidades aplicadas son constantes para cada grupo de CDP's. Esto funciona solo en un intervalo de tiempo específico. (Figura 18-d).

Si hay poca precisión en las velocidades, la calidad de la sección apilada puede degradarse debido a que las reflexiones no se suman coherentemente.



(a) (b) (c) (d)

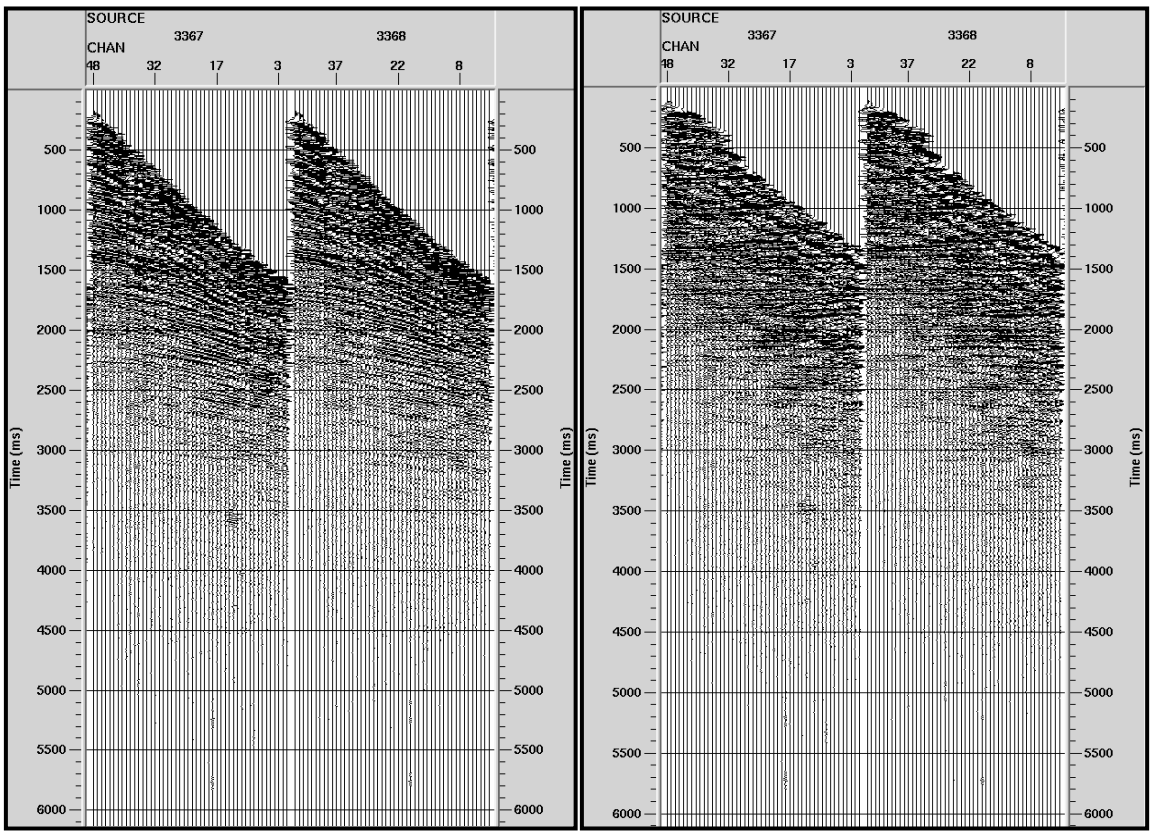
Figura 18. Análisis de Velocidad. a) Método de espectro de semblanza, los colores en tonos de color rojo muestran zonas de semblanza alta. b) Registros de CDP's a corregir. c) Corrección por NMO. d) Método de velocidad constante.

II.3.2.3 Corrección por NMO

Este método es una función del tiempo y del *offset*, y se usa para compensar el efecto del NMO, el cual se produce por el aumento del *offset*, produciendo un retardo en las llegadas del reflector al receptor. Lo que sucede es que las reflexiones llegan primero a los *offset's* más cercanos a la fuente y se van retardando hacia los más lejanos, obteniéndose una hipérbola.

El objetivo de esta corrección es el de simular que los sismogramas fueron adquiridos con *offset* igual a cero (Yilmaz, 2001). La corrección del NMO consiste en llevar a la horizontalidad aquellos reflectores que tienen superficie hiperbólica.

Con las velocidades obtenidas de los espectros de semblanza, se efectuó la corrección de NMO a cada uno de los CDP´s de las líneas sísmicas, lo que permitió horizontalizar las hipérbolas correspondientes a las reflexiones (Figura 19).



(a) (b)

Figura 19. Corrección por NMO. a) Conjunto de trazas correspondientes a dos registros con los eventos hiperbólicos ocasionados por el retraso por el efecto de offset diferente a cero, antes de corregir por NMO. b) Mismo conjunto de trazas después de ser corregidas por NMO, para remover las hipérbolas y corregir el offset cero.

II.3.2.4 Apilamiento (Stack).

Una vez aplicadas las correcciones de NMO, se procede a hacer la suma de todas las trazas de un CDP. El resultado es una sola traza para cada CDP. La gráfica generada es una sección que conjunta todas estas nuevas trazas. Para que la sección resultante sea correcta la corrección por NMO debió ser la adecuada, de lo contrario la imagen generada en el apilamiento no es óptima. Aquí se puede eliminar parte del ruido incoherente e incrementar la relación señal/ruido. Al reducir la dimensión del offset en el apilamiento, se está reduciendo el volumen de datos sísmicos al plano de offset cero (Yilmaz, 1987).

Una sección sísmica está formada por todas las trazas CDP y representa una imagen de los reflectores presentes en el subsuelo (Figura 20). La sección obtenida no es la definitiva, se procede a hacer varios tratamientos cuyo número de aplicaciones depende de la calidad de los datos.

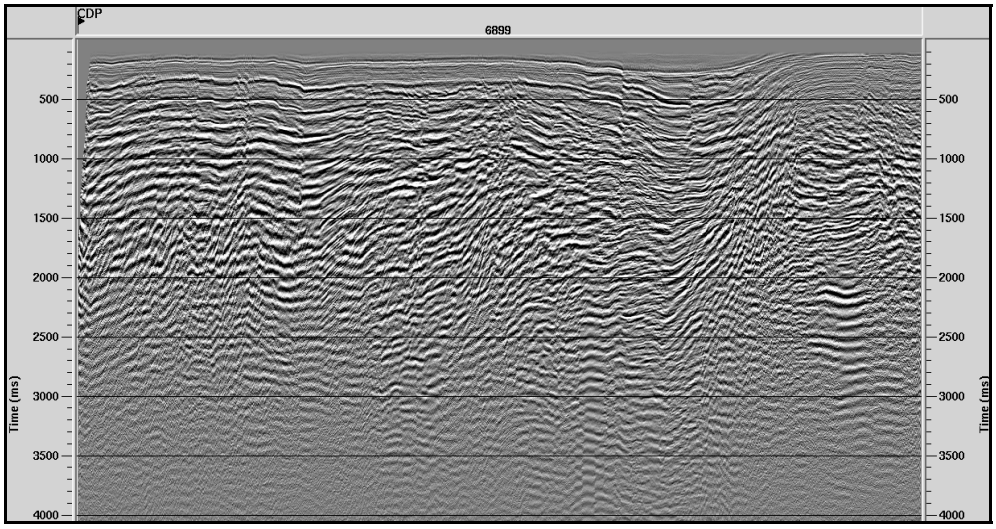


Figura 20. Apilamiento de CDP's. Sección sísmica que muestra rasgos estructurales del subsuelo. La escala vertical está dada en tiempo doble (ms).

II.3.3 Procesamiento Post-Apilamiento (*Post-Stack*)

II.3.3.1 Corrección de Amplitudes: Divergencia Esférica y Ganancia (AGC).

En esta etapa se corrigen los efectos de la propagación de la onda en las amplitudes de las trazas, producidas a la propagación de la onda en el subsuelo. Esto se produce por 2 factores:

1).- Disminución de la densidad de la energía, la cual nos produce la disminución de la amplitud de la onda. Esto se debe al crecimiento o propagación de la onda.

2).- Cambio de la frecuencia de la señal inicial. Debido a que el subsuelo absorbe más rápidamente las altas frecuencias que las bajas frecuencias (Yilmaz, 1987).

Anteriormente ya se había realizado la corrección por divergencia esférica, sin embargo se realizó una segunda iteración utilizando el modelo de velocidades resultantes del análisis de velocidad.

Para la ganancia se aplicó el control de ganancia automática ***AGC*** (Automatic Gain Control), el cual compensa la atenuación de las amplitudes de las trazas sísmicas. Esto se obtiene calculando el valor medio (o promedio absoluto) de la amplitud dentro de una ventana específica de tiempo, luego se obtiene la relación entre el valor RMS deseado y el promedio calculado. Este escalar es asignado a la función de ganancia, la cual se aplica a cada muestra o traza.

II.3.3.2 Filtro Variable en tiempo

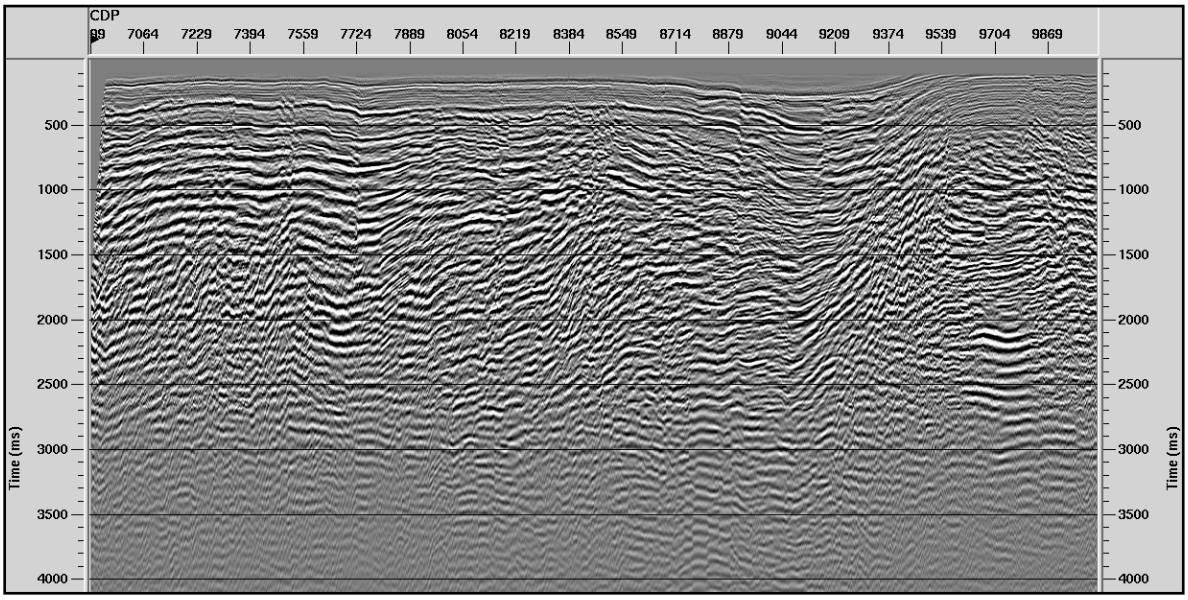
Es un proceso que consiste en un filtro pasa-banda que elimina el ruido asociado a bajas y/o altas frecuencias que se presentan en bandas de tiempo en la sección apilada. Las frecuencias altas que persisten en tiempos relativamente grandes deben ser atenuadas. Esto tomando en cuenta el efecto de absorción de las frecuencias elevadas por el subsuelo a medida que se incrementa la profundidad, tales componentes deben corresponder a ruido (Yilmaz, 1987).

Se generaron paneles con porciones de las trazas de las secciones apiladas, a los cuales se les aplicó filtros pasa-banda estrechos de distintas frecuencias de esquina, y se observó la resolución y amplitud de los eventos en las secciones resultantes. De acuerdo a la calidad de las reflexiones en cada panel se determinaron las frecuencias de corte de los filtros pasa-banda que se aplicaron en cada ventana de tiempo.

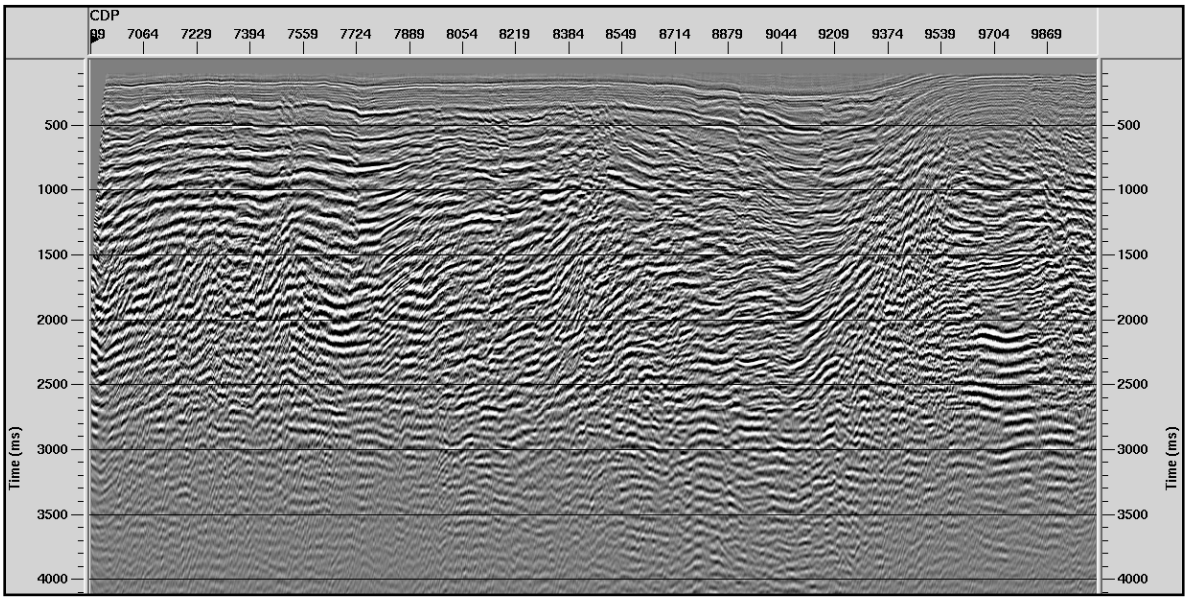
II.3.3.3 Migración en Tiempo

La migración es un proceso cuyo objetivo es mejorar geométricamente la resolución lateral moviendo la inclinación de los reflectores a su verdadera posición en el subsuelo, colapsa difracciones y delimita detalles en el subsuelo como planos de falla (Figura 21), obteniéndose una imagen con mayor resolución espacial de los eventos (Yilmaz, 1987).

Entre los principales métodos de migración se encuentran la *migración de Kirchhoff*, la cual se basa en la solución integral de la ecuación de onda, donde la respuesta a un punto de difracción es una hipérbola definida por una determinada velocidad.



(a)



(b)

Figura 21. Secciones sísmicas con el proceso post-apilamiento: divergencia esférica, ganancia y filtro variante en tiempo. a) antes y b) después de aplicar la migración.

II.4 Interpretación de datos sísmicos

El propósito básico de la interpretación sísmica es determinar la información geológica, como la estructura, estratigrafía y propiedades de las rocas (Liner, 2004). Pocas veces se puede estar seguro de la validez o precisión de una interpretación. Casi siempre son posibles algunas formas alternativas de interpretar los datos. Sin embargo, esta ambigüedad en la interpretación sísmica es menor que en la mayoría de los datos geofísicos y geológicos. La única prueba de una interpretación es la congruencia con los datos sísmicos y con toda la información disponible, incluyendo datos gravimétricos, datos magnéticos, geología superficial, registro de pozos, etc.

En la interpretación sísmica, se supone generalmente que: 1) los eventos coherentes vistos en los registros sísmicos o en secciones sísmicas son reflexiones provenientes de contrastes de impedancia acústica en la Tierra y 2) que estos contrastes están asociados con estratificaciones que representan la estructura geológica. Por tanto, el trazo de las curvas de tiempo de llegada de eventos coherentes está muy relacionado con la estructura geológica, y teniendo en cuenta los efectos de velocidad y migración, se obtiene una imagen que muestra la estructura geológica. También se supone 3) que el detalle sísmico (amplitud, forma de onda, etc.) está relacionado con el detalle geológico, es decir, a la estratigrafía y la naturaleza de los fluidos intersticiales (Sheriff y Geldart, 1995).

De acuerdo con estas suposiciones, se realizó la interpretación geológica de las secciones sísmicas, identificando eventos o reflectores que poseen continuidad lateral, así como rasgos estructurales (fallas, o pliegues) y estratigráficos (discordancias).

II.4.1 Estratigrafía

La extracción de información no estructural de los datos sísmicos se llama estratigrafía sísmica o análisis sísmico de facies. Las facies se refieren a la suma total de los rasgos que caracterizan el ambiente en que se depositaron los sedimentos. Esta involucra estructuras sedimentarias, forma de estratificación, actitud y forma original, espesor, variaciones de espesor y continuidad de unidades sedimentarias (Sheriff y Geldart, 1995).

El objeto de la estratigrafía y sedimentación concierne a las características de las rocas comprendidas en un rango de 10^{-5} m (tamaño de granos) a 10^{5} m (sistemas depositacionales). Nuestro interés aquí es comprender todas aquellas características de tipo sismoestratigráfico que sean visibles en las secciones sísmicas. Tomando en cuenta la limitación de resolución de los datos sísmicos, se puede resolver características sólo de algunas decenas de metros en espesor (Ecuación 1 y tabla II) y el doble de esto para los rasgos laterales de las capas (Liner, 2004).

La resolución vertical (Rv) para los datos sísmicos está dada por:

$$Rv = \frac{V}{N * \Delta f} \quad \text{.....(1)}$$

Donde N = 4 para datos de alta calidad y N = 2 para datos ruidosos

V = Velocidad de intervalo

$\Delta f = fmax - fmin$ = Rango de frecuencias

Tabla II. Valores de resolución vertical.

V (m/s)	f **(hz)**	$R_v = \frac{V}{4f} = \frac{\lambda}{4}(m)$
2000	50	10
3000	40	19
4000	30	33
5000	20	62.5

Donde la longitud de onda (λ), está dada por: $\lambda = \frac{V}{f}$ ……. (2)

Las características estratigráficas de gran escala pueden ser evidenciadas en datos sísmicos 2D por las terminaciones de capas. Las terminaciones estratigráficas de capas ocurren en algunas formas como se ilustran en la Figura 22.

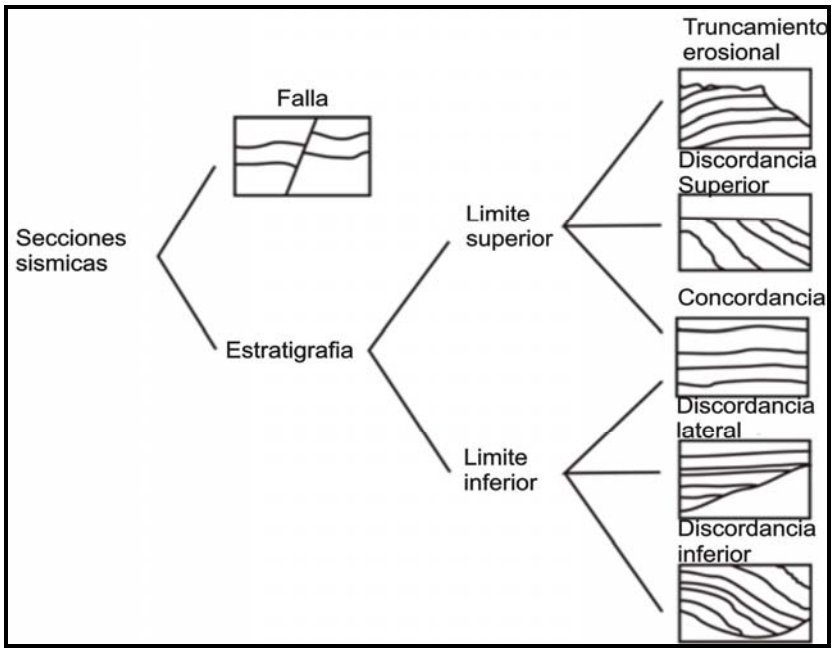


Figura 22. Clasificación de terminación de capas observadas en secciones sísmicas. Las terminaciones estratigráficas son los componentes fundamentales de la sísmica estratigráfica utilizando datos de sísmica 2D (Liner 2004).

