

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



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

SÍSMICA DE REFLEXIÓN EN EL DESIERTO DE ALTAR, SONORA, MÉXICO

TESIS

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

Presenta:

CARLOS IVÁN PÉREZ TINAJERO

Ensenada, Baja California, México, Marzo de 2007.

TESIS DEFENDIDA POR

Carlos Iván Pérez Tinajero

Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

Dr. Antonio González Fernández
Co-director del Comité

Dr. Mario González Escobar
Co-director del Comité

Dr. Jesús Arturo Martín Barajas
Miembro del Comité

Dr. José Manuel Romo Jones
Miembro del Comité

Dra. Ma. Luisa Argote Espinoza
Miembro del Comité

Dr. Victor Manuel Wong Ortega
*Coordinador del programa de Estudios
de Posgrado en Ciencias de la Tierra*

Dr. Edgar Gerardo Pavía López
Director de Estudios de Posgrado

29 de Marzo de 2007

RESUMEN de la tesis de **CARLOS IVÁN PÉREZ TINAJERO**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en CIENCIAS DE LA TIERRA. Ensenada, Baja California, México. Marzo de 2007.

SÍSMICA DE REFLEXIÓN EN EL DESIERTO DE ALTAR, SONORA, MÉXICO.

Resumen aprobado por:

Dr. Mario González Escobar
Co-director de Tesis

Dr. Antonio González Fernández
Co-director de Tesis

Datos sísmicos terrestres, de ocho líneas de reflexión 2D multicanal, fueron procesados e interpretados con la finalidad de estudiar la estructura y la sismoestratigrafía de la cuenca de Altar al noroeste de Sonora, México.

La configuración general y el tipo de fallas interpretadas a partir de las secciones sísmicas, indican que en la estructura de la región de Altar se presentan dos zonas con diferente intensidad de deformación: zona de deformación Cerro Prieto-Altar (*ZDCPA*) y la zona de deformación Altar-Caborca (*ZDAC*).

La *ZDCPA* está delimitada al oeste por la falla Cerro Prieto y al este por la falla Altar, y contiene a la cuenca de Altar. Esta zona presenta un cambio en la dirección de las fallas hacia el NE. En la *ZDCPA* el espesor de la corteza disminuye al acercarse hacia el Golfo de California, este adelgazamiento permite que exista un mayor efecto de los esfuerzos y un aumento en la cantidad de deformación, creando fallas con cierta componente rotacional en dirección oblicua al desplazamiento de la falla Cerro Prieto.

Por otra parte, en la *ZDAC* existe una coherencia geométrica de fallas de tipo sintéticas y antitéticas, que generan bloques de tipo horst y graben con una orientación N37°W. La *ZDAC* está delimitada al este por la falla de Altar, la parte más occidental de este dominio no se abarca en este estudio, se propone que este dominio se extiende hasta la provincia de Basin and Range en Arizona.

Una de las principales estructuras encontradas es la falla Altar, que ha sido interpretada como una interrupción de basamento, en salto vertical de ~1 km. Esta falla se ubica en la parte oeste de la cuenca de Altar con una dirección N37°W y una caída hacia el SW con una inclinación de 83°. La falla Altar representa la estructura que marca el límite oeste y el control de la cuenca de Altar. Además indica el límite entre la *ZDCPA* y *ZDAC*.

La configuración del basamento acústico muestra que el tiempo mínimo de registro de basamento está en la porción NE de la región de Altar (~0.4 s) y que el gradiente de las curvas de tiempo cae en dirección NE-SW, hacia el norte de Golfo de California. Además se ha localizado un depocentro en la porción central-oeste de la cuenca de Altar (~6 km de profundidad), la distribución y los espesores de los horizontes sísmicos permiten localizar que los mayores espesores de las unidades sismoestratigráficas están en esta parte. Además se ha localizado una cuenca de tipo graben entre la sierra el Rosario y la sierra Tinajas Altas (cuenca Rosario).

La extensión y conexión de la cuenca Altar y Rosario hacia las cuencas del Golfo de California no esta bien definida, pero estas cuencas podrían representar las cuencas de conexión entre el Río Colorado y el Golfo de California hacia el Mioceno tardío, y abandonadas durante el Plioceno para reubicar la subsidencia hacia el NW, en las cuencas Cerro Prieto y Laguna Salada.

Palabras Clave: Sísmica de Reflexión 2D multicanal, Cuenca de Altar, Golfo de California, Zona de deformación, Falla Altar, Falla Cerro Prieto, Unidades sismoestratigráficas, Basamento acústico.

ABSTRACT of the thesis of **CARLOS IVAN PEREZ TINAJERO**, presented as a partial requirement to obtain the **MASTER IN SCIENCES** degree in **EARTH SCIENCES**. Ensenada, Baja California, México. March 2007.

SEISMIC REFLECTION IN THE ALTAR DESERT, SONORA, MEXICO

Data from eight 2D multichannel land seismic lines were processed and interpreted to study the structure and seismostratigraphic units of the Altar basin on the norwest part of Sonora, México.

The general configuration and the types of faults interpreted from seismic sections, indicate that in the Altar region two zones are presented with different intensity of deformation: Cerro Prieto-Altar deformation zone (*ZDCPA*) and the Altar-Caborca deformation zone (*ZDAC*).

The *ZDCPA* is delimited at the west by the Cerro Prieto fault and at the east for the Altar fault, and it contains the Altar basin. This zone presents a change of the direction of faults to the NE. In the *ZDCPA* the thickness of the crust diminishes when coming closer toward the Gulf of California, this thinning allows that an effect of strain becomes bigger and an increase in the quantity of deformation, creating faults with certain component of rotation in oblique direction to the displacement of the Cerro Prieto fault.

On the other hand, in the *ZDAC* a geometric coherence of synthetic and antithetic faults exists, they generate blocks of horst and graben type with an N37°W orientation. The *ZDAC* is defined to the east by the Altar fault. The westernmost part in this domain is not covered by this study, but we propose that this domain extends to the Basin and Range province in Arizona.