Los patrones de depositación como el avance y acuñamientos se pueden observar algunas veces en los datos sísmicos, aun cuando muchos rasgos estratigráficos son demasiado pequeños para ser visibles (Sheriff, 1977) o demasiados graduales para verlos. Los patrones de depositación a veces están asociados con la energía depositacional (que determina el grado de separación de partículas finas de partículas gruesas), litología, porosidad, y otras propiedades físicas.

La estratigrafía sísmica se divide en varias subáreas (Sheriff y Geldart, 1995):

1) Análisis de secuencia sísmica, separación de unidades de tiempo-depositación basada en la detección de discordancias o cambios en los patrones sísmicos.
2) Análisis de facies sísmicas, determinación del ambiente de depositación a partir de las características de reflexión sísmica.
3) Análisis del carácter de reflexión, reconoce la variación lateral de la reflexión de los eventos individuales, o series de eventos, para localizar donde ocurren los cambios estratigráficos e identificar su naturaleza.

Para el análisis de estratigrafía sísmica se basa en la clasificación de terminología de terminación de capas (Figura 22, 23 y 24), en las estructuras de los estratos (Figura 25-a) y de la forma externa de la secuencia (Figura 25-b).

Un cambio lateral en las litofacies, esta puede ser en las interfaces entre los estratos. Este causa un cambio en la forma de la ondícula, tal como la amplitud. Las reflexiones de los estratos pueden también desaparecer cuando las reflexiones se van atenuando gradualmente de bajo de la resolución sísmica, produciendo falsas terminaciones de capas llamada convergencia interna (Figura 23). En la figura 24, se muestra los límites de secuencia y terminaciones de capas para una sección sísmica.

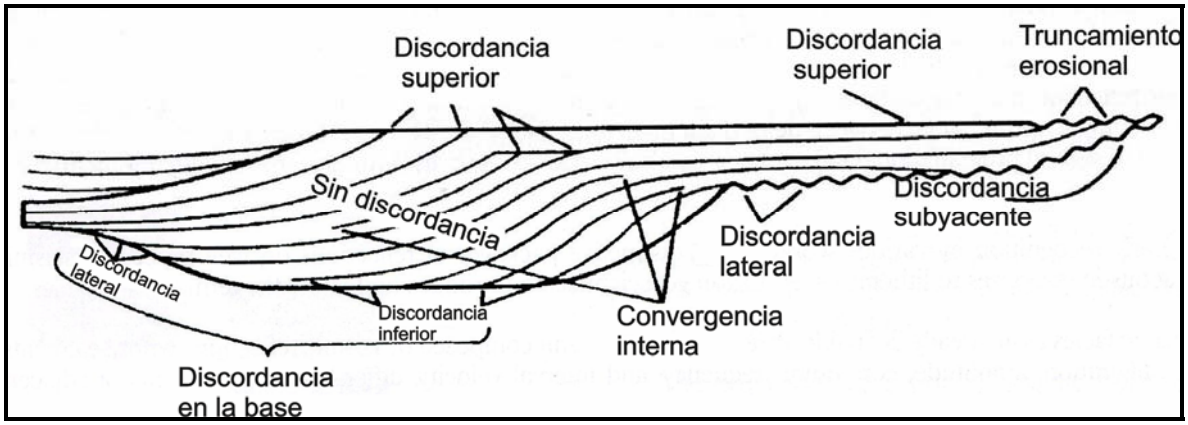


Figura 23. Terminología propuesta para las terminaciones de capas y convergencia interna.

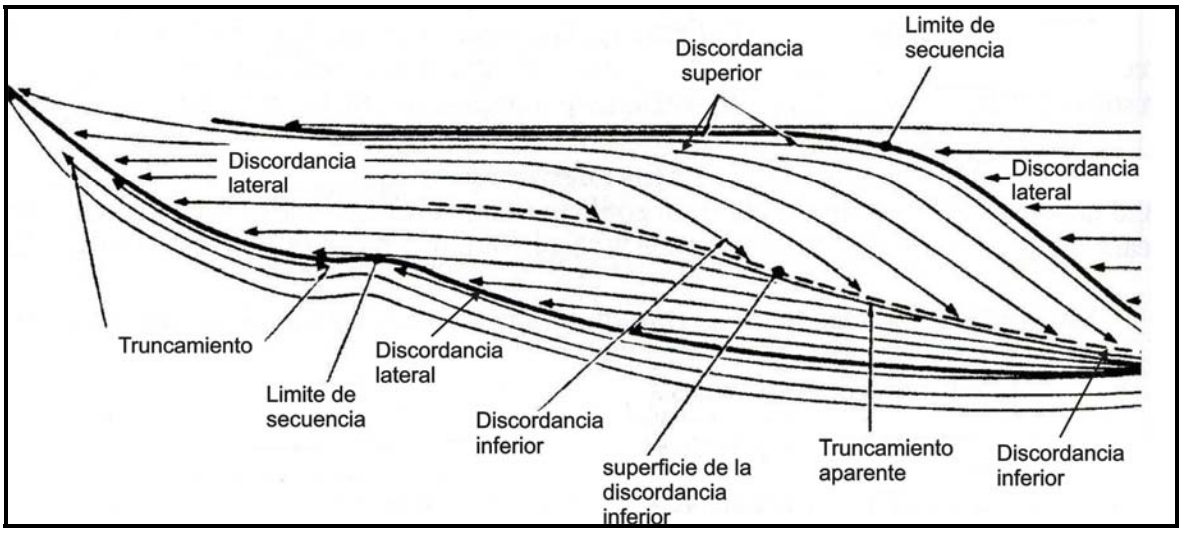


Figura 24. Terminología para terminación de capas y su relación con límites de secuencia y discordancias inferiores (Mitchum et al., 1977).

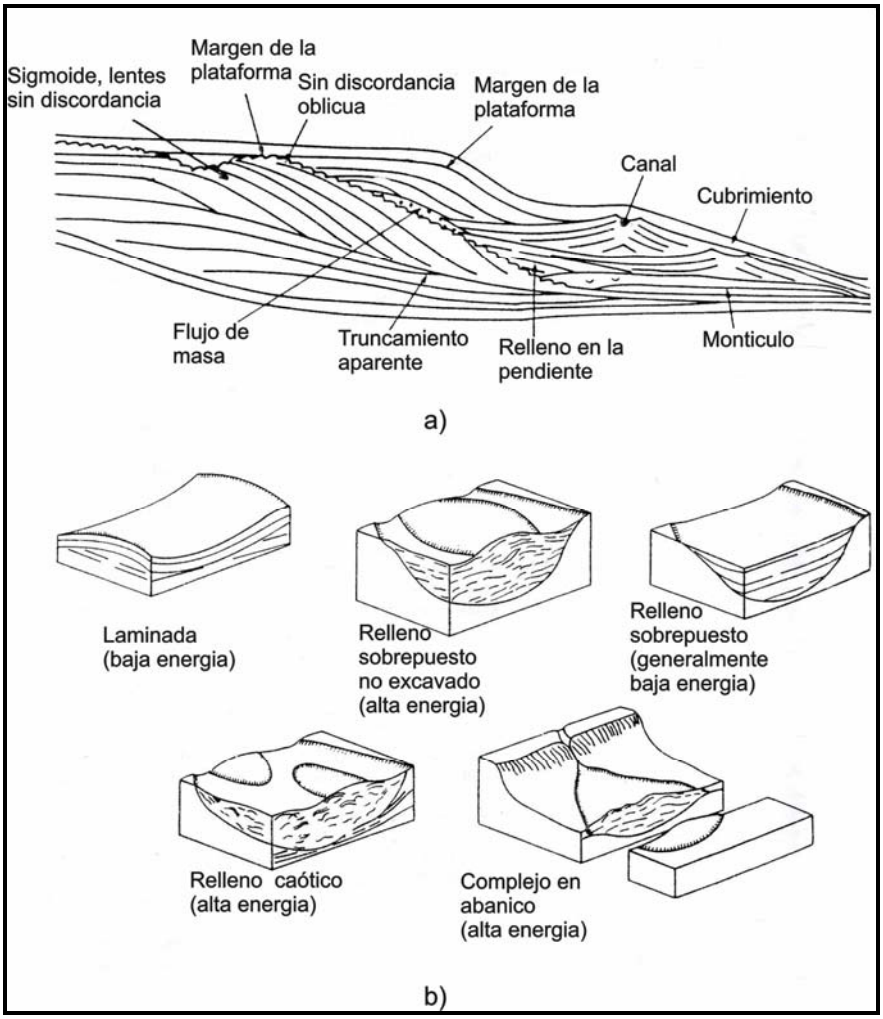


Figura 25. Estructuras de facies sísmicas. a) estructuras sobre las secciones sísmicas. b) 3D de las formas de secuencia en cuencas (Sangree y Widmier, 1979).

Teniendo en cuenta las estructuras de las terminaciones de capas de las figuras 22, 23, 24 y 25, encontramos algunos de estos tipos de límites entre las capas. Sin embargo, es difícil correlacionar los reflectores entre las secciones sísmicas que se encuentran alejadas entre sí, debido a la existencia de diferentes dominios estructurales y al amplio espaciamiento entre líneas procesadas.

II.4.2 Estructura

Debemos asumir una comprensión básica de la deformación, esfuerzo y tensión estática, los tipos y ocurrencia de las fallas, y la influencia tectónica en elementos estructurales locales. Es la combinación de los datos sísmicos y la especialización en geología estructural que forma una herramienta de gran alcance para el análisis estructural (Liner, 2004).

Cuando se sujetan a un esfuerzo, las rocas pueden fallarse, plegarse o fluir, dependiendo de la magnitud y duración de los esfuerzos, la resistencia de las rocas, la naturaleza de las rocas adyacentes, etc. Las fallas se producen por esfuerzos desbalanceados que exceden la resistencia de las rocas, y el tipo de falla depende en gran medida, si los esfuerzos verticales u horizontales son mayores (Sheriff y Geldart, 1995).

Idealmente, los eventos de reflexión terminan abruptamente cuando el punto de reflexión llega al plano de falla y entonces se concentran de nuevo en posiciones desplazadas sobre el otro lado de la falla. Además, idealmente la reflexión tiene un carácter suficientemente distintivo para que las dos porciones de los lados opuestos de la falla se puedan reconocer y así determinar la caída de ésta (Figura 26). En la práctica, usualmente las difracciones prolongan eventos de tal modo que las ubicaciones de los planos de fallas no son claramente evidentes, aunque en ocasiones se pueden observar terminaciones abruptas. Aunque a veces la misma reflexión se identifica inequívocamente sobre los dos lados de una falla (Sheriff y Geldart, 1995).

Las fallas usualmente tienen un efecto degradante en la calidad de la imagen sísmica. Esto puede ser debido a las difracciones de pequeños bloques fallados o dispersión de la energía en las zonas de falla (Liner, 2004).

- Las fallas pueden ser identificadas en una sección vertical por:

1).- Terminaciones de alineaciones de capas (Fig. 26).

2).- Cambios abruptos de las pendientes.

3).- Cambio de la alineación de la amplitud o sombra de la falla (fault shadow), la cual puede implicar una falla strike-slip o fracturamiento.

4).- El plano de reflexión de la falla.

- En una sección horizontal las fallas se identifican en:

1).- Un corte en tiempo por un desplazamiento lateral de las bandas de amplitud.

2).- Un corte en horizonte por una anomalía lineal o dendrítica de la amplitud.

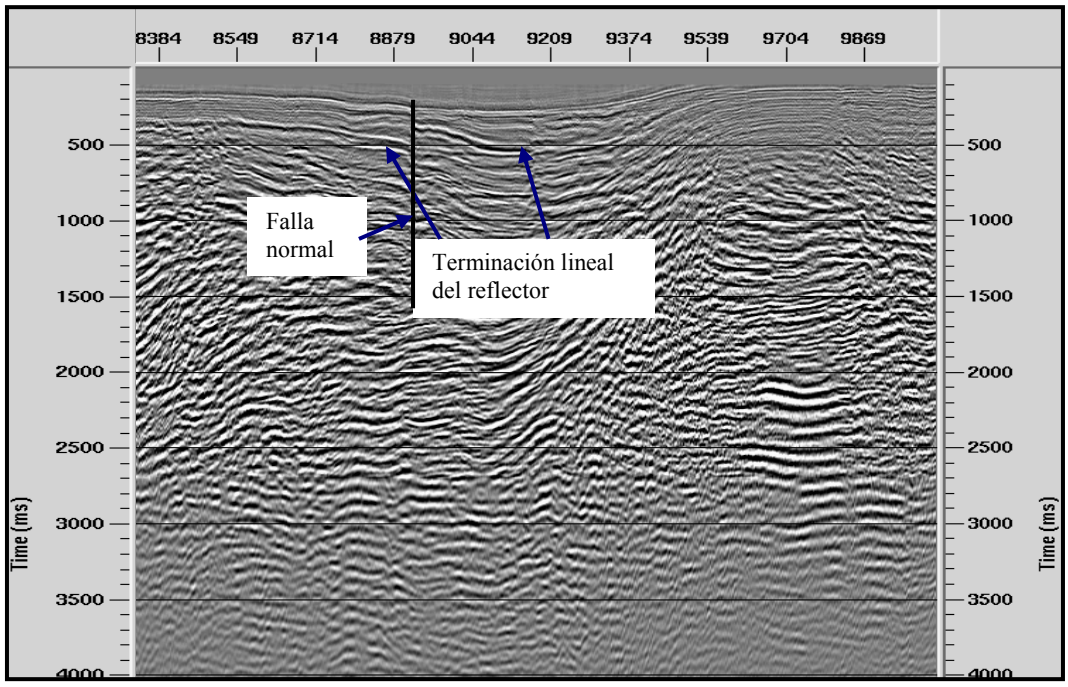


Figura 26. Evidencias de falla geológica en la sección sísmica. Terminación de alineamiento de capa, reflector de amplitud grande y buena coherencia lateral, termina en el plano de falla y continúa del otro lado de la falla.

CAPITULO III

RESULTADOS

Los resultados de esta tesis se basan en la interpretación y descripción de las secciones sísmicas que fueron obtenidas a partir del proceso de los datos sísmicos colectados por PEMEX entre 1980-1981. En este capitulo se realiza una descripción general de las características de las líneas sísmicas en función de su geometría. Estas secciones sísmicas forman 2 grupos según su orientación: líneas NW-SE y líneas SW-NE. Después del procesado se describe el fallamiento asociado a las cuencas Wagner y Consag y las zonas cercanas. Finalizando con las descripciones de los principales horizontes sismoestratigráficos interpretados en estas secciones, los cuales fueron tres (H1, H2 y H3).

III.1 Análisis de Secciones Sísmicas

En el análisis de las secciones de este trabajo se utilizaron 9 líneas sísmicas que no habían sido procesadas en trabajos anteriores, las cuales son: 5033, 5039 y 5041 con orientación SW-NE; y 5060, 5056, 5052, 5048, 5044 y 5040 con orientación NW-SE (Figura 27). De las 9 secciones sísmicas solo se usaron 6 para efectos de correlación de fallas y horizontes, debido a que no fue posible correlacionar la interpretación con secciones vecinas, ya que aparentemente no corresponden a su posición espacial correcta. Como no se cuenta con más información en los archivos de datos de campo, salvo el nombre y puntos de tiro, inscritos en la etiqueta de las cintas, no fue posible ubicarlas con precisión y se decidió no utilizarlas para la correlación de las estructuras y horizontes sísmicos. No obstante esas líneas están dadas de alta en el proyecto (base de datos), ya que

en un futuro se espera tener información procesada alrededor del área de estudio del presente trabajo y quizás entonces se pueda inferir cual es su posición real.

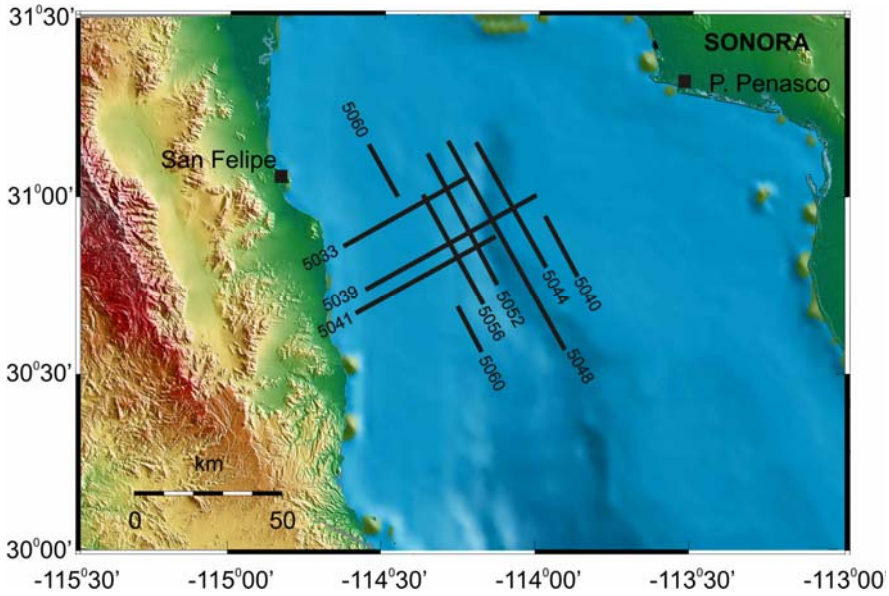


Figura 27. Área de estudio. Líneas negras representan las líneas sísmicas procesadas e interpretadas en este trabajo.

Las líneas sísmicas utilizadas en este trabajo tienen una mejor resolución desde los 500 ms hasta los 3000 ms, donde los reflectores y las zonas de fallamiento se muestran con mayor detalle. Dentro de las líneas sísmicas se presenta una gran cantidad de fallas geológicas. Se realizó un conteo de todo el fallamiento a lo largo de las secciones sísmicas y se promedió con la longitud de las mismas. Con esto obtuvimos un promedio del número de fallas que se encuentran en estas secciones. La densidad del fallamiento se estimó en un promedio de ~1 falla por kilómetro, teniendo un arreglo subparalelo entre ellas. La mayoría de estas fallas no se logran ver abajo de los 3 s de tiempo doble (TD) de viaje, en donde los datos sísmicos pierden resolución.

III.1.1 Secciones Sísmicas NW-SE

Las secciones sísmicas con orientación NW cortan longitudinalmente y de forma oblicua a las estructuras principales de NNW a SSE y muestran los rasgos estructurales oblicuos a esa dirección (Figura 27). Estas secciones son las líneas, 5056, 5052 y 5044. Las secciones 5060, 5048 y 5040 no se utilizaron por la falta de información sobre su posición (Figura 27). La sección 5056 y 5052 tienen una separación entre ellas de 5 km y las secciones 5052 y 5044 tienen una separación de 10 km. Así mismo, la longitud de estas secciones es variada debido a que la información es incompleta. A continuación se presentan la longitud de cada sección:

Sección	Longitud (km)
5056	39.44
5052	49.15
5044	40.85

Las líneas sísmicas que no se utilizaron en la correlación de horizontes y fallas también se procesaron e interpretaron y quedan en la base de datos en espera de información que permita una ubicación precisa.

Sección	Longitud (km)
5060	31.61
5048	76.97
5040	21.70

En la Figura 28 se muestra la sección 5056. En esta sección se interpretaron los rasgos estructurales y sismoestratigráficos principales. Se observa que las fallas son semiparalelas entre ellas y buzan hacia el SE en la porción NW, mientras que a partir del cdp 6300 las fallas cambian el sentido de la caída al NNW.

Los principales horizontes sismoestratigráficos se pueden seguir en la parte intermedia de esta sección a una profundidad de 0.4 s a 2.0 s de TD. También se observa una zona compleja en la zona media (alrededor de 1.5 s de TD) de la parte norte de la sección, donde no se correlacionó el horizonte H3 (Figura 28). A los 2.5 s de TD ya no se tiene coherencia de los reflectores sísmicos en la sección.