One of the main discovered structures is the Altar fault that has been interpreted as a basement interruption, with a vertical slip of ~1 km. This fault is located in the eastern side of the Altar basin with a direction of N37°W and a fall toward the SW with a dip of 83°. The Altar fault represents the structure that marks the east limit and the control of the Altar basin. It also indicates the limit between the *ZDCPA* and *ZDAC*.

The configuration of the acoustic basement shows that the minimum time of basement record registration is obtained in the NE portion of the region of Altar (~0.4 s) and that the gradient of the time curves decreases in direction NE-SW, toward the north of the Gulf of California. A depocenter has also been located in the central-west portion of the Altar basin (~6 km at depth). The distribution and the thickness of the seismic horizons allow to locate the biggest thickness in the seismostratigraphic units in this area. A graben basin has also been located among the Rosario and Tinajas Altas mountains (Rosario basin).

The extension and connection of the Altar and Rosario basins toward the basins of the Gulf of California is not well defined, but these basins could represent the connection basins among the River Colorado and the Gulf of California in late Miocene, and abandoned during the Pliocene to relocate the subsidence toward the NW, in the Cerro Prieto and Laguna Salada basins.

Keywords: 2D Multichannel seismic, Altar basin, Gulf of California, Zones of deformation, Altar fault, Cerro Prieto fault, Seismostratigraphic units, Acoustic basement.

DEDICATORIA

A mis padres, Juan y Licha, ustedes son la fuente de mi perseverancia.
Gracias por todo el cariño y apoyo incondicional que siempre me han dado.

A mi hermana Karla, eres lo más valioso que tengo en esta vida.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a diferentes instituciones por la ayuda que me otorgaron. Al CONACYT por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría. A Petróleos Mexicanos por proporcionar los datos que hicieron posible este trabajo. Halliburton Drilling Evaluation & Digital Solutions de México anteriormente conocida como Landmark, por mantener un convenio y permitir utilizar las herramientas de procesado e interpretación de datos de sísmica. Al CICESE por permitirme incrementar el conocimiento y fomentar la ciencia.

También doy las gracias a todas las personas importantes que influyeron en este trabajo. A mi codirector de tesis Dr. Mario González Escobar por la confianza depositada en mí al invitarme a participar en este proyecto, por todo el apoyo recibido, por su paciencia y sobre todo por compartir conmigo parte de sus conocimientos. A mi codirector de tesis Dr. Antonio González Fernández por sus valiosas sugerencias durante y después del procesado de los datos, y por enseñarme a concluir exitosamente un proyecto.

A mis sinodales, Dr. Arturo Martín Barajas, Dr. José Romo Jones, y a la Dra. Ma. Luisa Argote por brindarme sus valiosas recomendaciones técnicas y por la disposición para ayudarme.

Al M.C. Juan Manuel Espinosa por todas aquellas interesantes tardes de discusiones y sugerencias que me ayudaron a entender mejor los problemas del tema de esta tesis.

A Sergio Sarregui por su invaluable apoyo durante todo el trabajo, por ayudarme con los problemas de cómputo, con los mapas y por enseñarme a aprender algo de Linux.

A Emilia Fregoso por ser una buena instructora del matlab y apoyarme siempre en los trabajos de matemáticas y sobre todo por ser una muy buena compañera y amiga en CICESE.

A todos los maestros de la División de Ciencias de la Tierra; a todos aquellos que me enseñaron a pensar en diferentes formas: Dr. Juan Contreras, Dr. Jhon Fletcher, Dr. Marco Antonio Pérez, Dr. Francisco Suárez, Dr. Enrique Gómez, Dr. Rogelio Vázquez, Dr. Alonso Gallardo, Dr. Carlos Flores, Dr. José Romo Jones y la Dra. Margarita López.

A todos mis inolvidables amigos de clase, de salidas de campo, de estudio y de fiesta: Cesar Aguilar, Antonio Hernández, Doris Meza, Paula García, Neptalí Requena, Victor Márquez, Violeta Luján, Olga Sarychikhina, José Mojarro, Diana Mendoza, Miriam Abad, Cristina Condori, Juan Carlos Cerda, Jazmín Chavéz, Adriana, Yleana Martínez, Rosa Carrillo, Felipe Escalona, Manuel Aragón, Don Alfredo, Mathias Obreski, Juliana Estrada, Gina Villalobos, Tomás Peña, Mónica Zegarra, Ricardo Carpio, Yanina Narváez, Ena Gámez, Uriel Campos, Juan Flores, Isaac Antuna, Ramiro Tapia, a todos los del Rocodromo, los del inglés y del francés.

Un reconocimiento por el buen trato y el soporte de Martha Barrera, Lupita Martínez, Conchita, Humberto Benitez, José Mojarro, Ivonne Best y Citlali romero.

A fito, Iron Maiden, Led Zepellin, Pink Floyd, AC/DC, a los Red Hot, Pantera, Sepultura, Metallica, Guns n' Roses, Mago de Oz, Rata Blanca y otros buenos músicos y bandas que me deleitaron los oídos mientras elaboraba este trabajo.

Contenido

	Página
I. INTRODUCCIÓN	1
I.1 Marco Geológico Regional	2
I.1.1 Evolución tectónica del Golfo de California	2
I.1.2 Estructura y evolución de la depresión de Salton	6
I.1.3 El delta del Río Colorado	9
I.1.4 La cuenca de Altar	10
I.2 Objetivos y metas	13
II. METODOLOGÍA	14
II.1 Sísmica de reflexión	14
II.1.1 Adquisición Sísmica	15
II.2 Procesamiento de datos sísmicos	18
II.2.1 Procesamiento Pre-apilamiento (<i>pre-stack</i>)	20
II.2.1.1 Cintas de campo	20
II.2.1.2 Geometría	20
II.2.1.3 Edición de registros	21
II.2.1.4 Filtrado de frecuencias	22
II.2.1.5 Análisis y filtrado F-K (Frecuencia- Número de Onda)	25
II.2.1.6 Corrección por divergencia esférica	27
II.2.1.7 Deconvolución	27
II.2.1.8 Aplicación de correcciones estáticas	29
II.2.2 Procesamiento de Apilamiento (<i>stack</i>)	31
II.2.2.1 Ordenar trazas por CDP	31
II.2.2.1 Análisis de velocidad	32
II.2.2.2 Corrección por NMO	35
II.2.2.3 Apilamiento (<i>Stack</i>)	36
II.2.3 Procesamiento post-apilamiento (<i>post-stack</i>)	38
II.2.3.1 Divergencia, Ganancia y Filtro variable en tiempo	38
II.2.3.2 Migración en tiempo	39
II.2.3.3 Conversión a profundidad	41
II.3 Interpretación de datos sísmicos	42
II.3.1 Estratigrafía	43
II.3.2 Estructura	45
III. RESULTADOS	48
III.1 Secciones sísmicas	48
III.2 Interpretación de estructuras	55

Contenido (continuación)

III.3 Configuración de basamento acústico	65
III.4 Interpretación de horizontes	69
IV. DISCUSIÓN	
IV.1 Falla de Altar	80
IV.2 Unidades sismoestratigráficas y delimitación de depocentros	81
IV.3 Modelo estructural e implicaciones tectónicas	84
V. CONCLUSIONES	89
VI. LITERATURA CITADA	92
ANEXO A. Secciones sísmicas interpretadas	101

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Mapa mostrando el área de estudio y los sistemas de fallas activas en el cuaternario (líneas rojas) en la Provincia Extensional del Golfo y del sureste de la Provincia de Basin and Range. La principal frontera entre las placas del Pacífico y Norteamérica está formada por una serie de centros de dispersión que son conectados con fallas transformes a lo largo del Golfo de California. Este sistema conecta el East Pacific Rise al sur con el sistema de Falla San Andrés (FSA) al norte. DS: Depresión de Salton, EPG: Escarpe principal del Golfo, FCP: Falla Cerro Prieto, Ma: Mazatán, M: Magdalena. (Modificado de Munguía et al., 2006).	3
2	Localización de la depresión de Salton y el área de estudio. El recuadro verde en la imagen de la izquierda indica la ubicación de la depresión de Salton, ampliada en la imagen de la derecha. El recuadro en color rojo indica el área de estudio, las líneas azules indican el cauce actual del Río Colorado, las líneas negras indican principales fallas y zonas geotérmicas (punteadas). Tomado y modificado de NASA, 2002, En http://visibleearth.nasa.gov/cgi-bin/viewrecord?26072).	8
3	Esquema de la geometría de adquisición sísmica terrestre, aquí se utiliza vibrador como fuente de energía y un tendido lateral de receptores (geófonos). Las ondas sísmicas reflejadas en el subsuelo se detectan en los geófonos y se registra su llegada en función del tiempo y la distancia de recorrido.	15
4	Mapa con los transectos georeferenciados de las ocho líneas sísmicas (en color blanco) que son procesadas e interpretadas en este trabajo.	17
5	Secuencia básica del procesamiento de datos sísmicos de reflexión terrestres 2-D. (Sheriff y Geldart, 1995; Yilmaz, 2001).	19
6	Registros sísmicos (a) antes y (b) después de su edición para eliminar ruido, trazas ruidosas y aplicar geometría.	22
7	Análisis de contenido de frecuencias. (a) Registro de campo, dominio tiempo. (b) Espectro de potencia promedio del registro de campo, dominio de frecuencias. El mayor contenido de frecuencias se encuentra entre 10-50 Hz. Se aplica la transformada de Fourier para pasar del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia. (c) Registro sísmico después de aplicar filtro pasa-banda mostrado en (d). (d) Espectro de potencia mostrando las frecuencias después de aplicar filtro pasa-banda de tipo Ormsby definido por el suavizado 7-10-50-55 Hz.	24

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
8	Análisis de frecuencias espaciales. (a) Registro de campo. (b) Espectro en el dominio f-k en donde se han marcado los eventos más significativos, según la nomenclatura: GR = ground roll. Nótese el alias del GR. (c) Efecto sobre el registro después de filtrar por frecuencia y número de onda los eventos atribuidos a ruido (GR). (d) Espectro f-k filtrado, el filtro que se ha aplicado es de tipo trapezoidal (trazo negro) y consiste en dejar pasar las frecuencias y números de onda contenidos dentro del trapecio.	26
9	Registros sísmicos de campo (a) antes y (b) después de aplicar filtro f-k, corrección por divergencia esférica y deconvolución. Las reflexiones están comprimidas, se distinguen mejor los eventos.	29
10	Esquema general de la configuración de los elementos necesarios para realizar la corrección por estática (tomada y modificada de ProMAX)	30
11	Ordenación por CDP. Las reflexiones que provienen de un mismo punto, son agrupadas para después sumarlas y obtener una mejor relación señal/ruido.	31
12	Análisis de velocidad. (a) Método de espectro de semblanza, los colores en tonos de rojo representan zonas de semblanza alta, estas zonas definen los tiempos en los cuales las velocidades corrigen al reflector por NMO. La línea de color blanco muestra el picado de velocidades seleccionadas en este caso, la línea blanca punteada muestra la tendencia de velocidad de las posibles múltiples. (b) Registro de CDP's. a corregir. (c) Corrección dinámica por NMO de 5 CDP's. (d) Método de velocidad constante, esta sección muestra el grupo de los 5 CDP's repetido 14 veces, en cada registro se aplica una velocidad diferente desde 1000 a 5000m/s para corregir por NMO. Las reflexiones horizontales indican que la velocidad usada corrige el reflector a esa profundidad. La línea roja indica el picado correspondiente de velocidad que es seleccionada y verificada conjuntamente con el espectro de semblanza.	34
13	Corrección NMO aplicando el modelo de velocidades resultante del análisis mostrado en (a). (a) Picado de velocidades para corregir por NMO. (b) Registro con los eventos hiperbólicos que representan la respuesta al retraso ocasionado por en efecto de offset diferente de cero. (c) Corrección NMO, con lo cual se trata de remover las hipérbolas y corregir el efecto del offset, las reflexiones se horizontalizan para posteriormente sumarse y generar una sección sísmica.	35