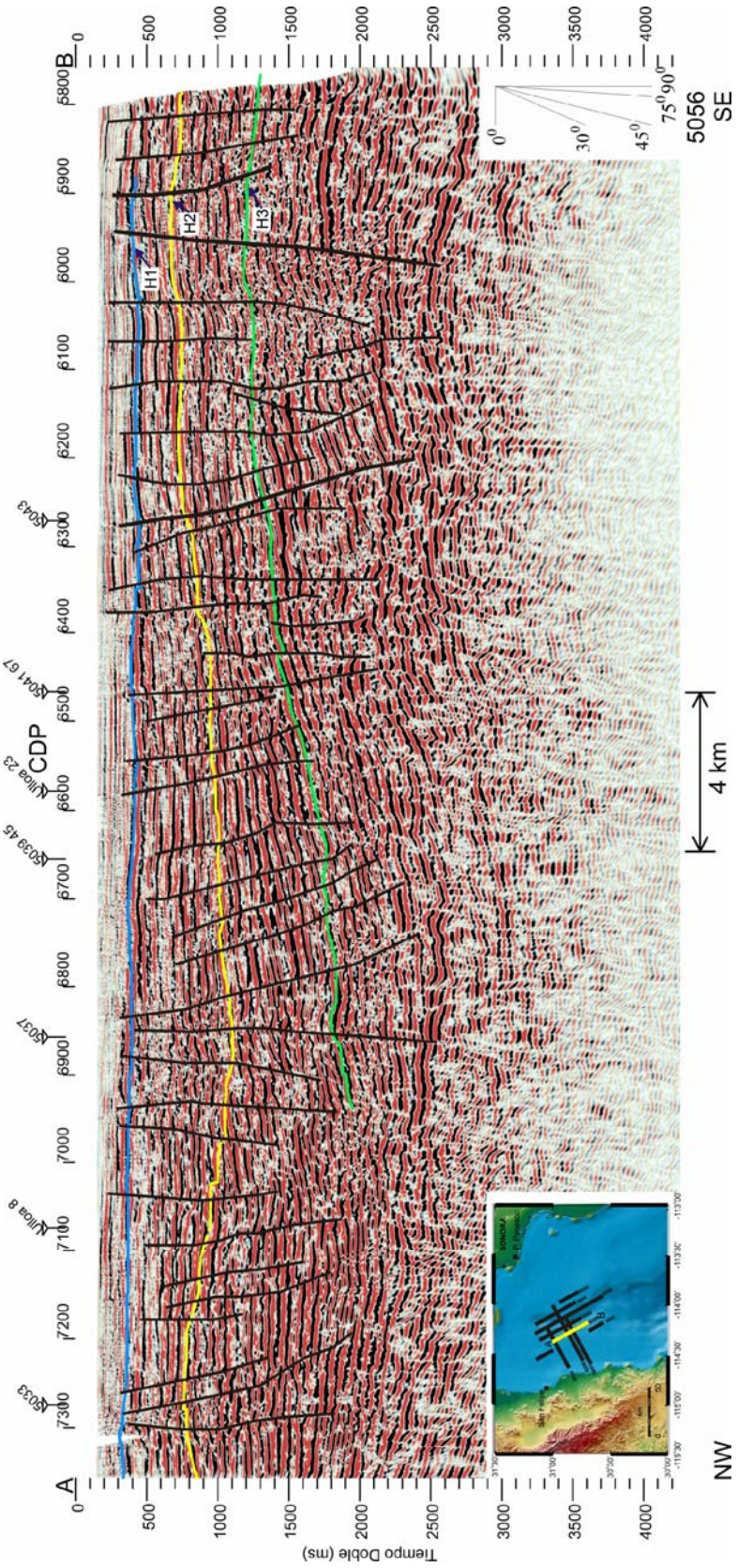


Figura 28. Sección sísmica interpretada 5056. En esta sección se distinguen una gran cantidad de fallas ~ 1 falla/km. H1, H2 y H3 representan horizontes sísmicos interpretados (H1=color azul; H2=color amarillo y H3=color verde, para todas las figuras). Hacia el noroeste (lado izquierdo de la sección), no se muestra parte del H3 debido a que no se pudo correlacionar con algún reflector en ese sector. Las fallas con color diferente al rojo, son fallas maestras que después se correlacionaran entre las diferentes líneas sísmicas.

La sección 5052 (Figura 29) muestra los principales rasgos estructurales en la zona de transición entre las cuencas Wagner y Consag. Se puede observar en la parte media-sur de la sección entre los cdp's 6100-5550 un alto estructural que separa las cuencas Wagner y Consag. Este alto estructural tiene una longitud de 13 km, los flancos del alto estructural están cortados por fallas mayores marcadas con caídas opuestas seguidos de unos fuertes reflectores dentro de las cuencas. En cada flanco del alto estructural se tiene una falla principal. En el flanco NW del alto estructural, que se encuentra en el cdp 6100, la falla tiene un echado de 51^0 al NW a 2.5 s de TD, mientras que la falla del otro flanco en el cdp 5550 tiene un echado de 34^0 SE a 2.3 s de TD. Entre los cdp's 6700-6550 se observa un posible estructura en flor (Figura 29).

Los 3 horizontes sismoestratigráficos tienen buena coherencia por lo que se correlacionaron sin dificultad, sin embargo en la parte NW de la sección, la imagen es difusa por lo que no se trazaron los horizontes sismoestratigráficos. El depocentro de la cuenca Wagner en esta sección se define claramente entre los cdp 6400 y 6100 a un profundidad de 2.6 s de TD para el horizonte H3.

En la Figura 30 se muestra la sección 5044. En la parte NW de esta sección la cuenca Wagner se muestra como una pequeña depresión entre los cdp's 7300-6750 a una profundidad de 1.7 s de TD hacia el cdp 6950. La cuenca Consag en esta sección se encuentra entre los cdp's 6500-6150.

Así mismo, en los cdp's 6750-6500 se observa una zona difusa bajo un fuerte reflector que señala un alto estructural en el cual, el flanco NW muestra la falla Wagner Sur en el cdp 6750; esta falla tiene un echado de 38^0 al NW a un máximo de profundidad de 2.1 s de TD. A partir del cdp 7400 al 7000 las fallas tienen un dirección NW cambiando de sentido al SE en los cdp's 6950 al 6750.

Para los horizontes sismoestratigráficos solo se correlacionaron el H1 y el H2. Mientras que el horizonte H3 no se correlacionó debido a que no se tiene coherencia en los reflectores. El horizonte H1 tiene una profundidad máxima de 1 s de TD y el H2 la profundidad es de 1.8 s de TD en el cdp 6300. En esta sección se muestra una discordancia evidente hacia los 1.5-2.2 s de TD en la parte NW. Entre los cdp's 6150-5980 se tiene una zona difusa por lo que no se correlacionaron los horizontes sismoestratigráficos. En esta zona se sugiere que es una posible intrusión o gas.

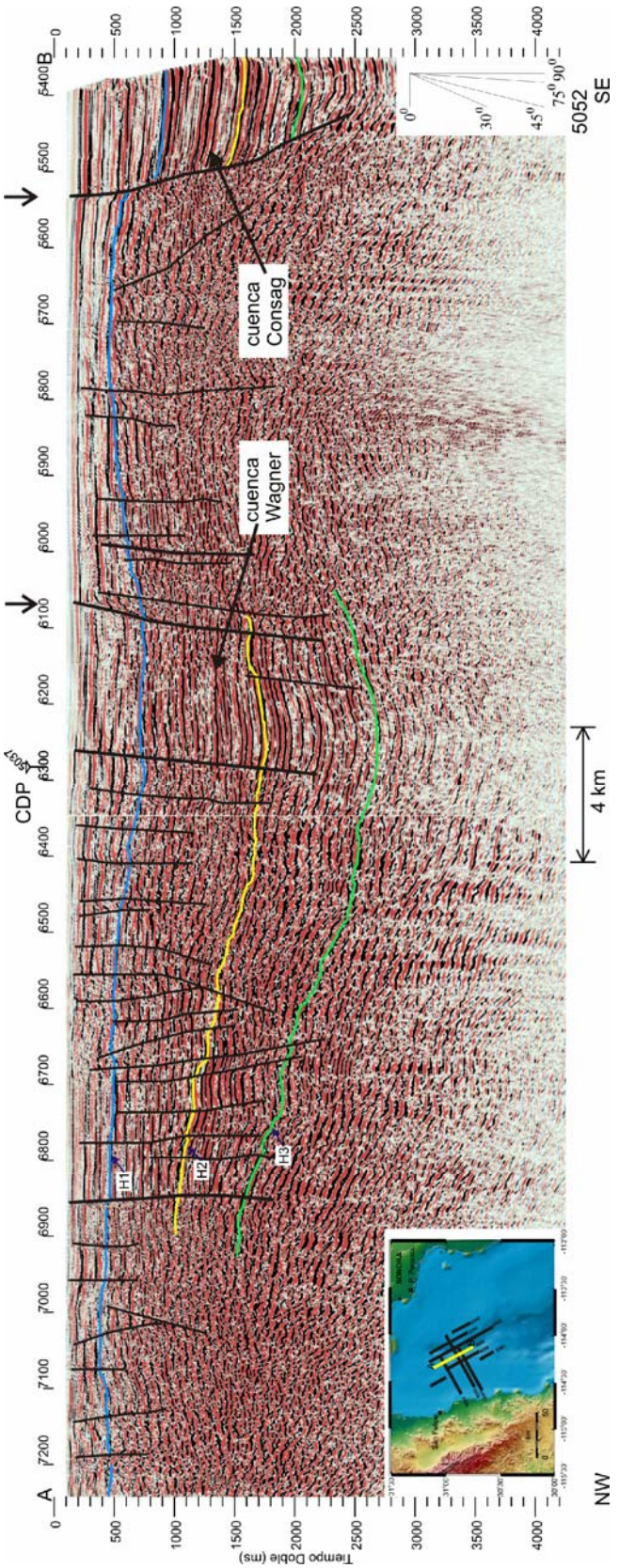


Figura 29. Sección sísmica interpretada 5052. Se muestra el alto estructural que se encuentra en la parte sureste de la sección. Este alto separa a las cuencas Wagner y Consag. Hacia los costados de este alto, nótese que se muestran claramente los reflectores. En la parte noreste no se obtuvo una buena señal por lo que no se correlacionaron los horizontes H2 y H3.

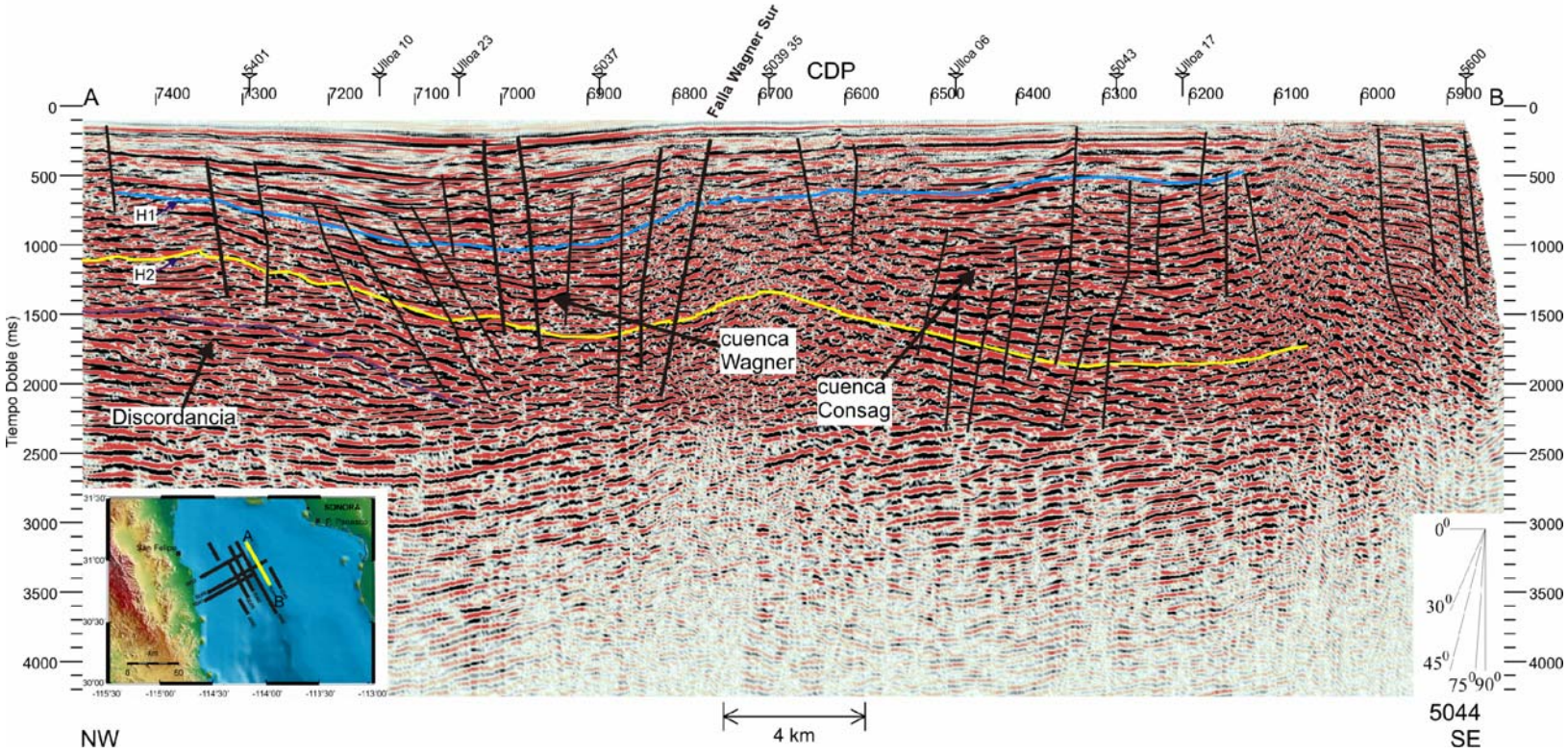


Figura 30. Sección sísmica 5044. En esta sección se observa una pequeña depresión en la parte norte. En la parte media y en la parte sur se encuentra una zona difusa por lo que no se concluyó la interpretación. El H3 no fue posible correlacionarlo.

III.1.2 Secciones Sísmicas SW-NE

Las secciones pertenecientes a este grupo son 5033, 5039 y 5041 (Figura 27). Estas secciones cortan transversalmente la parte norte del Golfo de California. Las secciones 5033 y 5039 tienen una separación de 15 km entre ellas. La sección 5039 y 5041 tienen una separación de 5 km y la longitud de cada sección varía porque no se cuenta con los datos sísmicos completos. Su longitud se presenta a continuación:

Sección	Longitud (Km.)
5033	44.76
5039	60.88
5041	50.46

La sección 5033 se localiza en la parte NW del área de estudio (Figura 31). Se puede observar la gran cantidad de estructuras (fallas) con buzamiento principalmente al ENE con un promedio de 0.9 fallas/km. Entre los cdp's 3700-2900 se concentra la mayor parte de las fallas con una dirección al NE, mientras que en el cdp 2700 se tienen en dirección SW. En esta sección se observan las fallas Percebo, Consag Sur y Santa María. La falla Percebo se encuentra en el cdp 3250 y tiene un echado aparente de 44^0 al NE a una profundidad de 2 s de TD, mientras que la falla Consag Sur tiene un echado aparente de 39^0 al NE con una profundidad de 2.5 s de TD, así mismo, la falla Santa María tiene un echado aparente de 60^0 al SW en el cdp 2700.

Los 3 horizontes sismoestratigráficos tienen buena coherencia en sus reflectores por lo que se interpretaron sin problema. Estos horizontes tienen una tendencia a caer hacia la parte más profunda de la cuenca debido al buzamiento de las fallas con componente normal hacia el E. La subsidencia de la cuenca esta controlada por una falla principal ubicada al E de la sección pero se ubica al W del depocentro.

En la parte oeste de esta sección se observa una zona difusa posiblemente ocasionada por una intrusión volcánica o alto de basamento, esto último es posible porque

nos acercamos a la línea de costa donde afloran rocas graníticas y metamórficas del basamento. Entre los cdp's 4250-3800 se interpretó un posible basamento acústico, el cual se ubica hacia los 1.7 s de TD y cae rápidamente bajo los 3 s de TD hacia el cdp 3800. A partir de los 3 s de TD, la resolución se pierde, impidiéndonos tener coherencia en los reflectores.

En la Figura 32 se presenta la sección 5039. En la parte SW de esta sección se muestran rasgos estructurales similares de fallamiento a la sección 5033, sin embargo, esta sección es muy importante ya que aquí se visualiza la parte sur de la cuenca Wagner entre los cdp's 3800-2800 con su mayor depocentro en el cdp 3200. Se observa una gran cantidad de estructuras (fallas), la mayoría de estas ubicadas en la parte WSW de la sección y buzan al NE. Hacia el cdp 3300 se observa una falla listrica a la que llamamos falla Santa María que buza en sentido opuesto (SW) con un echado aparente de 29^0 a los 2.3 s de TD y marca un cambio estructural en el sentido de caída de las fallas a través de la sección. En el cdp 1100 se encuentra la falla Percebo el cual tiene un echado aparente de 34^0 al NE a una profundidad de 2 s de TD y la falla Consag Sur tiene un echado aparente de 40^0 al NE a una profundidad de 2.3 s de TD. La falla Wagner Sur se encuentra en el cdp 2800 buzando al SW con un echado aparente de 36^0 a una profundidad de 1.8 s de TD. Cabe destacar que la mayoría de las fallas no se observan a los 3 s de TD.

Se marcaron 3 horizontes sismoestratigráficos sin mayor complicación. Se distinguen también 2 zonas difusas, una en la zona W entre los cdp's 4850-4650, donde se trazó el basamento acústico a una profundidad de 1.8 s de TD, cayendo hasta 2.8 s de TD en el cdp 4450. La segunda zona difusa es atribuida a un alto estructural (probablemente de rocas cristalinas ya que estas no tienen una estructura "en capas" que permita la reflexión sistemática de energía) encontrándose entre los cdp's 2800-2500 siendo este alto estructural el limite E de la cuenca Wagner. Después de los 3 s de TD la señal sísmica es atenuada significativamente y no existen eventos coherentes.

La sección 5041 (Figura 33) tiene una densidad de fallas ~1 falla/km. La mayoría de las fallas tienen una caída al ENE incluyendo a las fallas Percebo con un echado aparente de 32^0 al NE a una profundidad de 2.5 s de TD y Consag Sur con un echado aparente de 33^0 al NE a una profundidad de 2.4 s de TD. Entre los cdp's 3500-3400 las fallas cambian hacia el WSW en la zona del depocentro de la cuenca, en el cdp 3450 se identificó la falla Santa María la cual tiene un echado aparente de 25^0 al SW medido a una profundidad de 2.7 s de TD.

En esta línea se trazaron 3 horizontes sismoestratigráficos teniendo una caída paulatina hacia la cuenca esto debido al buzamiento de las fallas con componente normal hacia el E elevándose en el extremo NE de esta línea definiendo el depocentro (Figura 33). En la parte oeste en el cdp 4900 se tiene una zona difusa, además se trazó el basamento acústico que se define a 1 s de TD en el cdp 5150 y cae hacia los 2.3 s de TD en el cdp 4700. A partir de los 3 s de TD se atenúa la señal sísmica.