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
14	Apilamiento de CDP's corregidos por NMO. El resultado es una sección sísmica (a) que muestra los rasgos estructurales del subsuelo. (b) Modelo de velocidades utilizado para realizar el apilado.	37
15	Porción de sección sísmica apilada, intervalo de CDP 9230 al 10100. Esta sección contiene el tratamiento post-apilamiento de divergencia esférica, ganancia, filtro variante en tiempo. (a) antes y (b) después de aplicar la migración. Nótese el efecto de traslape de eventos (nudos de corbata) y los echados corregidos por la migración.	40
16	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 (Sheriff, 2002).	45
17	Evidencias de falla geológica en la sección sísmica. (a) 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. (b) Cambio abrupto en el echado, el trazo de la falla puede extenderse en regiones donde los datos sísmicos aparecen estar plegados debido a los límites en la resolución del método.	47
18	Intersección de las líneas 5003 y 5024prol. Las líneas en color negro indican las fallas interpretadas, en amarillo el basamento, y dos horizontes más en color naranja y azul.	54
19	Mapa de anomalías gravimétricas de Bouger en la región de Altar (Modificado de Espinoza-Cardena y Elders, 2003). Líneas sísmicas en color blanco. El mapa incluye algunas fallas interpretadas en la región norte del Golfo de California (Hurtado-Artunduaga, 2002; González <i>et al.</i> , 2006). FCA: Falla Caborca, FKA: Falla Kahwan, FP: Falla Peñasco, FR: Falla Rosario, FTA: Falla Taracahita, FTA2: Falla Taracahita 2, FTO: Falla Torres, FTU: Falla Tutuli, FW: Falla Wagner.	56
20	Mapa estructural de la región de Altar, zona de deformación Cerro Prieto- Altar (ZDCPA) y zona de deformación Altar-Caborca (ZDAC). El mapa incluye algunas fallas interpretadas en el norte del Golfo de California (Hurtado-Artunduaga, 2002; González <i>et al.</i> , 2006). FAD: Falla Adair, FAM: Falla Amado, FC: Falla Chinero, FCA: Falla Caborca, FKA: Falla Kahwan, FP: Falla Peñasco, FR: Falla Rosario, FTA: Falla Taracahita, FTA2: Falla Taracahita 2, FTO: Falla Torres, FTU: Falla Tutuli, FW: Falla Wagner, SR: Sierra del Rosario, STA: Sierra Tinajas Altas.	57

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
21	Perfiles interpretados, el nombre del perfil corresponde al número de la línea sísmica del cual fue interpretado. La localización las fallas puede verse en la Figura 20. FCA: Falla Caborca, FKA: Falla Kahwan, FR: Falla Rosario, FTA: Falla Taracahita, FTA2: Falla Taracahita2, FTO: Falla Torres, FTU: Falla Tutuli.	60
22	Perfiles de interpretación sísmica, el nombre del perfil corresponde al número de la línea sísmica del cual fue interpretado. La localización las fallas puede verse en la Figura 20. FKA: Falla Kahwan, FTA: Falla Taracahita, FTO: Falla Torres, FTU: Falla Tutuli.	61
23	Mapa de configuración de isocronas correspondientes al basamento acústico de la cuenca de Altar y norte del Golfo de California. El mapa incluye la configuración de basamento y algunas fallas interpretadas en el norte del golfo de California (González <i>et al.</i> , 2006). Las regiones marcadas en color sobre las líneas sísmicas representan los sitios donde se localizó e interpretó el basamento	66
24	Línea 5034a y pozo W6 en el que se han interpretado las unidades depositacionales A, B y C. La figura incluye los horizontes que marcan los límites de secuencias y algunas fallas interpretadas en esta línea.	70
25	Mapa de configuración de isolíneas de tiempo correspondientes al horizonte LS-A. Las regiones marcadas en color sobre las líneas sísmicas representan los sitios donde se interpretó el horizonte.	71
26	Mapa de isopacas en tiempo correspondientes al horizonte LS-A. Las regiones marcadas en color sobre las líneas sísmicas representan los sitios donde se calculó el espesor en tiempo del horizonte.	72
27	Mapa de configuración de isolíneas de tiempo correspondientes al horizonte LS-B. Las regiones marcadas en color sobre las líneas sísmicas representan los sitios donde se interpretó el horizonte.	73
28	Mapa de isopacas en tiempo correspondientes al horizonte LS-B. Las regiones marcadas en color sobre las líneas sísmicas representan los sitios donde se calculó el espesor en tiempo del horizonte.	74
29	Mapa de configuración de isolíneas de tiempo correspondientes al horizonte B1. Las regiones marcadas en color sobre las líneas sísmicas representan los sitios donde se interpretó el horizonte.	75
30	Mapa de isopacas en tiempo correspondientes al horizonte B1. Las regiones marcadas en color sobre las líneas sísmicas representan los sitios donde se calculó el espesor en tiempo del horizonte.	76

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
31	Mapa de configuración de isolíneas de tiempo correspondientes al horizonte D. Las regiones marcadas en color sobre las líneas sísmicas representan los sitios donde se interpretó el horizonte.	77
32	Mapa de isopacas en tiempo correspondientes al horizonte D. Las regiones marcadas en color sobre las líneas sísmicas representan los sitios donde se calculó el espesor en tiempo del horizonte.	78
33	Diagrama de la cuenca de Altar y áreas cercanas. La correlación de secuencias entre pozos está basada principalmente en la composición litológica. Las unidades estratigráficas en el pozo Exxon F-1 son de Eberly y Stanley (1978). El límite este de la cuenca de Altar es la falla de Altar, propuesta inicialmente por Sumner (1972). El movimiento dextral oblicuo de esta falla es inferido de desplazamientos en las anomalías gravimétricas y magnéticas y con base en la proyección de la falla San Andrés y Algodones hacia el sureste en la falla Altar. La correlación de las secuencias de los pozos 3 y 5 hacia los otros pozos a través de la falla Cerro Prieto no están incluidas en esta interpretación. (Tomada y modificada de Pacheco et al. 2006).	83
34	Modelo estructural de la cuenca de Altar y áreas cercanas. Este modelo esquemático muestra los principales rasgos estructurales a nivel de basamento interpretado a partir de líneas sísmicas. La falla Altar constituye el límite este de la cuenca Altar que está ubicada dentro de la zona de deformación Cerro Prieto-Altar, y esta zona es caracterizada por la rotación de la dirección de fallas hacia el NE.	86

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
I	Principales parámetros de adquisición de los datos sísmicos del prospecto “Valle de Mexicali-Altar”.	16
II	Parámetros utilizados para aplicar el filtro variante en tiempo en el procesamiento de líneas sísmicas	39
III	Valores de resolución vertical	44
IV	Características espaciales de las líneas sísmicas	49

LISTA DE ECUACIONES

Ecuación		Página
1	Ecuación del modelo deconvolucional de un registro	28
2	Resolución vertical R_v para los datos sísmicos	43

I. INTRODUCCION

La región del Golfo de California contiene cuencas marginales que fueron segmentadas y abandonadas durante la evolución del sistema de *rift* del Golfo de California en el Plioceno. Un ejemplo es la cuenca de Altar en Sonora, la cual contiene un importante registro sedimentario de la primera incursión marina y del inicio de la construcción del delta del Río Colorado (Pacheco, 2004; Pacheco *et al.*, 2006).

Nuestro conocimiento sobre la estructura y evolución del extremo norte del *rift* del Golfo de California proviene de estudios de campo en los márgenes del Golfo de California y de la depresión de Salton, sin embargo, existen regiones en donde la cubierta sedimentaria impide ubicar las estructuras que controlaron la subsidencia y sedimentación y son regiones que deben ser incorporadas en los modelos de la evolución tectónica de esta zona de *rift*. La cuenca de Altar es una de estas regiones, cuya evolución es poco conocida. A través de un convenio de cooperación entre PEMEX-CICESE se logró tener acceso a datos de estudios geológicos y geofísicos realizados por PEMEX en la cuenca de Altar. Un primer estudio de integración de datos de pozos fue realizado por Pacheco (2004), quien interpretó seis segmentos de líneas sísmicas en formato analógico que fueron procesadas en el Instituto Mexicano del Petróleo en los años ochenta. Aunque este trabajo constituye una base importante para entender la evolución sedimentaria de la cuenca, la interpretación de las líneas sísmicas fue limitada y no permitió observar las principales estructuras que controlaron la subsidencia de la cuenca.

En esta tesis se presenta un estudio de procesado e interpretación de ocho líneas sísmicas de reflexión en la cuenca de Altar con una cobertura total de 300 km lineales. El análisis de las líneas sísmicas tiene el objetivo de ubicar los principales rasgos estructurales que controlaron la sedimentación en la cuenca de Altar y así discutir el papel de estas estructuras en la evolución de la zona de *rift*.

I.1 Marco Geológico Regional

I.1.1 Evolución tectónica del Golfo de California

La evolución tectónica del noroeste de México está estrechamente relacionada con los cambios en el límite entre las placas de Norteamérica y Farallón-Pacífico desde el Mioceno, que ha evolucionado de un régimen de subducción a un régimen de *rift* continental, y un *rift* oceánico, con la transferencia de la Península de Baja California a la Placa Pacífico durante el Mioceno tardío-Plioceno (<12 Ma) (Lonsdale, 1989; Stock y Hodges, 1989). Este cambio de régimen se manifestó mediante un proceso de extensión sobre una amplia región del noroeste de México, que dejó un rasgo fisiográfico de sierras y cuencas alargadas en dirección NNW al este de la Sierra Madre Occidental. A esta región se le ha denominado como la Provincia Extensional del Golfo de California (PEG). Su límite al occidente es el escarpe principal del Golfo (EPG) en la Península de Baja California (Figura 1). Los límites de la PEG son más difusos en Sonora que en la Península de Baja California, debido a la superposición de las estructuras de la extensión inicial conocida como Basin and Range y las estructuras posteriores relacionadas con la apertura del Golfo de California (Stewart y Roldán-Quintana, 1994) (Figura 1).



Figura 1. Mapa mostrando el área de estudio y los sistemas de fallas activas en el cuaternario (líneas rojas) en la Provincia Extensional del Golfo y del sureste de la Provincia de Basin and Range. La principal frontera entre las placas del Pacífico y Norteamérica está formada por una serie de centros de dispersión que son conectados con fallas transformes a lo largo del Golfo de California. Este sistema conecta el East Pacific Rise al sur con el sistema de Falla San Andrés (FSA) al norte. DS: Depresión de Salton, EPG: Escarpe principal del Golfo, FCP: Falla Cerro Prieto, Ma: Mazatlán, M: Magdalena. (Modificado de Munguía *et al.*, 2006).

El proceso de máxima extensión en Sonora es más antiguo que en Baja California y se desarrolló en una posición intraarco y trasarco con respecto a la actividad volcánica del arco miocénico en Baja California (Henry y Aranda Gómez, 1992; Martín-Barajas, 2000). La deformación extensional cenozoica en Sonora está fechada entre el Oligoceno Tardío y el Mioceno Temprano, y está representada por la formación del cinturón de ‘Núcleos de Complejos Metamórficos’ que han sido estudiados en las regiones de Mazatán (Vega-Granillo y Calmus, 2003; Wong y Gans, 2003), Magdalena (Nourse, 1989), y en el sureste y el centro-este de Sonora (McDowell *et al.*, 1997) (Figura 1). Estos últimos autores identificaron una fase de deformación que se caracterizó por la formación de cuencas con orientación NW-SE.