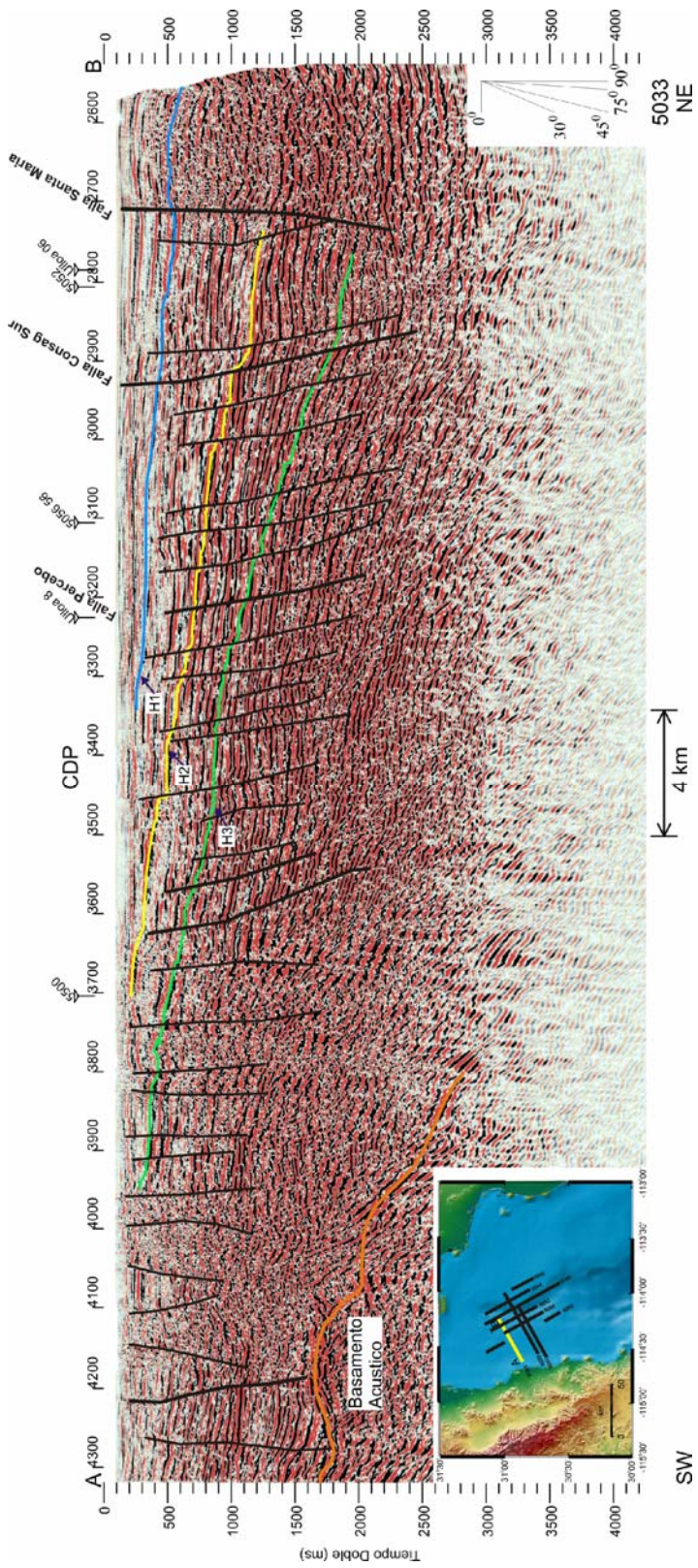


Figura 31. Sección sísmica interpretada 5033. A través del margen peninsular principalmente se observan una gran cantidad de fallas semiparalelas, con caída hacia la cuenca Wagner. Los horizontes van cayendo hacia el este donde se encuentra el depocentro de la cuenca Wagner. En la parte SW se encuentra una zona compleja. La falla Santa María marca un cambio en la dirección dominante de caída de las fallas.

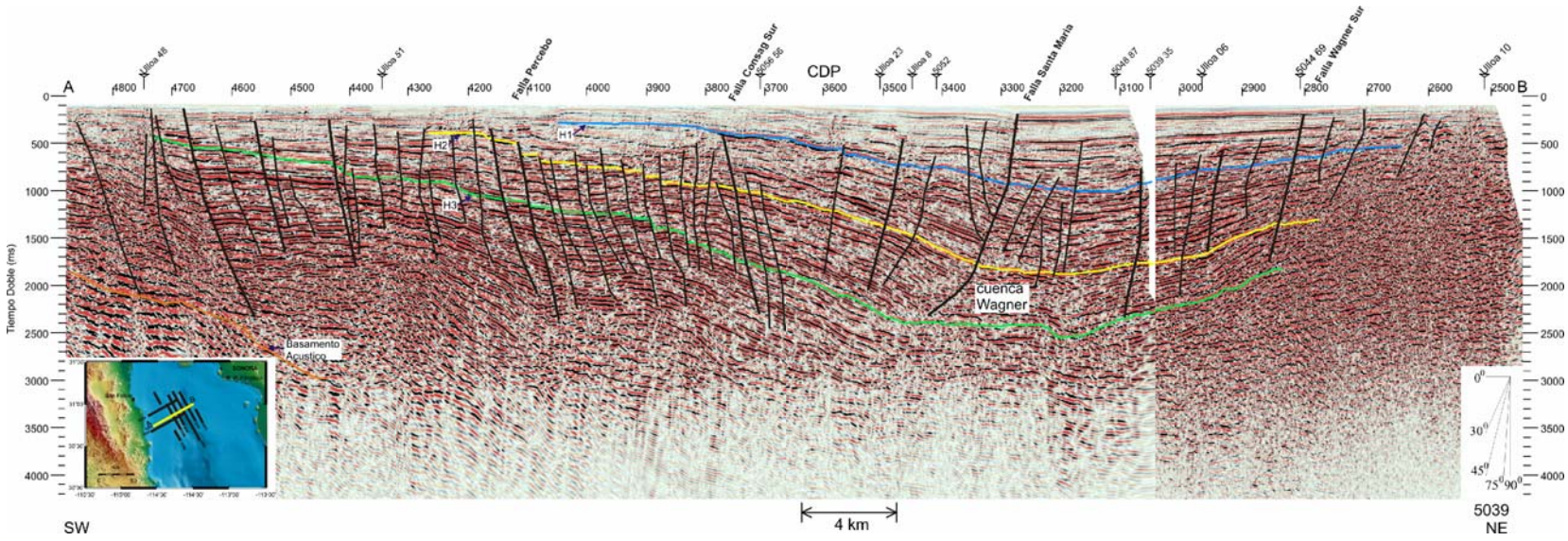


Figura 32. Sección sísmica interpretada 5039. A través de la cuenca Wagner se observan una gran cantidad de fallas con caída al este antitéticas a la falla Consag Sur. Hacia la parte noreste se encuentra una zona difusa, en donde los reflectores tienden a subir de nuevo marcando el límite oriental de la cuenca. Se notan claramente los horizontes sismoestratigráficos H1, H2 y H3 interpretados en este trabajo.

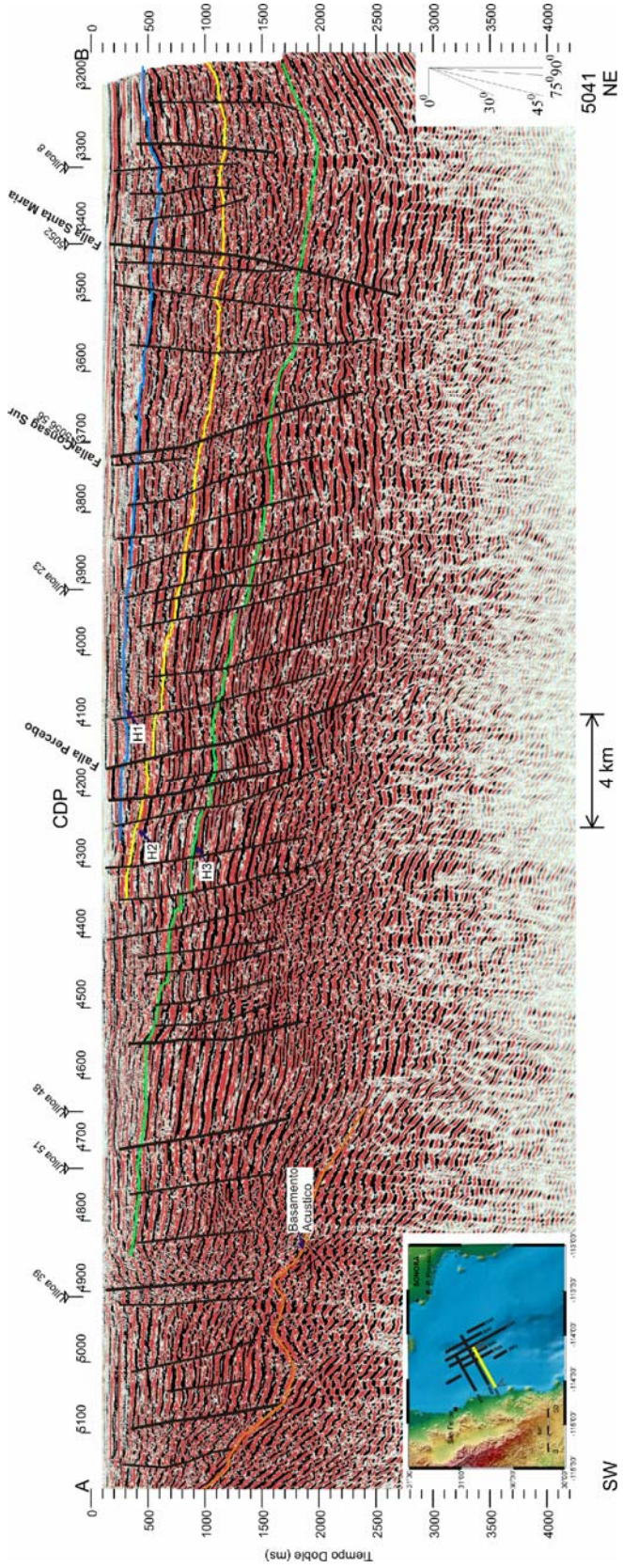


Figura 33. Sección sísmica interpretada 5041. Se interpretaron una gran cantidad de fallas semiparalelas, se observa una mayor densidad de fallas entre los CDP's del 3700-4600, sin embargo estas no se definen por debajo de 2.3 s. de TD. En la parte suroeste se encuentra una zona difusa posiblemente por presencia de gas. A partir de los 2.8 s. ya no se tiene una buena coherencia de los reflectores.

III.2 Fallas y Horizontes

III.2.1 Fallas

En las secciones sísmicas se identificaron y se trazaron las fallas en cada una de las secciones. Una vez identificadas las principales estructuras, así como las secuencias sismoestratigráficas, se procedió a correlacionar las fallas y horizontes principales entre las secciones sísmicas utilizando como criterio los rasgos estructurales y estratigráficos similares en las secciones vecinas. Para tener una mejor correlación se debe tomar en cuenta las tendencias de las fallas dominantes. Sin embargo, hay instancias en donde resulta difícil establecer la correlación, tanto de fallas como de horizontes. Como se observa en la figura 34 la interpretación de fallas en secciones sísmicas y la correlación entre secciones es difícil en algunas situaciones.

En la región de estudio existe mucha distancia entre algunas secciones, o simplemente hay sectores donde la interpretación fue más complicada y no fueron las fallas y horizontes correlacionables. En algunas situaciones, una falla puede tener un carácter reconocible, como similar morfología, magnitud y sentido del echado, lo que permite su correlación entre secciones.

Una herramienta de gran utilidad para la interpretación de fallas y horizontes, es el despliegue en forma de "zig-zag" de las secciones sísmicas que tiene el modulo de SeisWork utilizado. En la figura 35 se muestra un panel con la unión entre las secciones 5052 y 5033, mostrando diferencia en rasgos estructurales en dirección NW-SE y SW-NE. Una de las principales diferencias es el arreglo y el tipo de fallas para cada dirección de secciones. En la figura 35 se observa la convergencia de los planos de fallas, los cuales utilizamos para identificar el sentido del buzamiento y así correlacionar estas estructuras. Con este criterio se correlacionaron algunos de los reflectores y estructuras interpretadas en las secciones sísmicas de este trabajo.

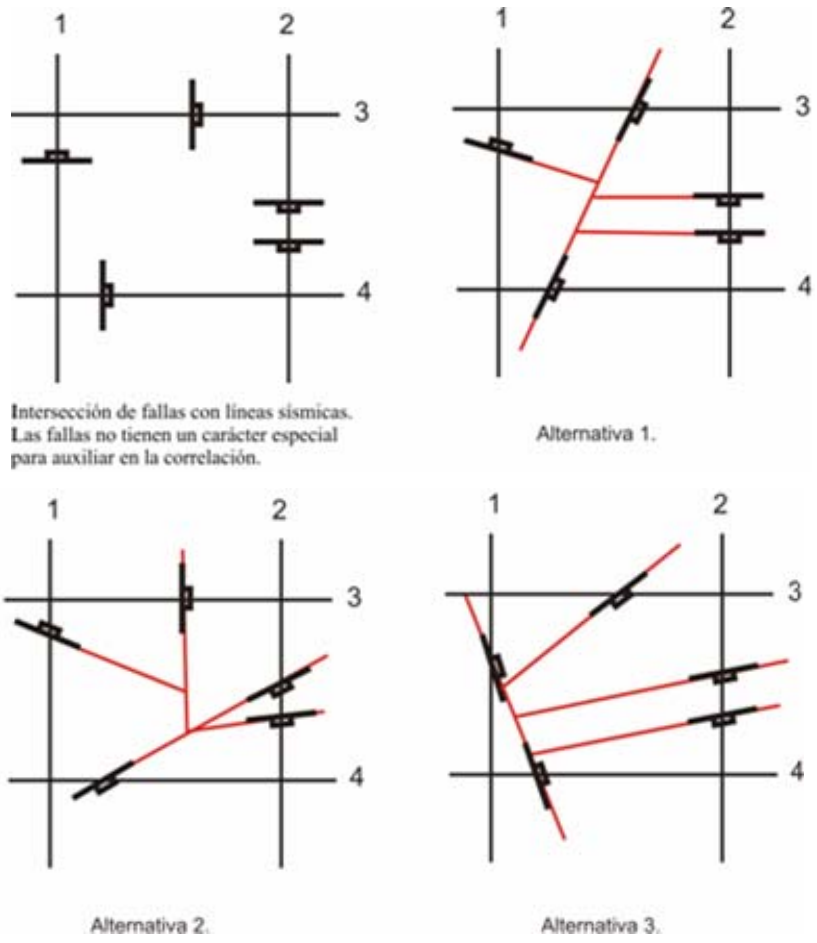


Figura 34. Dilema en la interpretación ¿cual patrón de fallas es el correcto? Cinco fallas interceptan las cuatro líneas sísmicas. Las fallas no tienen alguna característica especial que nos ayude a su correlación. Se muestran tres de muchas posibles interpretaciones.

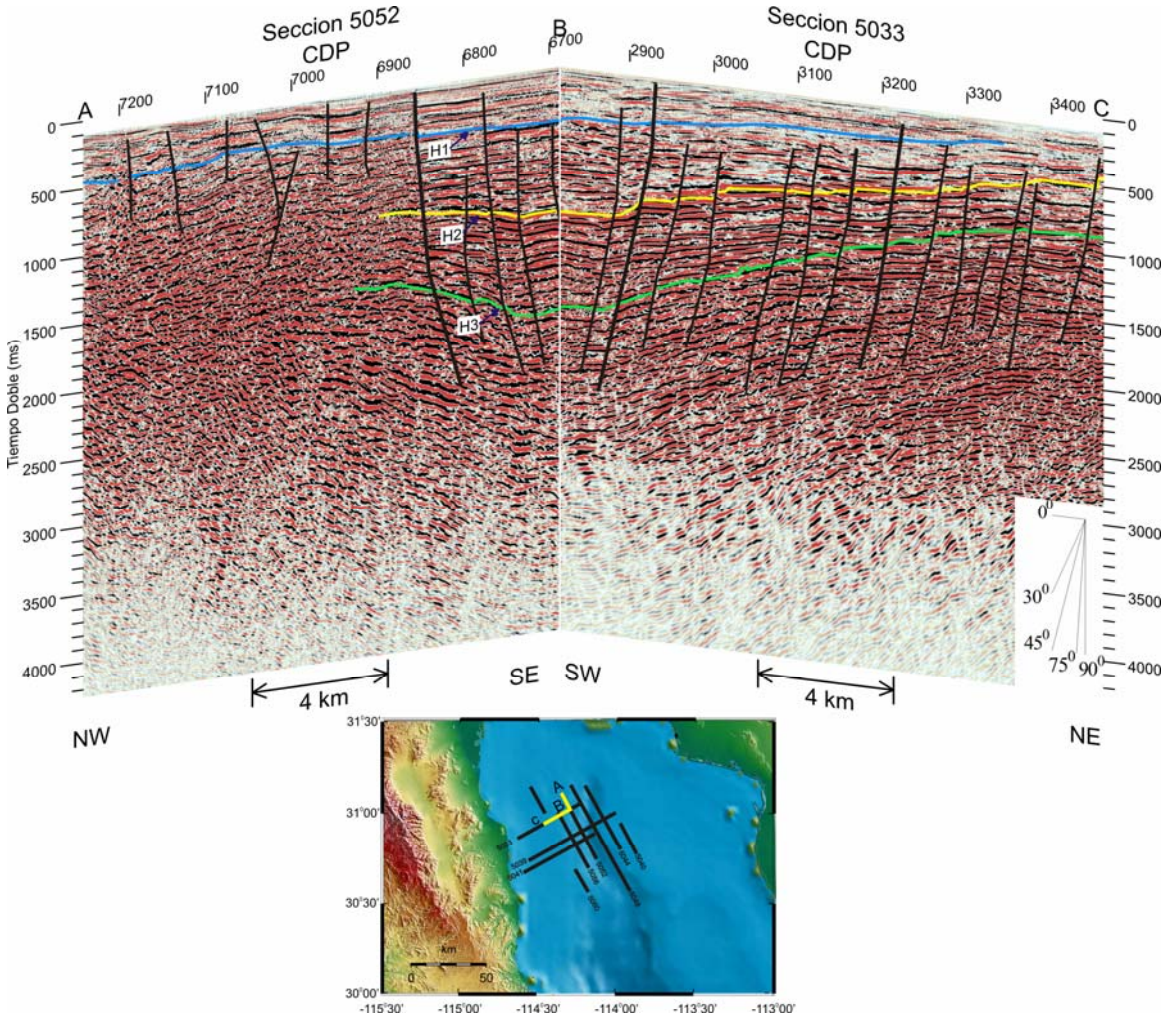


Figura 35. Panel con secciones sísmicas en zig-zag mostrando la convergencia de los planos de falla, en la cual se usa como criterio para correlacionar estructuras y definir su buzamiento; en este caso la orientación de las fallas es NE con caída al SE. Las líneas negras representan las fallas interpretadas y las líneas de color azul, amarillo y verde representan los horizontes sismoestratigráficos interpretados. La línea amarilla en el mapa representa la ubicación de las secciones.

III.2.2 Horizontes

Se realizó una interpretación de los principales horizontes sismoestratigráficos en las secciones sísmicas. Esto consiste en seleccionar un reflector prominente por sección y correlacionarlo con secciones vecinas; teniendo en cuenta su continuidad lateral, patrones sismoestratigráficos, tipo de contacto, espesor y continuidad a través de las fallas (Figura 35).

A partir de la sección 5056 se empezó la interpretación de los 3 horizontes sismoestratigráficos: H1, H2 y H3 (Figura 36). Se eligieron los reflectores más fuertes tomando en cuenta la estratigrafía del pozo Kino-1, en donde el estudio biostratigrafico de Helenes *et al.* (2006) ubica a los reflectores con una edad del Plioceno Temprano (> 4.5 Ma). Estos tres horizontes se marcaron en todas las secciones sísmicas, aunque en ciertas partes no se logró continuar con el reflector u horizonte debido a zonas difusas en las secciones sísmicas.

Dentro del área de estudio, las secciones sísmicas N-S y E-W, no muestran claramente estructuras atribuidas a cuerpos volcánicos lo que tampoco ha sido por otros estudios en esa zona (Persaud *et al.*, 2003, Aragón-Arreola, 2007; González *et al.*, 2006 y Aguilar 2007). Las estructuras con estas características fueron reportadas al sur, cercanas a la costa de Baja California y en Roca Consag, al norte de nuestra área de trabajo (Aguilar, 2007). Aunque la calidad de las imágenes obtenidas no es muy buena se considera que en las secciones sísmicas interpretadas no se pueden identificar intrusiones volcánicas.

Respecto al basamento acústico, solo tenemos tres líneas (E-W) en donde se observa con dificultad el basamento acústico en el margen peninsular, no teniendo una zona más amplia para configurarlo. Hacia la parte central del norte del Golfo no se observan indicios del basamento continental y solo observamos una caída de basamento de 7^0 a la altura de San Felipe, pero este reflector se pierde por debajo de 3 s de TD hacia el este.

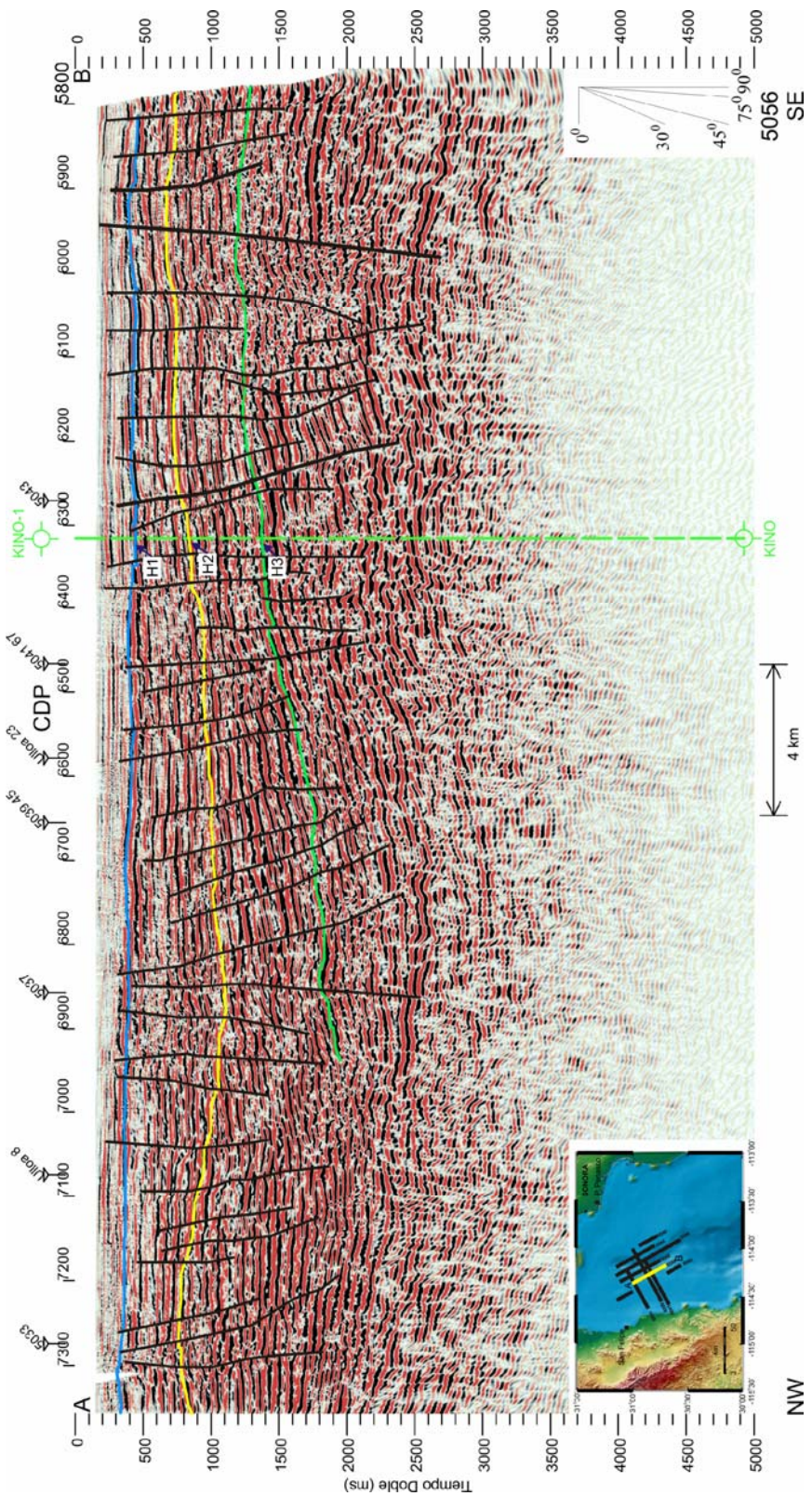


Figura 36. Sección sísmica interpretada 5056 con el pozo Kino-1. A partir de este pozo se interpretaron los horizontes sismoestratigráficos H1, H2 y H3. El color azul representa el horizonte H1, el color amarillo el horizonte H2 y el color verde el horizonte H3. También se muestran las fallas interpretadas.

III.3 Interpretación

III.3.1 Interpretación de Estructuras Principales

Las principales estructuras (fallas maestras) interpretadas en este trabajo se muestran en la figura 37. Se seleccionaron 4 fallas principales que son las que tienen expresión clara en el área de estudio, siendo estas falla Percebo, falla Santa María, falla Consag Sur y la falla Wagner Sur. Las fallas al sur de las líneas interpretadas en esta tesis son estructuras interpretadas por Persaud *et al.* (2003) con datos de Ulloa 99 y de González *et al*. (2006) con datos de PEMEX. Con este cubrimiento sísmico se intentó extender la correlación de estas cuatro fallas hacia estas zonas.

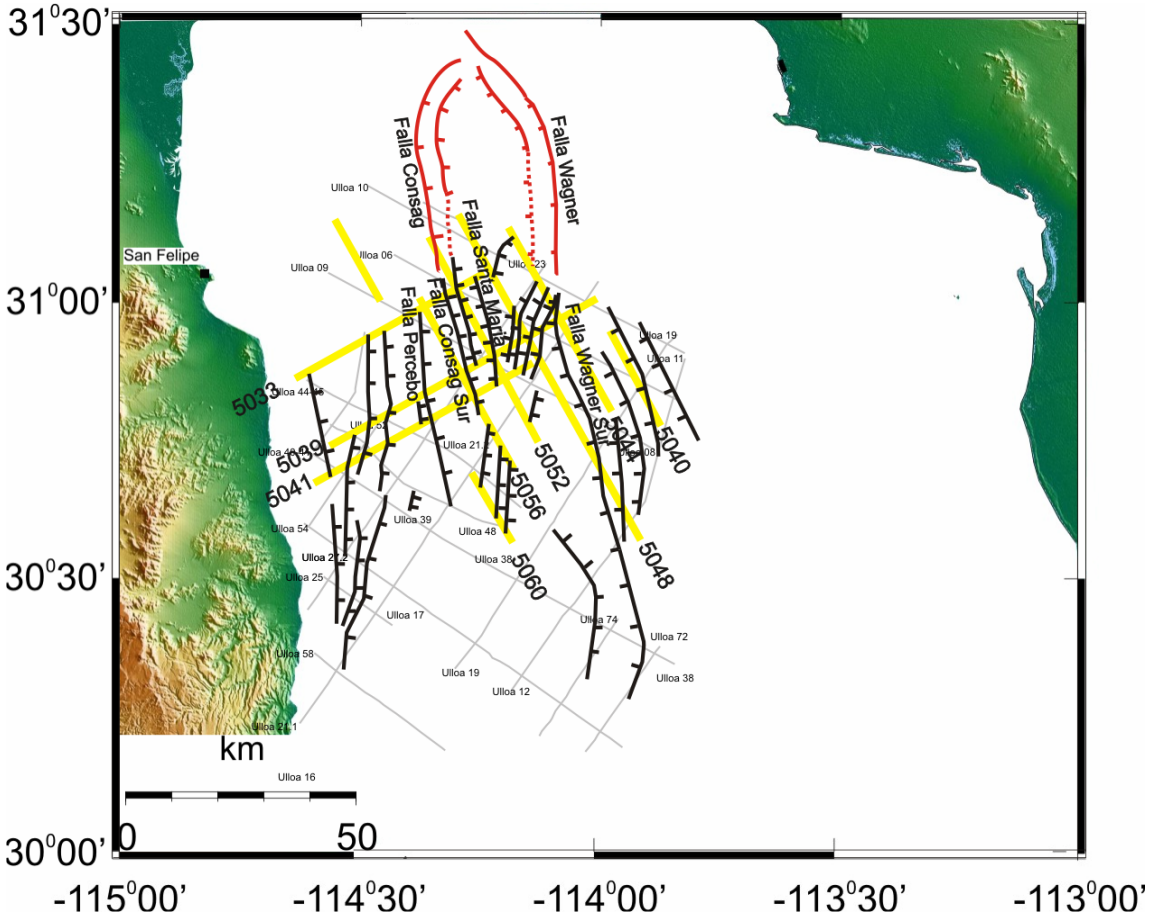


Figura 37. Principales estructuras interpretadas en la región de estudio. Líneas amarillas indican las secciones interpretadas. Las líneas negras son las fallas interpretadas en este trabajo y la dirección de estas. Las fallas al norte de color rojo son las fallas tomadas de Aguilar, (2007). Las fallas más al sur se interpretaron con las secciones sísmicas tomadas de Persaud et al. (2003) y de González et al. (2006).

A) Falla Percebo

Es una estructura que bordea el margen W del depocentro moderno de la cuenca Consag y es una de las fallas más grandes que se encuentra en la parte central del área de estudio. Se interpreta que tiene una orientación noreste, con una componente normal hacia el este. Esta falla se identificó en 5 de las secciones sísmicas, incluidas dos (L-23 y L-48) de Ulloa 99 (Persaud *et al*., 2003), así como las secciones 5033, 5039 y 5041 de PEMEX procesadas en esta tesis (Figura 37).

La falla Percebo tiene una longitud de ~39.5 km dentro del área de estudio, y tiene un rumbo $N10^0W$ y echado de $\sim 40^0$ al NE. Los reflectores a través de la falla Percebo continúan cayendo paulatinamente hacia la falla Consag Sur que es subparalela a la falla Percebo al este.

B) Falla Santa María

La falla Santa María es una de las principales fallas que se encuentra en el centro del área de estudio. Tiene una orientación $N19^0W$ y presenta un buzamiento promedio de 40^0 al W, con una fuerte componente de desplazamiento normal hacia el W.

La falla Santa María tiene una longitud de ~20 km y se identificó en las secciones sísmicas 5033, 5039 y 5041. Esta falla se distingue claramente en las tres secciones sísmicas porque se presenta como una estructura en flor, además que esta falla, está localizada cerca del depocentro principal en la cuenca Wagner.

C) Falla Consag Sur

La falla Consag Sur es considerada una de las principales fallas de la zona de estudio, ya que limita al depocentro moderno de la cuenca Consag. Tiene una caída al E y se sitúa al W de la falla Wagner Sur (Figura 37). Esta falla fue reconocida en 5 secciones

sísmicas, en la 5052, 5033,5039, 5041 y 5056 y en 2 líneas de Ulloa 99. El trazo de la falla tiene una dirección de $N14^0W$, con un echado de $\sim 42^0$ al NE y con un longitud de 21 km.

La falla Consag Sur se diferencia de la falla Consag al norte porque la falla Consag controla la mayor subsidencia de la cuenca Wagner en la parte norte del Golfo de California (Aguilar, 2007). En el área de estudio no se observan estas características de la subsidencia de la cuenca Consag. En un principio se pensaría que es una falla escalonada con la falla Consag, localizada más al norte (Aguilar, 2007), sin embargo, hay un alto estructural entre ellas, con varias estructuras observadas en ese sector que indican que no es la misma falla Consag Sur.

D) Falla Wagner Sur

Es la principal falla en la parte oriental del área de estudio y tiene una orientación noroeste con una fuerte componente de desplazamiento normal hacia el W. Esta falla marca el límite este de la cuenca Wagner en el área de estudio, siendo casi paralela a la falla Consag Sur. Su longitud es ~86 km (Figura 37) y presenta una dirección promedio de $N10^0W$, con un promedio de echado de 59^0 al W. Esta falla presenta más indicios de que pudiera ser una falla escalonada con la falla Wagner, la cual se localiza al norte de ésta estructura y es la que delimita la cuenca Wagner.

III.3.2 Interpretación de Horizontes

A partir de la sección 5056 y el pozo Kino-1, se empezó la interpretación de los horizontes sismoestratigráficos: H1, H2 y H3 (Figura 36). Antes de describir los horizontes sismoestratigráficos se debe mencionar que se interpretó también la sección 5037 que se encuentra en la base de datos que fue procesada en el Centro Nacional de Procesado Sismológico (CNPS) del IMP. Esto se decidió porque en esta zona se encuentra el mayor depocentro de la cuenca Wagner.

El horizonte sismoestratigráfico H1 se correlacionó en todas las secciones sísmicas (Figura 38), teniendo una gran distribución y una profundidad de tiempo doble de registro de 1.25 s en la parte más profunda de la sección 5037, lo que define el depocentro de la cuenca Wagner. Para la zona sur del área de estudio, en la sección 5052 se encontró otro depocentro definido con el mismo horizonte con un tiempo doble de registro de 0.9 s perteneciente a la cuenca Consag, sin embargo, en la zona de las líneas SW-NE en la parte E no se concluyó la interpretación debido a que los reflectores son difusos en esta parte.

Observando el mapa de isolíneas de tiempo doble del horizonte H1 (Figura 38) vemos que los dos depocentros están separados por una parte más somera, la cual coincide con el alto estructural ya descrito. Hacia la parte SW el horizonte H1 es más somero y se debe a que nos acercamos a la línea de costa. En la parte E del área de estudio se observa que la depositación se encuentra controlada por las fallas Consag Sur y Wagner Sur que corren paralelas y tienen una componente normal opuesta. Este horizonte tiene mayor distribución en la cuenca Wagner en comparación con la cuenca Consag. La profundidad de este horizonte a partir de la falla Consag Sur hacia el centro de la cuenca Wagner es gradualmente mayor. Sin embargo, a partir de la falla Wagner Sur la inclinación de los reflectores es más abrupta hacia el E.

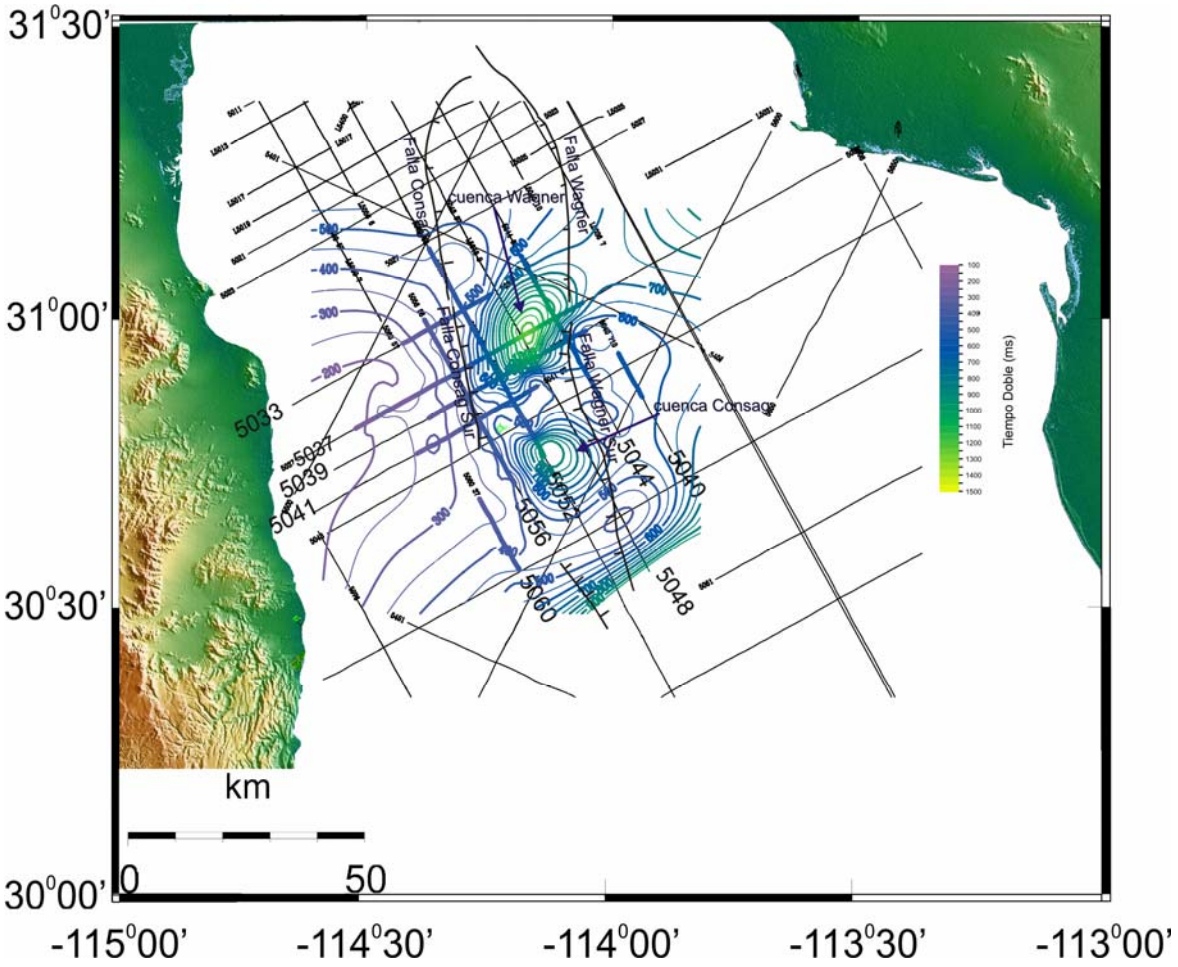


Figura 38. Mapa de configuración de isolineas correspondiente al horizonte H1. Las regiones marcadas en color sobre las líneas representan los lugares donde se interpretó el horizonte sismoestratigráfico.

Para el horizonte sismoestratigráfico H2 se obtuvo una buena correlación en gran parte del área de estudio. Sin embargo, para la zona oeste no se obtuvo una buena interpretación o no se logró interpretar porque los reflectores sísmicos son difusos. En la figura 39 se muestra este horizonte, el cual cuenta con una gran distribución, y en la línea 5037 se encuentra la parte más profunda teniendo un tiempo doble de 2.5 s.

Hacia la parte oeste se encuentra la zona más somera de este horizonte sobre el margen peninsular, la profundidad de este horizonte H2 está controlada por las fallas

Consag Sur y Wagner Sur. La falla Wagner Sur controla de forma clara la subsidencia de la cuenca Consag y su parte más profunda esta en la cuenca Wagner.

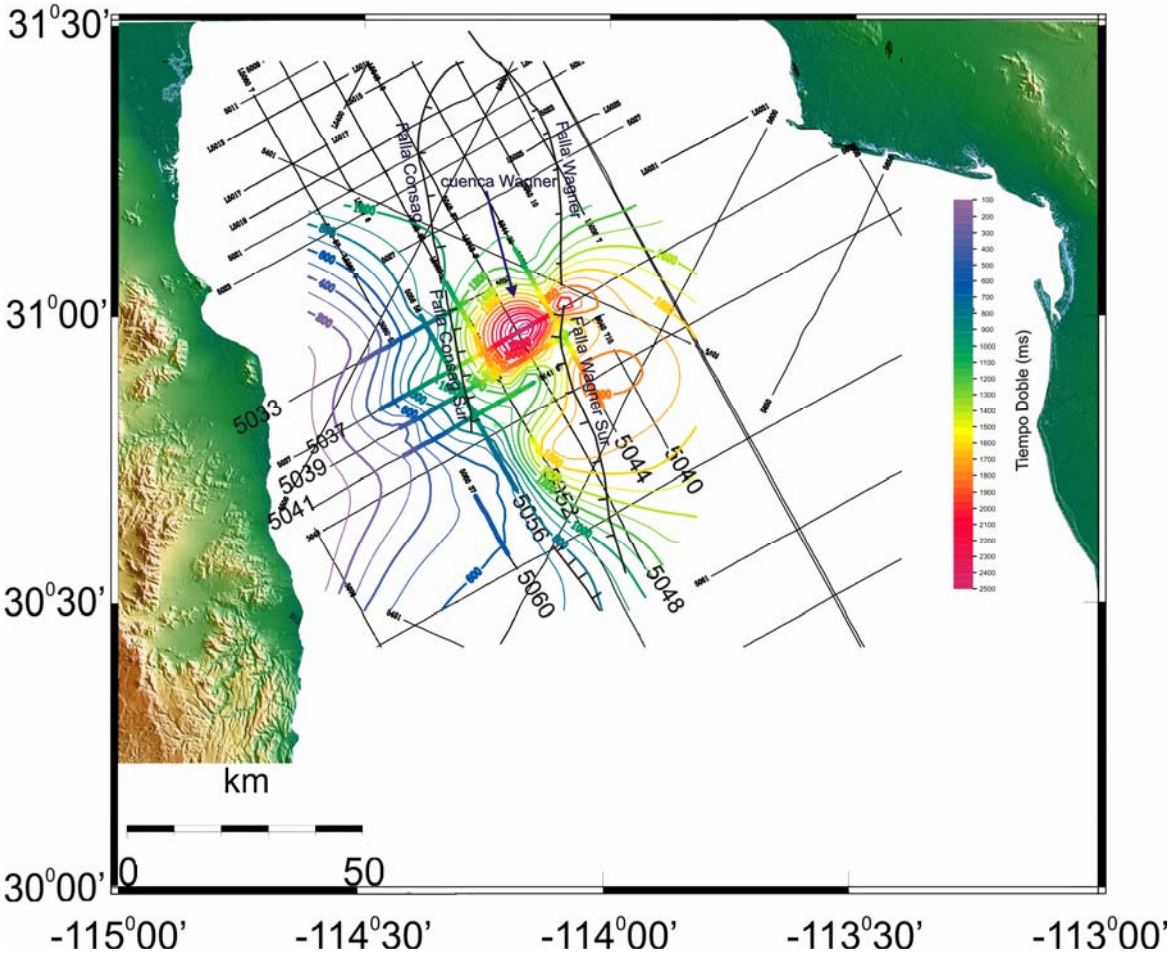


Figura 39. Mapa de configuración de isolineas correspondiente al horizonte H2. Las regiones marcadas en color sobre las líneas representan los lugares donde se interpreto el horizonte sismoestratigrafico.