El inicio de la distensión en la margen oriental de la Península es posterior al inicio de la distensión en Sonora y concuerda, además, con la terminación del volcanismo de arco y la subducción de la placa Guadalupe hacia los 12 Ma (Stock y Lee, 1994; Lee *et al.*, 1996). Trabajos recientes permiten confirmar que la extensión migró hacia el oeste a través de la zona del rift (Aragón-Arreola y Martín Barajas, 2007). Este cambio debió ocurrir hacia los 12 Ma., sin embargo, aún se desconoce si el cambio entre la extensión inicial y la extensión oblicua que caracteriza actualmente el sistema de rift ocurrió en dos etapas o en una sola. Por un lado, el modelo más aceptado es el de Stock y Hodges (1989) en donde proponen que el cambio ocurrió en dos etapas; una primera etapa con extensión ortogonal en la zona del Golfo de California (Protogolfo), con el movimiento de cizalla derecha acomodado en el margen Pacífico de Baja California entre los 12 y 6 Ma. Este último cesó hacia los ~6 Ma y la Península fue transferida a la placa Pacífico, iniciando en el Golfo la etapa de

extensión oblicua. El modelo alternativo propone que la extensión oblicua se inició desde los 12 Ma en la región del Golfo (Gans, 1997; Fletcher y Munguía, 2000), ya que la zona de falla Tosco-Abrejos no parece haber acumulado gran cantidad de desplazamiento de rumbo (Requena-González, 2006; Fletcher *et al.*, 2007). Estos estudios indican que la zona de falla Tosco-Abrejos aún acomoda parte de la deformación entre la placa Pacífico, el Bloque de Baja California y la placa de Norteamérica. Los datos de las velocidades de placas, las anomalías magnéticas de piso oceánico, el fallamiento de sedimentos recientes observado en perfiles sísmicos y los mecanismos focales de sismos al sur del Golfo, indican que la Península de Baja California no está acoplada rígidamente a la Placa Pacífico (Larson *et al.*, 1972; DeMets, 1995; Fletcher y Munguía, 2000; Michaud *et al.*, 2004; Requena-González, 2006; Munguía *et al.*, 2006).

Independientemente de estos dos modelos cinemáticos, la orientación de las estructuras extensionales del Neógeno en las regiones costeras del Golfo de California es generalmente NNW–SSE (Dokka y Merriam, 1982; Henry, 1989; Stock y Hodges, 1989). Las fallas que acomodan deformación extensional más joven que 12 Ma se restringen a una franja de aproximadamente 100 km de ancho paralela a la costa actual del Golfo de California. Esta zona de deformación se ha propuesto como la verdadera extensión geográfica de la Provincia Extensional del Golfo de California en Sonora (Gans *et al.*, 2003; Roldan *et al.*, 2004) (Figura 1).

El movimiento actual de la Península Baja California es muy cercano al movimiento de la placa Pacífico. Con base en modelos cinemáticos globales, el desplazamiento relativo de

la placa Pacífico respecto a la placa de Norteamérica varía de 56 mm/año (modelo RM2, *Relative Motion 2*, de Minster y Jordan, 1978) a 50 mm/año (modelo NUVEL 1A de DeMets *et al.*, 1990) o 48.8 ± 1.8 mm/año (DeMets, 1995). En la parte norte del Golfo, la correlación entre rocas volcánicas del Mioceno tardío de la región de San Felipe (Baja California) y Sonora a la latitud de 29° N indican un desplazamiento relativo de 276 ± 13 km durante los últimos 6 Ma (Oskin y Stock, 2003), lo cual corresponde a un desplazamiento lateral promedio de 46.0 ± 0.2 mm/año que es inferior, aunque cercano, al movimiento medido con redes geodésicas (González *et al.*, 2003). La mayor parte de este movimiento ocurre a lo largo de la zona de falla de Cerro Prieto que es el límite occidental de la cuenca de Altar y que transmite la deformación en las cuencas del norte del Golfo hacia la cuenca de Cerro Prieto (Elders *et al.*, 1972). En el norte, la deformación se transmite en la zona de falla Imperial hacia cuenca de Salton (Fuis y Kohler, 1984; Frez y González, 1991) (Figura 2).

I.1.2 Estructura y evolución de la depresión de Salton

La cuenca de Altar forma parte de la depresión de Salton, que es considerada como la extensión de la depresión del Golfo de California hacia la tierra, y éstos están separados por el delta del Río Colorado (Figura 2). La depresión de Salton contiene a la cuenca de Salton que es el último eslabón de una cadena de centros de dispersión conectados por fallas transformantes, que se extienden desde la boca del Golfo de California hasta la conexión con el sistema de fallas de San Andrés (Lonsdale, 1989) (Figura 1). Los centros de dispersión en la parte sur del Golfo tienen más de 1 km de espesor de sedimentos, mientras que en el norte del Golfo y en la depresión de Salton alcanzan más de 5 km de

espesor, de sedimentos principalmente deltaicos provenientes del Río Colorado (Pacheco *et al.*, 2006; Fuis y Kohler, 1984; Elders *et al.*, 1984). La depresión de Salton incluye a los valles Imperial y Coachella del sur de California, el Valle de Mexicali, la Laguna Salada, la desembocadura del delta del Río Colorado y a la Mesa de Sonora, en México (Figura 2). Estos valles contienen campos geotérmicos asociados a zonas de adelgazamiento de corteza. Comúnmente los altos gravimétricos y enjambres de temblores se asocian a las cuencas cerradas (Cerro Prieto, Brawley y Salton) en la porción central de la depresión de Salton (Thatcher, 1970; Thatcher y Brune, 1971; Fuis y Kohler, 1984; Frez y González, 1991). En la cuenca Salton y Brawley un paquete de rocas sedimentarias de 3.7 a 4.8 km de espesor sobreyace a un basamento de ~10 km de espesor, el cual Fuis *et. al.*, (1982) infirieron ser formado principalmente por rocas de edad post-Mioceno medio metamorfozadas en facies de esquistos verdes, a temperaturas de 300°C. Sin embargo, una fracción significativa de esta capa podría estar compuesta de silts y diques basálticos a riolíticos, que han sido muestreados en perforaciones y en afloramientos (Elders, 1979).