En la figura 40 se muestra el horizonte sismoestratigráfico H3. Este horizonte es el más profundo de la interpretación, encontrándose con un tiempo doble de registro máximo de 3.4 s en la línea 5037. Así mismo, este horizonte se correlacionó en todas las secciones sísmicas, aunque en el oeste del área de estudio, se encuentra una zona difusa que dificulta la interpretación.

La configuración de las isocronas (Figura 40) muestra que hacia el oeste del área de estudio se encuentra la parte más somera del horizonte H3. La depositación en el área de estudio esta claramente controlada por la falla Wagner Sur, esta falla es la que tiene una mayor subsidencia hacia el depocentro de la cuenca Wagner. La falla Consag sur también acomoda un gran espesor de sedimentos. La configuración del horizonte H3 define que en la parte sur se encuentra otro depocentro menos profundo de un tiempo doble de registro de 2.5 s, sin embargo este depocentro es una extrapolación de los datos debido a que en esta área no hay cubrimiento del horizonte H3. Para la parte sur de la línea 5052 se interpreto este horizonte con su parte mas profunda a un tiempo doble de 1.9 s perteneciente a la cuenca Consag.

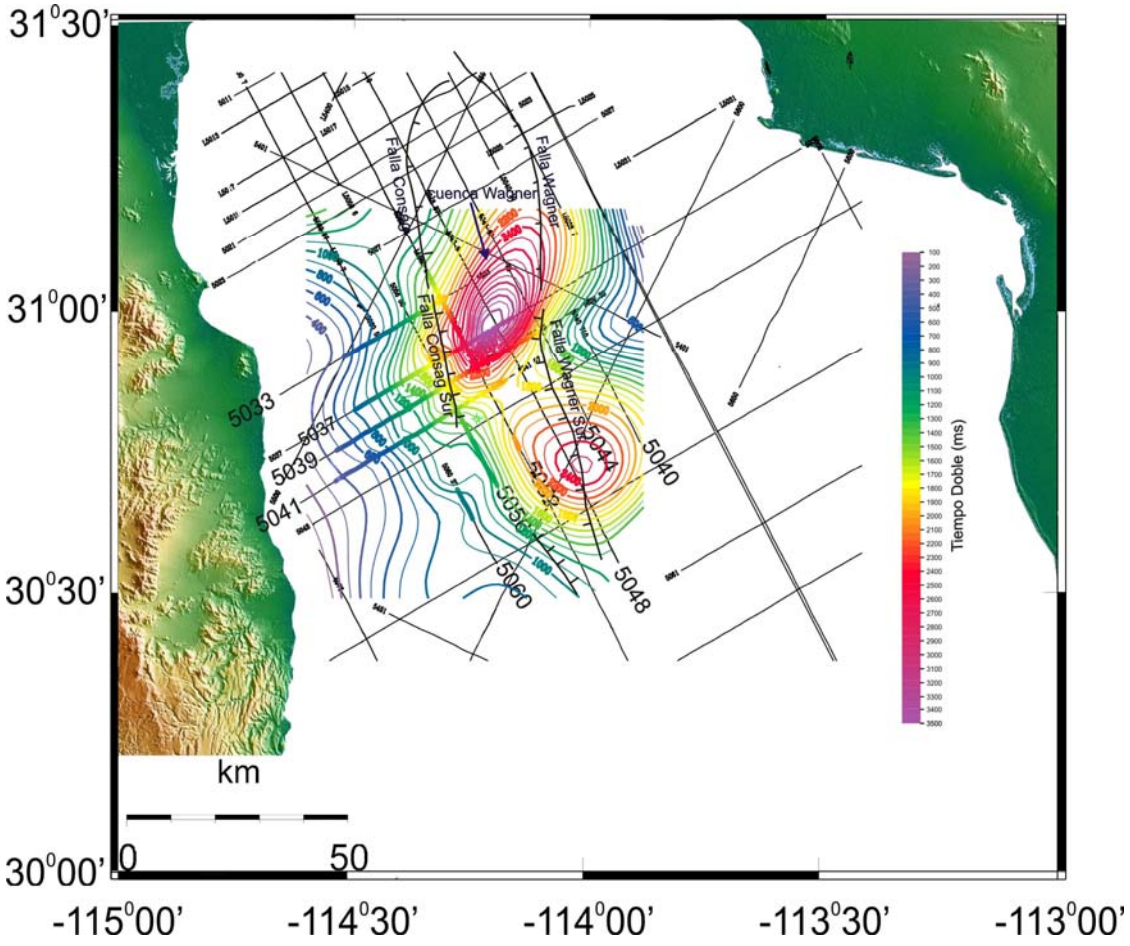


Figura 40. Mapa de configuración de isolineas del horizonte H3. Las regiones marcadas en color sobre las líneas representan los lugares donde se interpretó este horizonte sismoestratigrafico el cual esta bien definido en el extremo sur de la cuenca Wagner.

Con estos tres horizontes sismoestratigráficos se obtuvieron dos unidades o secuencias, que son la unidad A y la unidad B (Figura 41 y 42). Estas unidades se obtuvieron calculando la diferencia de tiempo de registros entre los horizontes H1, H2 y H3. La unidad A se obtuvo de la diferencia de tiempos de registros de la configuración del horizonte H1 y H2 (Figura 41), obteniendo un espesor máximo de 1.3 s de TD, que correspondería a ~1300 m en la parte más profunda del depocentro, en este caso en la cuenca Wagner, y un mínimo de 0.1 s de TD (~100 m) para la parte oeste del área de estudio.

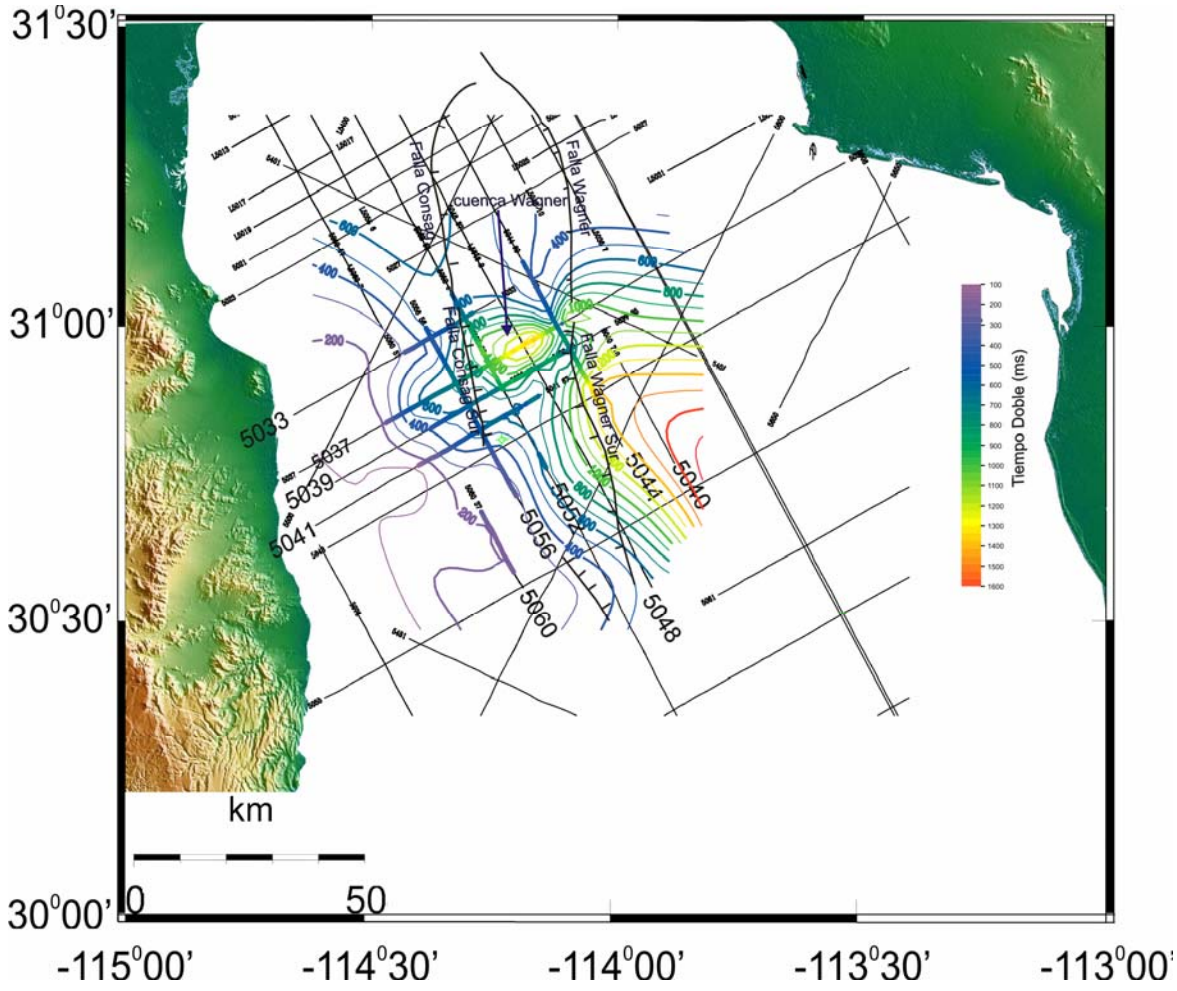


Figura 41. Mapa de configuración de isopacas en tiempo correspondiente a la unidad A. Esta unidad se obtuvo de la diferencia de TD del horizonte H1 y H2. Las regiones marcadas en color sobre las líneas representan los sitios donde se calculó el espesor en tiempo del horizonte sismoestratigráfico.

En la figura 42 se muestra el mapa de isopacas correspondiente a la unidad B. Esta unidad se obtuvo de la diferencia de tiempo de la configuración de los horizontes H2 y H3. Se obtuvieron espesores de 1.25 s para el máximo depocentro, que le corresponden a ~1250 m de espesor, localizándose en la línea 5037 el máximo de tiempo de registro para el depocentro de la cuenca Wagner. En la línea 5052 se encuentra otro pequeño depocentro definido por este horizonte a una profundidad de 0.5 s de TD (~500 m) correspondiendo este depocentro a la cuenca Consag (Figura 42). Estos dos depocentros definidos claramente en la cuenca Wagner y sur de la cuenca Consag, están separados por un alto estructural definido por fallas oblicuas a las fallas Wagner y Consag en el norte y las fallas Wagner sur y Consag Sur al sur, respectivamente (Figura 42).

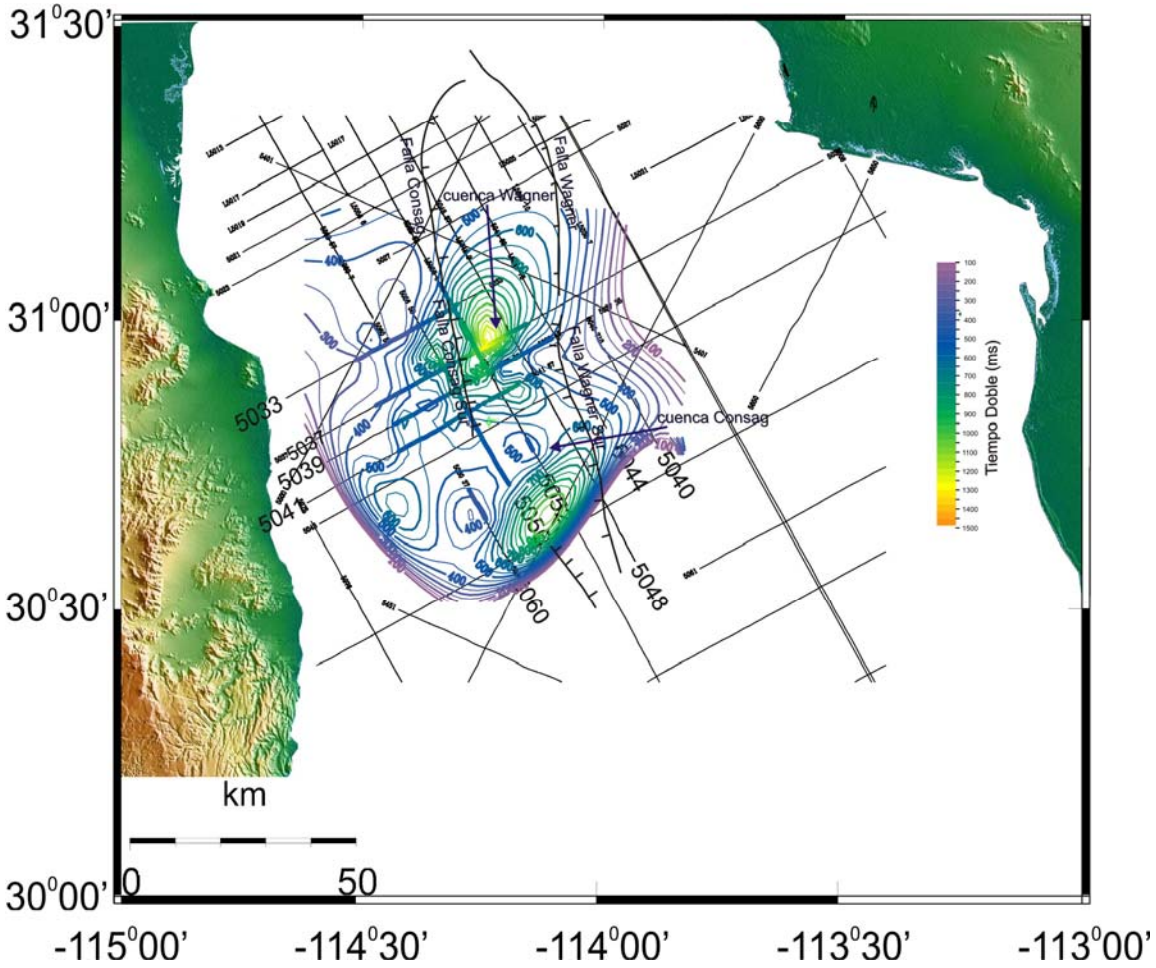


Figura 42. Mapa de configuración de isopacas en tiempo correspondiente a la unidad B. Esta unidad se obtuvo de la diferencia de TD del horizonte H2 y H3. Las regiones marcadas en color sobre las líneas representan los sitios donde se calculó el espesor en tiempo del horizonte sismoestratigráfico.

III.3.3 Geometría Cuencas Wagner y Consag.

Tomando información de lo reportado por Aguilar (2007) y con resultados del presente trabajo, se puede establecer que la cuenca Wagner tiene un área de ~1330 km^2 y perímetro de 158 km como se observa en la figura 43.

Si comparamos lo reportado por González *et al*. (2006), quienes estiman un área de ~2240 km^2 para dicha cuenca, observamos que existe una diferencia de 910 km^2. Nuestro argumento en esta diferencia de área es que en lo reportado por estos autores, no sabían de la existencia de la falla Consag, debido a que en ese momento no se contaba con cobertura al NNW e incluyeron el área W del delta del Colorado, que comprende la región al norte-noroeste de la falla Consag.

Las dimensiones de la cuenca Consag medidas a partir de las fallas principales encontradas en este trabajo son: Área de ~497 km^2 y perímetro de 105 km (Figura 43). La geometría en la parte sur de la cuenca Consag tiene más incertidumbre debido a la pobre cobertura de la sísmica de PEMEX, por lo que se utilizó toda la información existente incluyendo a Persaud *et al*. (2003) y González *et al*. (2006). Para la configuración de la geometría de la cuenca Consag se utilizaron como límites las fallas Consag Sur y Wagner Sur.

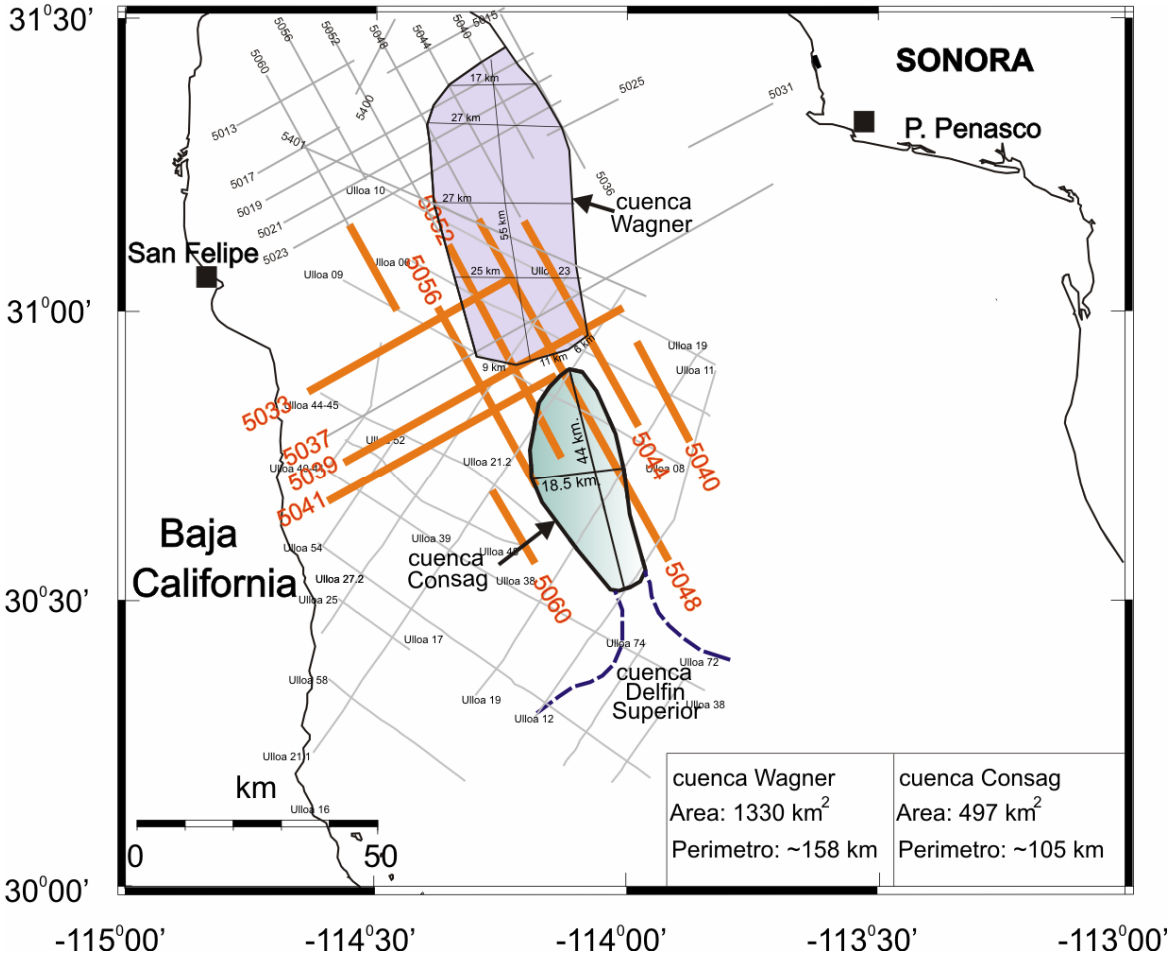


Figura 43. Geometría de las cuencas Wagner y Consag. En el norte se muestra la configuración de la cuenca Wagner (Modificada de Aguilar, 2007). La configuración del área en el sector sur de la cuenca Consag se realizó con líneas sísmicas de Ulloa 99 y la interpretación de Persaud et al. (2003) y González et al. (2007).

Como se puede observar en las figuras 43, ambas cuencas muestran formas elípticas con una tendencia norte–sur, siendo mucho más grande y más profunda la cuenca Wagner como se indica en el horizonte H3.

CAPITULO IV

DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

IV.1 Marco tectónico en el norte del Golfo de California.

Tomando los resultados del presente trabajo, así como lo reportado por Aragón-Arreola (2007), Aguilar-Campos (2007) y Pérez-Tinajero (2007), obtuve un mapa estructural de las cuencas Wagner y Consag (Figura 44). Como se puede observar, con base en la interpretación de las líneas sísmicas de PEMEX se reportan nuevas estructuras hasta ahora desconocidas. Todo esto gracias a la información proporcionada por PEMEX. Es importante puntualizar que para esta región Aragón-Arreola (2007) describió las principales estructuras en el sector este (ver figura 4). En su interpretación la falla Wagner es mostrada de forma continua a lo largo de las cuencas Wagner y Consag. Con la información incorporada en este trabajo se propone que esta estructura es discontinua entre las dos cuencas y que la tectónica es más compleja que lo reportado anteriormente.

En el sector sur de la cuenca Wagner la mayor subsidencia está controlada por la falla Wagner con caída al oeste, mientas que para el sector norte de la cuenca, la mayor subsidencia ocurre en la falla Consag con caída al este. La falla Consag cambia de orientación en la zona cercana a la intersección con la falla Cerro Prieto, definiendo el límite norte–noroeste de la cuenca Wagner (Aguilar, 2007). Por otro lado, la mayor subsidencia observada en la cuenca Consag se localiza hacia el este, cargada hacia la falla denominada Wagner sur.

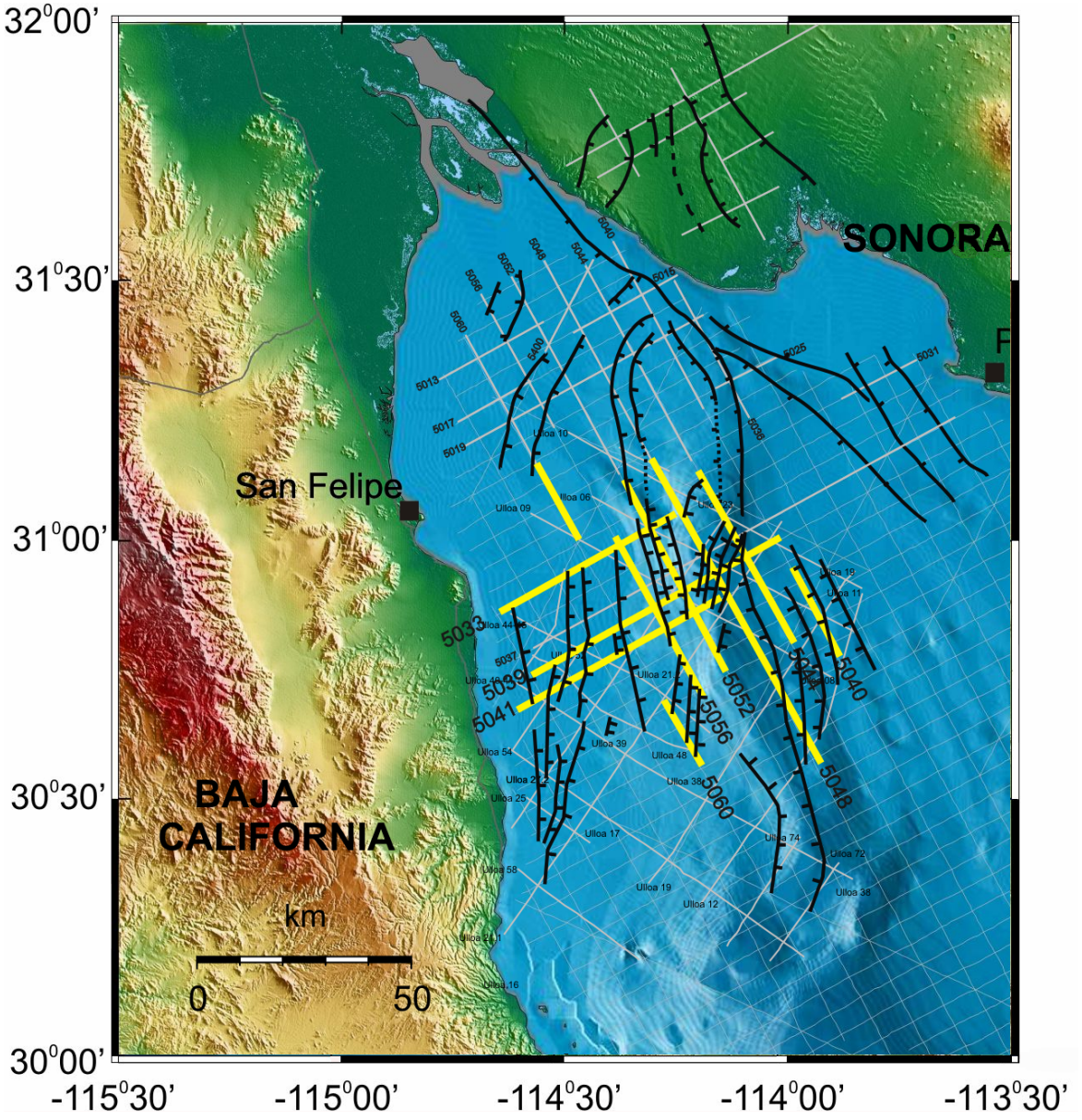


Figura 44. Estructuras interpretadas en base a información proporcionada por PEMEX incluido lo reportado por Pérez-Tinajero (2007), Aguilar (2007), González et al. (2006) y datos de Ulloa 99 reportados por Persaud et al. (2003).

IV.2 Estructura de las Cuencas Wagner y Consag.

En la cuenca Consag el desplazamiento normal de las fallas es pequeño y la densidad de fallas es menor que en cuenca Wagner, pero la densidad de fallas es más alta en la cuenca Consag, esto debido a que se tiene ~1 falla por km para cuenca Wagner, mientas que para la cuenca Consag es de ~1.3 fallas por km. Con esta base podemos decir que la deformación esta mas distribuida en la cuenca Wagner. Fallas buzando opuestamente son comunes en la región axial de ambas cuencas, pero como se menciona anteriormente, se observa una mayor densidad de fallas en la cuenca Consag. La zona de falla Consag puede tener cizalla lateral que no alcanzamos a estimar su magnitud con los datos interpretados.

En la figura 44 se observa que el patrón de fallas al NW de la cuenca Wagner cambia a NE, mientras que el patrón de las fallas en cuenca Consag y al E de la cuenca Wagner es N-S (ver figura 44).

Debido a la subsidencia, existen muchas fallas con un amplio rango de buzamiento que producen que los horizontes se vean escalonados. El patrón estructural es asimétrico en la cuenca Wagner, mientras que en la cuenca Consag tiende a ser más simétricos a través del depocentro. Se tiene un mayor número de fallas activas en el flanco E de la cuenca Consag y la cuenca es mas angosta, siendo la zona de menos fallas activas el lado noroeste de la cuenca Consag. Lo angosto de la zona de deformación en la cuenca Consag podría ser debido a que esta zona acomoda gran parte de la deformación por cizalla lateral derecha en el norte del Golfo de California.

El paquete sedimentario en la cuenca Consag, dentro de nuestra resolución de los datos, tiende a ser mayor de 5 km de espesor; el pozo Kino-1 de PEMEX en la zona penetró 4 km de sedimentos del Mioceno Superior al Pleistoceno (< 5 Ma) y no cortó basamento (Helenes *et al*., (2006). El pozo Carbo-1 cortó basamento en el margen

peninsular a 2.8 km (~2.5 seg de TD) (Martín *et al*., 2006), sin embargo, este pozo se encuentra a ~50 km de distancia del área de estudio, por lo que no se utilizó en este trabajo.

En la cuenca Wagner los estratos son cortados principalmente por fallas con caída hacia el E, pero no se observa si estas fallas cortan la superficie del fondo marino o están sepultadas por lo sedimentos mas someros, tampoco es posible medir el desplazamiento lateral que deben acomodar ya que la orientación de las fallas principales es oblicua (azimut 160^0) a la dirección del movimiento relativo o de extensión.

Aguilar (2007) reportó que las fallas que controlan la cuenca Wagner son Cerro Prieto y una falla que corta oblicua a la falla Consag en la frontera norte, y las fallas Consag y Wagner como límites al oeste y este, respectivamente. Al sur, Aguilar (2007) no reporta las estructuras que limita la cuenca debido a que su tesis se enfocó en la interpretación en el norte. En los resultados del presente trabajo se puede observar que el límite sur de la cuenca Wagner, también es la frontera norte de la cuenca Consag y corresponde a un alto estructural, formado por varias fallas de dirección NE oblicuas a las fallas principales de dirección N-S por lo que definen una zona de acomodo o zona de transferencia.

La cuenca Consag se encuentra delimitada al norte por un alto estructural que la separa de la cuenca Wagner. Cada flanco del alto estructural se tiene una falla principal (Figura 29). En el flanco NW del alto estructural la falla tiene un echado de 51^0 NW a 2.5 s de TD, mientras que la falla del otro flanco tiene un echado de 34^0 SE a 2.3 s de TD mostrada en la parte sur de la figura 44. Este alto estructural esta definido por un levantamiento relativo de los horizontes sismoestratigráficos y no es basamento debido a que se tiene una baja velocidad de (3000 m/s) que no corresponde a basamento cristalino además no hay reportes de gravimetría y magnetometría en esta zona que muestren la presencia de algún cuerpo (García- Abdesalem, 2006).

Al oeste y al este, la cuenca Consag se encuentra limitada por dos sistemas de falla que corren casi norte-sur que son las fallas Wagner Sur y Consag Sur, mientras que hacia la frontera sur de la cuenca Consag estas fallas tienden a interceptarse con un ángulo de ~160^0 con las fallas activas en la cuenca Delfín Superior, cuyos depocentros se orientan al ENE. En este último sector no se cuenta con información sísmica de PEMEX y se utilizaron dos líneas de Ulloa 99 (Persaud *et al*. 2003) e información reportada por González-Escobar *et al.* (2006), para auxiliarnos en delimitar la cuenca y así obtener una estimación de su área. Al sur, la cuenca tiende a conectarse con la cuenca Delfín Superior, y aparentemente está delimitada por un alto estructural en base a lo observado con las líneas sísmicas trabajadas por González *et al.* (2006).

La cuenca Consag muestra las características de una cuenca activa en base a la sismicidad y es generalmente más somera que la de Wagner, pudiendo ser un pull-apart en un sistema de escalonamiento izquierdo de las fallas transformante en el norte del Golfo y no un sistema transforme desarrollado a lo largo de una zona de transferencia entre la cuenca Delfín Superior y la cuenca Wagner, como ha sido propuesto por los modelos Faulds y Vargas (1998).

IV.3 Modelo Tectónico de la región.

Un modelo general que explique la evolución de las cuencas Wagner y Consag puede ser el modelo propuesto por Frostick y Stell (1993), que describen la formación de cuencas en márgenes de placas divergentes y al que denominan rifts con generación de litosfera (litosphere-generated rifts) (Figura 45). De acuerdo con este modelo, la subsidencia es la primera expresión del rifting, y es ocasionada por la extensión que sufre la placa continental, lo que a su vez causa el alargamiento y el adelgazamiento de la litosfera. Entre las principales características de este modelo está el desarrollo temprano de la cuenca de hundimiento, la cual suele atrapar el drenaje de un río en este caso el río Colorado. La subsidencia temprana y la atracción del drenaje ocasionan una abundante sedimentación clástica con depósitos fluviales y lacustres, y subsidencia por carga, así mismo, es llenada más allá del límite del rift en sus márgenes con menor subsidencia.

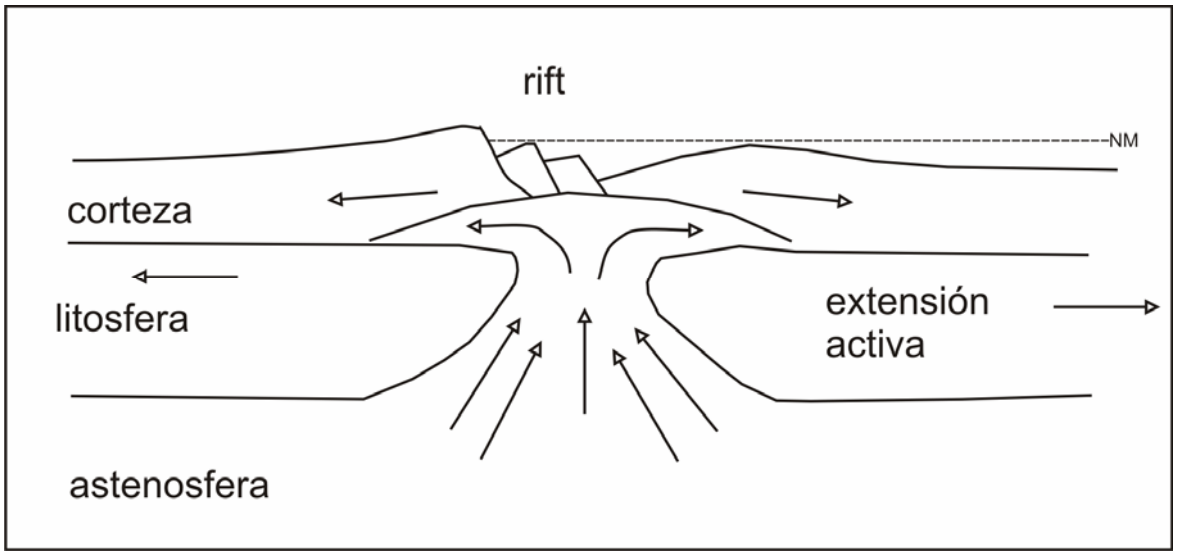


Figura 45. Modelo de deformación de rifts según Frostick y Stell (1993).

Si consideramos que ambas cuencas Consag y Wagner podrían estar interactuando, podríamos pensar que se trata de cuencas poligenéticas (Figura 46) (Nilsen y Sylvester, 1995). Estos autores definen 6 clasificaciones de cuencas “pull-a-part” en sus inicios de la formación. Las cuencas “strike-slip” pueden experimentar estados específicos de crecimiento y desarrollo, sin embargo, estos pueden caer en algún tipo intermedio según su evolución. Una cuenca “strike-slip” evoluciona a través del tiempo y del espacio, estas pueden sufrir una translación significativa a lo largo de las principales zonas de cizalla (desplazamiento de rumbo). También puede experimentar cambios en su estructura. Cambios menores en la dirección y razón de movimiento de la placa, y pueden radicalmente afectar la estructura de la cuenca y su historia. Estas cuencas son comúnmente sujetas a múltiples ciclos de subsidencia y levantamiento y los cambios en la ubicación de la deformación en el tiempo ya han sido sugeridos y demostrados (Aragón y Martín, 2007; Lonsdale, 1989; Stock, 2000).

Las cuencas poligenéticas están relacionadas con las zonas de transferencia o acomodamiento. Bajo un régimen de movimiento lateral, estas zonas conectan grandes sistemas de fallas normales. En ambientes de rift, las fallas de transferencia o zonas de acomodación pueden ligar los bordes de las fallas de desplazamiento normal y bordear pequeñas cuencas de strike-slip.

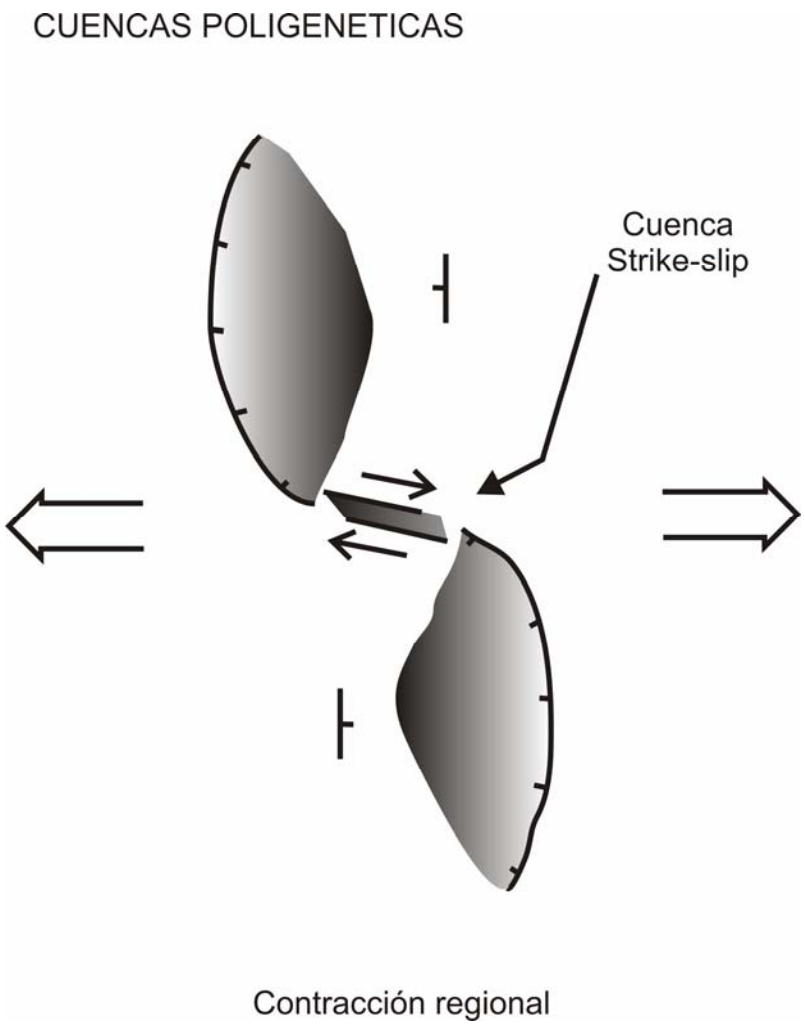


Figura 46. Mapa diagramático mostrando una cuenca strike-slip Poligenetica desarrollada en una zona de transfetrencia dentro de una deformacion extensional (tomado de Nilsen y Silvester, 1995).

En las cuencas poligenéticas observamos que el desplazamiento principal en zonas de transferencia es de rumbo, con una pequeña cuenca "strike-slip". Sin embargo este modelo no se observa en la frontera entre las cuencas Wagner y Consag, debido a que se observa un alto estructural (Figura 29). Observando el horizonte H1 (Figura 38), se tienen definidos los depocentros de ambas cuencas con un alto estructural que coincide con el alto estructural de la sección sísmica 5052 (Figura 29), por lo que se descarta el modelo cuencas poligenéticas. Por otro lado, y en base a lo observado, podemos decir que la sedimentación

en la zona de transferencia es mayor que el levantamiento. Este levantamiento es aparente y se trata de una zona con menor subsidencia ya que no se observa la presencia de algún basamento acústico y/o intrusivo. Tampoco hay reportes de intrusiones volcánicas con base en los reportes de gravimetría y magnetometría que se tiene de la zona (García-Abdesalem, 2006). El modelo de Shaw *et al.* (2005) ilustra el caso en donde la geometría de los reflectores en esta zona de transferencia sugiere que la sedimentación (subsidencia) es mayor que el levantamiento del basamento (Figura 47)

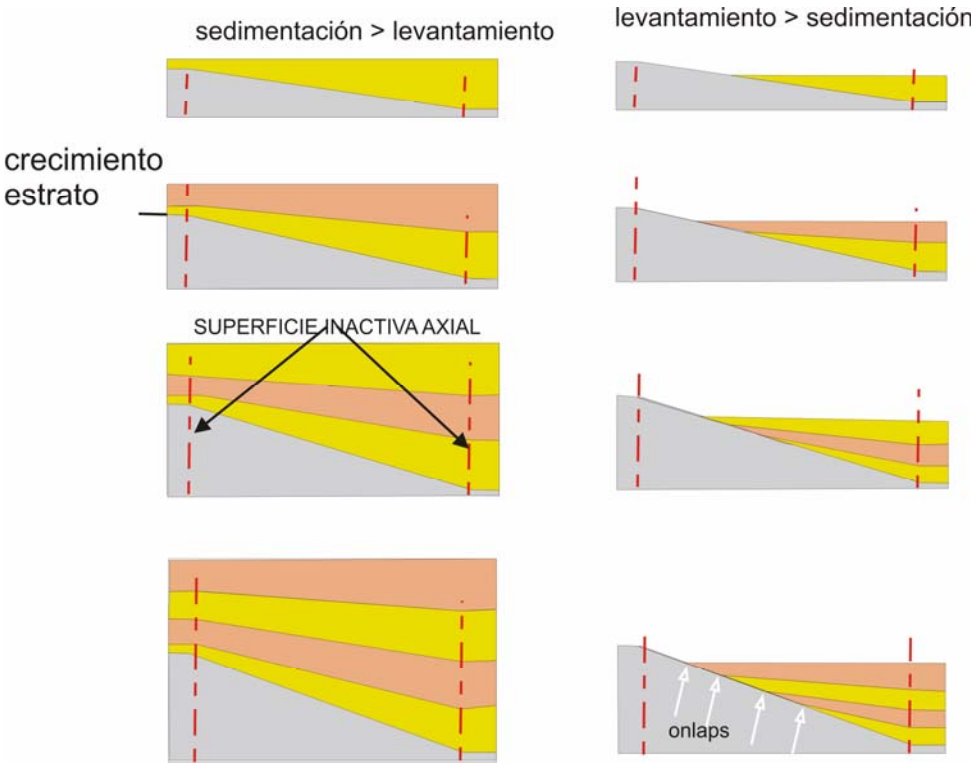


Figura 47. Plegamientos por rotacion progresiva (tomada de Shaw et al., 2005).