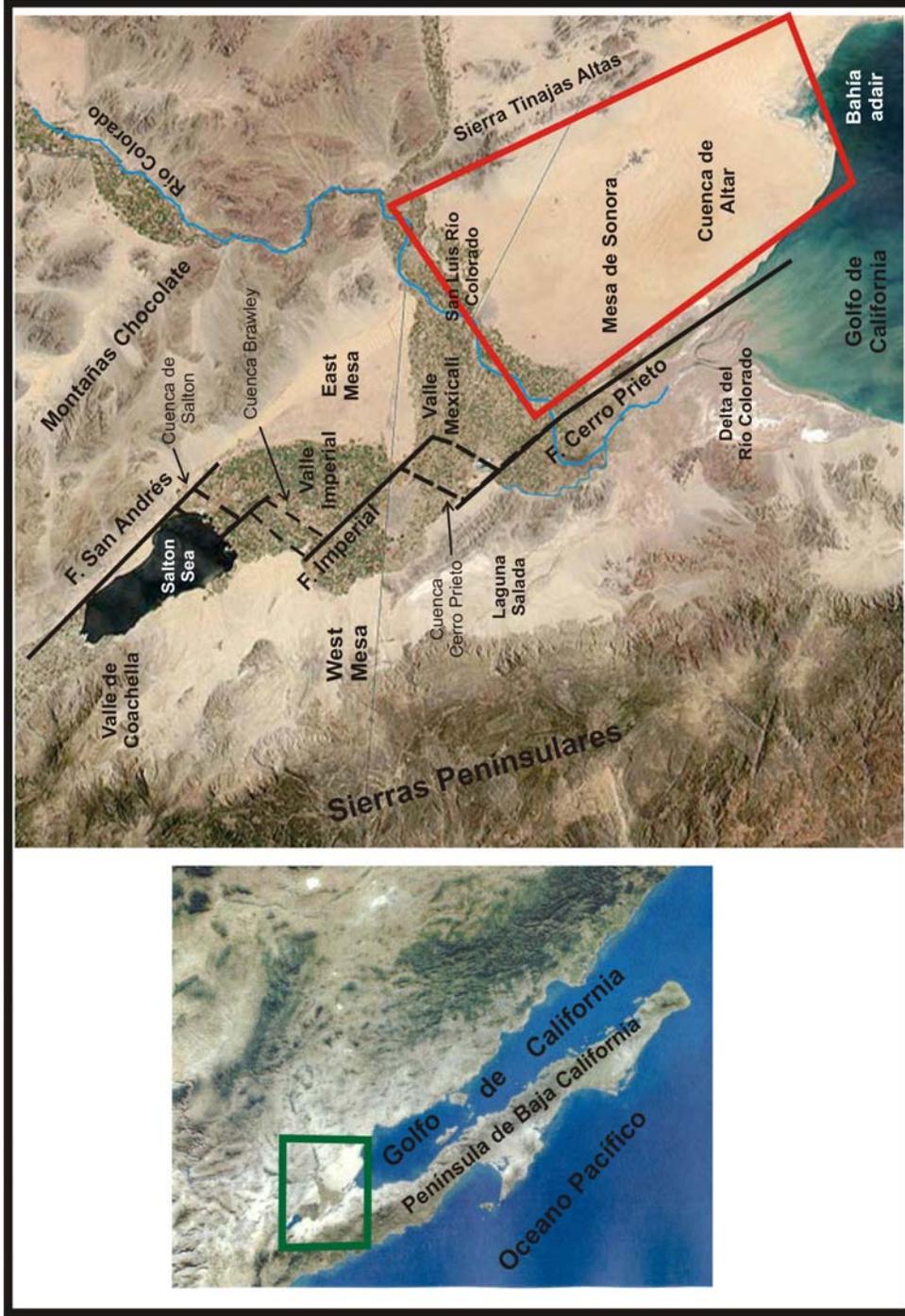


Figura 2.- Localización de la depresión de Salton y el área de estudio. El recuadro verde en la imagen de la izquierda indica la ubicación de la depresión de Salton, ampliada en la imagen de la derecha. El recuadro en color rojo indica el área de estudio, las líneas azules indican el cauce actual del Río Colorado, las líneas negras indican principales fallas y zonas geotérmicas (punteadas). Tomado y modificado de NASA, 2002, En <http://visibleearth.nasa.gov/cgi-bin/viewwrecord?26072>

La estratigrafía de las cuencas en la depresión de Salton ha estado controlada por tres aportes principales: (1) sistemas de abanicos aluviales que progradan hacia la depresión a partir de los bloques de rocas cristalinas elevadas en la Sierra Peninsular al poniente y en las montañas Chocolate y Sierra Tinajas Altas al oriente (Figura 2); (2) Incursiones marinas intermitentes que permitieron el depósito de evaporitas, lodos y arenas; y (3) Aportes del Río Colorado que han acumulado grandes volúmenes de sedimento en esta depresión (Pacheco *et al.*, 2006). La primera incursión marina en la depresión de Salton posiblemente ocurrió hacia los 8 Ma (McDougall *et al.*, 1999), y el arribo de los depósitos del río Colorado ha sido definido en el Plioceno temprano (Dorsey *et al.*, 2007).

I.1.3 El delta del Río Colorado

El delta abarca un área de $\sim 8600 \text{ km}^2$ (Figura 2) y tiene una forma elongada en dirección NW como consecuencia de la deformación tectónica en el límite de placas. En este sentido, el delta del Río Colorado es único entre los principales deltas en el mundo por estar estructuralmente confinado y yacer entre los límites de las placas Pacífico y Norteamérica (Figura 1 y 2) (Elders, *et al.*, 1972, Lonsdale, 1989). Este área tiene un ambiente desértico, con una temperatura promedio mensual en verano que excede los 32°C y una precipitación media anual de 60 mm, ubicándola como la región más árida de Norteamérica (Alles, 2006). Se ha calculado que el delta contiene más de 40,000 kilómetros cúbicos de sedimentos que han sido depositados en los últimos 2 a 3 Ma (Jenning y Thompson, 1986). Los sedimentos depositados por el río hace más de 3 Ma han sido trasladados hacia el noroeste a lo largo del sistema de fallas San Andrés (Winker y Kidwell, 1986).

Estudios de campo en el oeste de la depresión de Salton y noreste de Baja California indican que los depósitos fluviodeltaicos del Río Colorado progradaron sobre depósitos marinos de edades Mioceno tardío a Plioceno temprano (Jhonson *et al.*, 1983; Dibblee, 1984; Winker y Kidwell, 1986; Dorsey y Martín Barajas, 1999; Martín-Barajas *et al.*, 2001). El cambio de ambiente marino a fluviodeltaico fue inducido por la entrada del Río Colorado al Golfo de California. Esta entrada ha sido definida en el SW de la depresión de Salton en 5.3 Ma (Dorsey *et al.*, 2007).