Los modelos analógicos de Whithjack *et al*. (2002), muestran que en la evolución de cuencas transtensionales se puede desarrollar un alto estructural entre dos segmentos del ritf que están controlados por fallas maestras con vergencia opuesta (Figura 48). El alto estructural que se esta reportando pudiera ser una frontera debido a una zona de transferencia a gran escala (Large-scale transfer zone), la cual es definida como zonas que

acomodan la diferencia de extensión de un conjunto de fallas normales a otro conjunto de fallas normales a gran escala (Figura 48). En algunos casos la deformación concentrada consiste de una o dos fallas de rumbo o deslizamiento oblicuo “oblique-slip”. En otros casos la deformación es difusa, consistiendo de flexuras y numerosas fallas normales y de deslizamiento oblicuo. Los modelos experimentales siguieren que la deformación dentro de la zona de transferencia a gran escala se concentra en esa zona si la magnitud de la extensión es grande, lo que produce menor subsidencia en esa zona y la cubierta sedimentaria es pequeña. Así, la zona de transferencia puede ser delgada a través del tiempo cuando la magnitud de la extensión se incrementa, o a lo largo del rumbo cuando el espesor de la cubierta de sedimentos decrece.

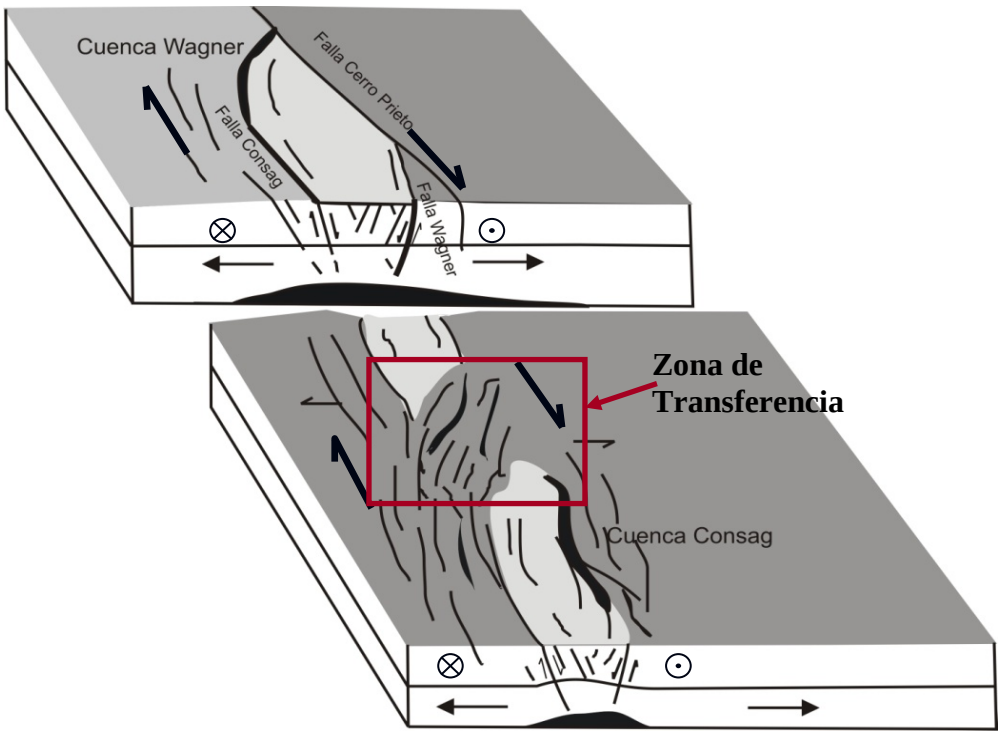


Figura 48. Zona de transferencia a gran escala. Esquema geologico a partir de los modelos analógicos con desplazamiento oblicuo por Whithjack et al. (2002). Corresponde a un modelo de distribución de extensión oblicua en una arcilla homogenea. La zona de transferencia se desarrolla entre regiones con fallas maestras con diferente ubicación y direcciones de buzamiento.

Otro tipo de zonas de transferencia a gran escala son las conectadas con zonas escalonadas de extensión. Los altos intra cuencas entre fallas limítrofes escalonadas con convergente dirección de buzamiento son ejemplo de este tipo de zonas de transferencia. Por lo tanto, se concluye que el alto estructural observado entre las cuencas Wagner y Consag es una zona de transferencia a gran escala que conecta las zonas escalonadas de extensión de las fallas maestras que controlan la subsidencia en las cuencas Wagner y Consag.

REFERENCIAS

Aguilar-Campos, C. 2007. Sísmica de reflexión en el alto Golfo de California (Tesis de Maestria en Ciencias). Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE), México.

Alles, L.D. 2006. The Delta of the Colorado River. En: David L. Alles (ed.). The Delta of the Colorado River. Western Washington University. 1-26 p.

Álvarez, L.G., F. Suárez-Vidal, R. Mendoza y M. González-Escobar. 2007. Correlation between bathymetry and Geologically active structures of the upper Gulf of California. Submilted to Sedimentology.

Angelier, J., B. Colletta, J. Chorowicz, L. Ortlieb y C. Rangin. 1981. Fault tectonics of the Baja California peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico. J. Struct. Geol. 3(4): 347-357 p.

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, Centro de Investigación Cientifica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, B.C., 146 pp.

Aragón-Arreola, M., A. Martín-Barajas., y M.J. Stock. 2003. Tectonic implications of abandoned and active basin architecture in the northern Gulf of California rift (abstract), en Cordilleran Section Meeting, Puerto Vallarta, Mexico. Geological Society of America. 35(4): 21 p.

Aragón-Arreola, M. y A. Martín-Barajas. 2007. Westward migration of extension in the northern Gulf of California, México. Geology. En prensa.

Badley, M.E. 1985. Practical Seismic Interpretation. International Human Resources Development Corp. Boston. 185 p.

Beach, A. y P. Trayner. 1991. The geometry of normal faults in a sector of the offshore Nile Delta, Egypt. En : Roberts, A. M., G. Yielding. y B. Freeman (Eds.). The Geometry of Normal Faults, Special Publication. Geological Society of London. 56: 172-182 p.

Beus, S.S. y M. Morales. 1990, “Grand Canyon Geology”, Oxford University Press, New York, 518 pp.

Colleta, B., y L. Ortlieb. 1984. Deformation of middle and late pleistocene deltaic deposits at mouth of the Rio Colorado, Northwestern Gulf of California. En: Mapilca Cruz, V., S. Celis Gutierrez. J. Guerrero García y L. Ortlieb (eds.). Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, a symposium, Hermosillo, Sonora, México, Abril 21-23. Universidad Nacional Autónoma de México. México D.F. 20 p.

Cruz-Castillo, C.M. 2002. Catálogo de Fallas Regionales en el Norte de Baja California, México. GEOS, Unión Geofísica Mexicana, A.C. 37-42 p.

Curray, J.R., D.G. Moore, K. Kelts y G. Einsele. 1982. Tectonics and geological history of the passive continental margin al the tip of Baja California. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Government Printing Office. Washington, D.C. 64: 1089-1116p.

DeMets, C.A. 1995. Reappraisal of seafloor spreading lineations in the Gulf of California: Implications for the transfer of Baja California to the Pacific plate and estimates of Pacific-North America motion. Geophysical Research Letters. 22: 3545-3548 p.

Doguin, P. 1988. Crustal structure and faulting of the northern Gula of California from geophysical modeling and deconvolution of magnetic profiles: M.S. Thesis, Oregon State University. 76 p.

Dorsey, R.J., Fluette, A., McDougall, k., Housen, B.A., Janecke, S.U., Axen, G.J., and Shirvell, C.R., 2007. Chronology of Miocene–Pliocene deposits at Split Mountain Gorge, Southern California: A record of regional tectonics and Colorado River evolution. Geology, 35(1): 57-60.

Elders, W.A., R.W. Rex, Meidav, Tsvi, P.T. Robinson y S. Biehler. 1972. Crustal spreading in Southern California. Science. 178: 15-24 p.

Faulds, J.E. y R.J. Vargas. 1998. The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terrones. En: J.E. Faulds y J.H. Stewart (eds.). Accommodation zones and transfer zones: The regional segmentation of the Basing and Range Province. Boulder Colorado, Geological Society of America. Special paper No. 323.

Fenby, S.S y R.G Gastil. 1991. Geologic-Tetonic Map of the Gula of California and Surrounding Areas. En: The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias, AAPG Blletin. Memoir 47: 79-83 p.

Fletcher, J.M., M. Grove, D. Kimbourg, O. Lovera y G.E. Gehrels. 2007. 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, en prensa.

Fletcher, J.M., y L. Munguía. 2000. Active continental rifting in southern Baja California, Mexico: Implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California. Tectonics. 19(6): 1107-1123 p.

Fletcher, J.M., J.A. Pérez-Venzor, G. González-Barba, y J.J. Aranda-Gómez. 2003. Ridge-trench interactions and the ongoing capture of the Baja California microplate-new insights from the Southern Gulf extensional province. En: Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for field trips of the 99th Annual Meeting of the Cordilleran Section of the Geological Society of America, Mexico, D.F., March 29-31, 2003. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, Field trip 2, 13-31 p.

Frez, J., y J.J. González. 1991. Crustal Structure and Seismotectonics of Northern Baja. En: J. P. Dauphin y B. R. T. Simoneit (eds.). The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias. American Association of Petroleum Geologists. 47: 261-283 p.

Fuis, G.S., and Kohler, W.M., 1984. Crustal structure and tectonics of the Imperial Valley Region, California. In: C.A. Rigsby (Editor), The Imperial Basin tectonics, sedimentation and thermal aspects. Pacific Section S.E.P.M., pp. 1-13.

Gadallah, M.R. y R.L. Fisher. 2005. Applied Seismology: A Comprehensive Guide to Seismic Theory and Application. Penwell Co. Primera Edición. Tulsa, Oklahoma, 473p.

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 p.

Gastil, R. G., D. Krummenacher y J. Minch. 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. Geol. Soc. Am. Bull. 90: 839–837 p.

Gibbs, A.D. 1984. Structural evolution of extensional basin margins. Journal of geological Society. 141:609-620 p.

González-Escobar M., A. Martín-Barajas, J. Abdeslem-García y M. Aragón-Arreola. 2006. Evolución Tectonoestratigráfica de las Cuencas del Norte del Golfo de California, Volumen 2 -Procesamiento e interpretación de datos de sísmica de reflexión. Reporte técnico No. 410303843, PEMEX. 23 p.

Hausback, B.P. 1984. Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico. En: V.A. Frizzell (Ed.). Geology of the Baja California Peninsula.Pacific Section Society of Economic Paleontologist and Mineralogist 39, pp. 219- 236.

Henry, C.D. y J. J. Aranda-Gómez. 1992. The real southern Basin and Range: Mid to late Cenozoic extension in Mexico. Geology. 20: 701-704 p.

Henry, C.D. y J.J. Aranda-Gómez. 2000. Plate interactions control middlelate Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. Tectonophysics. 318: 1-26 p.

Henyey, T.L. y J.L. Bischoff. 1973. Tectonic elements of the Norther part of the Gulf of California. Geological Society of America Bulletin. 84: 315-330 p.

Hurtado-Artunduaga, A.D. 2002. Modelo estructural de la cuenca de Wagner en el Golfo de California basado en sísmica de reflexión multicanal (Tesis de Maestría). Universidad Nacional Autónoma de México. 109 p.

Jenning, S. y G.R. Thompson. 1986. Diagensis of Plio-Pleistocene sediments of the Colorado River Delta, southern California. Journal of Sedimentary Petrology. 56:89-98 p.

Karig, D.E. y W. Jensky. 1972. The Protogulf of California, Earth Planet. Sci., Lett.17: 169-174.

Liner, C.L. 2004. Elements of 3D seismology. Penwell Co. Segunda Edición. Tulsa, Oklahoma, 608 p.

Lomnitz, C., F. Mooser, C. R. Allen, J. N. Brune, y W. Thatcher (1970). Seismicity and tectonics of the northern Gulf of California region, Mexico- Preliminary Results, An. Inst. Geofis. Int., 10, 37-48.

Lonsdale, P. 1989. Geology and tectonic history of the Gulf of California. En: Winterer, D. y M. Hussong (eds.). The Eastern Pacific Ocean and Hawaii. The Geology of North America Geological Society of America, Boulder, CO. 499-521 p.

Lonsdale, P. 1991. Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California. En: J.P. Dauphin y B. T. Simoneit (eds.). The gulf and peninsular province of the Californias. Am. Assoc. Pet. Geol. Memoir, Tulsa, Oklahoma, 47: 87-125 p.

Martín-Barajas, A. 2000. Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 53:72-83 p.

Martín-Barajas, A., J. Abdeslem-García, J. Helenes-Escamilla, M. González-Escobar, M. Aragón-Arreola y M. Pacheco Romero. 2006. Evolución Tectonoestratigráfica de las Cuencas del Norte del Golfo de California. Volumen 1 – Integración de resultados. Reporte técnico No. 410303843, PEMEX. 63 p.

Martín-Barajas, A., S. Vázquez-Hernández, A.L. Carreño, J. Helenes, F. Suárez-Vidal, y J. Álvarez-Rosales. 2001. Late Neogene stratigraphy and tectonic control on facies evolution in the Laguna Salada Basin, northern Baja California, Mexico. Sedimentary Geology. 144: 5-35 p.

McQuillin, R., M. Bacon y W. Barclay. 1979. An introduction to seismic interpretation. Gulf Publishing Company. Houston. 199 p.

Michaud, F.M., J.Y. Sosson, A. Royer, J. Chabert, T. Bourgois, C. Calmus, F. Mortera, W. Bigot-Cormier, J. Bandy, B. Dyment, Pontoise y B. Sichler. 2004. Motion partitioning between the Pacific plate, Baja California and the North America plate: The Tosco-Abreojos fault revisited. Geophys. Res. Lett., 31, L08604, doi:10.1029/2004GL019665.

Mitchum, R.M., P.R. Vail y J.B. Sangree. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of de sea level, Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences, AAPG Bulletin. Memoir 26, 117-133.

Moore, D.G. 1973. Plate-edge deformation and crustal growth, Gulf of California Structural Province. Geol. Soc. Am. Bull. 84, 1883-1906.

Munguía-Orozco, L., M. González-Escobar, S. Geraldo-Mayer, A. Aguirre-Estrada. 2006. Baja California Sur, Mexico. Bulletin of the Seismological Society of America. 96(2): 624-636 p.

Nagy, E.A. y J.M. Stock. 2000. Structural controls on the continent-ocean transition in the northern Gulf of California. Jornual of Geophysical Research. 105(B7): 16,251-16,269 p.

Nilsen, H and A. G. Sylvester .(1995). En: C. J. Busby and R, V, Ingersoll (eds). Tectonics of Semimentary Basins.

Olmsted, F.H., O.J. Loeltz y B. Irelan. 1973. Geohydrology of the Yuma area, Arizona and California. En: Water Resources of Lower Colorado river-Salton Sea area. U.S. Geol. Survey Prof. Paper. 486-H, 227 p.

Oskin, M. y M.J. Stock. 2003. Pacific-North America plate motion and opening of the Upper Delfín basin, northern Gulf of California, Mexico. Geological Society America Bulletin. 115: 1173-1190 p.

Oskin, M., M.J. Stock y A. Martín-Barajas. 2001. Rapid locatization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California. Geology. 29(5):459-463 p.

Pacheco-Romero, M. 2004. Estructura y evolución de la Cuenca de Altar, Sonora, a partir de la integración de datos geofísicos y geológicos. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, B.C. 124 p.

Pacheco-Romero, M.F., A. Martín-Barajas, W.A. Elders, J.M. Espinosa-Cardeña, J. Helenes y A. Segura. 2006. Stratigraphy and structure of the Altar basin of NW Sonora: Implications for the history of the Colorado River delta and the Salton trough. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. 23(1): 1-22 p.

Peacock, D.C.P., R.J. Kipe y D.J. Sanderson. 2000. Glosary of normal faults. Journal of Structural Geology. 22: 291-305 p.

Pérez Cruz, G. 1982. Algunos resultados de la Investigación geológico-geofísica en la porción noroccidental del Golfo de California. Boletín de la Sociedad Mexicana de Geólogos Petroleros. 34: 71-77 p.

Peréz-Tinajero, C. 2007. Sísmica de Reflexión en el Desierto de Altar, Sonora México. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. 101 p.

Persaud, P. 2003. Images of Early Continental Breakup in and around the Gulf of California and the Role of Basal Shear in Producing Wide Plate Boundaries. Thesis Doctor of Philosophy, California Institute of Technology. 144 p.

Persaud, P., J.M. Stock, M. Steckler, A. Martin-Barajas, J.B. Diebold, A. Gonzalez-Fernandez y G. Mountain. 2003. Active deformation and shallow structure of the Wagner, Consag and Delfin Basins, Northern Gulf of California, Mexico. Journal of Gephysical Research.108(7): 2355 p.

Phillips, R. P. 1964. Seismic refraction studies in Gulf of California, En: T.H. Van Andel y G.G. Shor (Eds.). Marine Geology of the Gulf of California, Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, Oklahoma.

Requena-González, N.A. 2006. Estructura cortical en el margen pacífico de Baja California Sur, empleando sísmica de reflexión 2D multicanal profunda (Tesis de Maestría en Ciencias). Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE), México. 165 p.

Robinson, E.A. 1983. Seismic Velocity Analysis and the Convolutional Model. International Human Resources Development Corp. Boston. 209 p.

Sangree, J.B. y J.M. Widmier. 1979. Interpretation of depositional facies from seismic data. Geophysics. 44 (2): 131-160 p.

Shaw, J. H., Ch. Connors, and J. Suppe. 2005. Seismic Interpretation of Contractional Fault-Related Folds, An AAPG Seismic Atlas, Studies in Geology #53.

Sheriff, R.E. 2002. Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics. Society of Exploration Geophysicists. Cuarta Edición. Tulsa, Oklahoma. 429 p.

Sheriff, R.E. y L.P. Gerald. 1995. Exploration Seismology. Cambridge University Press. Segunda Edición. New York. 592 p.

Siem, M.E. y R.G. Gastil. 1994. Mid-tertiary to Holocene extension associated with the development of the Sierra El Mayor metamorphic core complex, northeastern Baja California, Mexico. En: S.F. McGill y T.M. Ross (Eds.). Geological investigations of an active margin; Geological Society of America Cordilleran Section Guidebook. San Bernardino County Museum Association. 107-119 p.

Spencer, J.E. y W.R. Normark. 1979. Tosco-Abreojos fault zone: a Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, Mexico. Geology, 7(11): 554-557.

Stock, J. M. y K.V. Hodges. 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California peninsula to the Pacific plate. Tectonics. 8(1): 99-115 p.

Teixidó-iUllod, Ma. T. 2000. Caracterización del subsuelo mediante sísmica de reflexión de alta resolución (Tesis Doctoral). Departamento de Geodinámica y Geofísica, Universidad de Barcelona, España. 253 p.

Thatcher, W. y J.N. Brune. 1971. Seismic Study of an Oceanic Ridge Earthquake Swarm in the Gulf of California. Geophys. J. R. astr. Soc. 473-489 p.

Winker, C.D. y S.M. Kidwell. 1986. Paleocurrent evidence for lateral displacement of the Pliocene Colorado River Delta by the San Andreas fault system, southeastern California. Geology. 14: 788-791 p.

Withjack, O.M., R.W. Schlische y P.E. Olsen. 2002. Rift-Basin structure and its influence on sedimentary systems. Sedimentation in Continental Rifts, SEPM Special Publication No. 73. Society for Sedimentary Geology. 57-81 p.

Yilmaz, O. 1987. Seismic Data Processing. Investigations in Geophysics, Society of Exploration Geophysicists. Segunda Edición. Tulsa, Oklahoma. 526 p.

Yilmaz, O. 2001. Seismic Data Analysis. Investigations in Geophysics, Society of Exploration Geophysicists. Segunda Edición. Tulsa, Oklahoma. 1000 p.

Young, R.A. y E.E. Spamer. 2002. The Colorado River: Origin and Evolution Grand Canyon, Arizona. Grand Canyon Association Monograph 12.