I.1.4 La cuenca de Altar

La cuenca de Altar cubre un área entre San Luis Río Colorado y la Bahía de Adair en el noroeste de Sonora (Figura 2). Esta zona fue una vez parte del complejo del delta del Río Colorado, aunque actualmente la superficie de la cuenca de Altar se encuentra sobre el nivel susceptible de inundación del Río Colorado y es un extenso campo de dunas eólicas (Kasper-Zubillaga y Carranza-Edwards, 2005; Pacheco *et al.*, 2006).

La cuenca de Altar comparte una historia geológica común con otras cuencas comprendidas en la depresión de Salton, además, ejemplifica la evolución de las cuencas y su ambiente tectónico. Cada una de estas cuencas ha experimentado el efecto de tres principales eventos geológicos: 1) un periodo inicial de extensión y subsidencia; 2) una etapa intermedia de sedimentación marina; y 3) un último periodo de relleno de cuenca, ampliamente dominado por el delta del Río Colorado, y en menor medida por depósitos aluviales de los márgenes de la cuenca. Existen zonas donde las edades para estos eventos concuerdan, el inicio y el final de estas secuencias difieren de cuenca a cuenca,

dependiendo de su posición relativa al principal depocentro y a la configuración del complejo del delta. La construcción del delta del Río Colorado aisló la cuenca de Altar y el norte del Golfo de California de las cuencas localizadas dentro de la depresión del Salton (Pacheco *et al.*, 2006).

El inicio de la extensión en el área actualmente ocupada por la cuenca de Altar pudo haber ocurrido un tiempo después de ~16 Ma., lo cual es sugerido por los datos de campo en ambos márgenes de *rift* de estas cuencas. Sin embargo existen pocos datos que permiten definir el tiempo de transferencia de movimiento de fallas de rumbo dentro de la parte más al norte del Golfo, y de todo el establecimiento de tectónica a lo largo de la zona de falla Cerro Prieto (Stock y Hodges, 1989).

A partir de estudios combinados de datos gravimétricos y magnéticos se interpretó un salto vertical en el basamento de aproximadamente 3 km con caída hacia el oeste (Sumner, 1972) que delimita el margen este-sureste de la depresión de Salton y la margen este de la cuenca de Altar. Esta estructura se relaciona con la falla de Altar que es inferida en todo su traza. Pacheco et al. (2006) proyectan la falla Altar hacia el Golfo en dirección de la Bahía Adair, donde se observa una estructura que pudiera tener alguna relación con dicha falla.

Pacheco (2004) reconoce tres unidades estratigráficas principales que constituyen una secuencia sedimentaria de más de 5 km de espesor en la cuenca de Altar. De la base a la cima: Unidad A, lutitas marinas de 100 a 900 m de espesor, con una microfauna autóctona de posible edad Mioceno tardío a Plioceno que sobreyacen directamente al basamento cretácico. Esta unidad representa un ambiente marino somero producido por la incursión marina hacia el noreste durante la etapa del Protogolfo. Unidad B, consiste en una alternancia de lodolita-arenisca de 1700 a 2200 m de espesor, con secuencias granocrecientes y granodecrecientes que sobreyacen concordantemente a la Unidad A. La unidad B representa ambientes transicionales entre las facies fluviodeltaicas (planicie aluvial, planicie de mareas y planicie de inundación) del paleodelta del Río Colorado. La Unidad C está formada por areniscas y conglomerados con limos y lodos subordinados en espesores de 1100 m a 3500 m, que sobreyacen concordantemente a la unidad B. La unidad C representa depósitos fluviales del Río Colorado.

I.2 Objetivos y metas

El objetivo principal de este trabajo es estudiar la estructura y la evolución de la cuenca de Altar mediante el procesado e interpretación de líneas sísmicas de reflexión, las cuales fueron proporcionados por Petróleos Mexicanos (PEMEX). Asimismo se incorpora la información estratigráfica definida por Pacheco et al. (2006) para establecer relaciones temporales entre la sedimentación, subsidencia y el desarrollo de las fallas que controlaron la estructura del basamento.

Los objetivos particulares son:

1. La compilación y análisis de la información sísmica proporcionada por PEMEX
2. Procesado e interpretación de los datos sísmicos
3. Proponer un modelo estructural de la cuenca de Altar y analizar su relación con la estratigrafía.

II. METODOLOGÍA

El presente estudio de la región de Altar está basado principalmente en el procesamiento e interpretación de datos sísmicos de reflexión multicanal 2-D terrestres. Los parámetros y el desarrollo del procesamiento se presentan en este capítulo. Además se presentan los criterios utilizados para la interpretación sismoestratigráfica y estructural de la cuenca de Altar a partir de las secciones sísmicas.

II.1 Sísmica de reflexión

El método sísmico de reflexión se basa en generar frentes de ondas sísmicos sobre las distintas interfases del subsuelo. Estas interfases reflejan la energía de acuerdo a los contrastes de impedancia acústica¹ entre capas de roca. Las reflexiones son detectadas por los receptores (geófonos) que se ubican en superficie y que están alineados con la fuente (Figura 3). Este método consiste en tres etapas principales: *adquisición de datos, procesamiento e interpretación*. Las tres etapas están íntimamente relacionadas y la correcta ejecución de cada una será la base para lograr buenos resultados en la siguiente etapa (Fitch, 1976; McQuillin *et al.*, 1979; Badley, 1985; Lindseth, 1987; Yilmaz, 1987; Hoskins y Wood, 1996; Sheriff y Geldart, 1995; entre otros).

¹ Impedancia acústica (z): Es el producto de la densidad (ρ) y la velocidad acústica (v) para una masa de roca dada, $z = \rho v$. El coeficiente de reflexión R para una interface es gobernado por el contraste de la impedancia acústica de las dos masas de roca adyacentes, de tal manera que $R = (Z_2 - Z_1) / (Z_2 + Z_1)$. (Sheriff, 2002).

II.1.1 Adquisición Sísmica

La información sísmica con que se cuenta es de tipo terrestre multicanal 2D. Los datos fueron adquiridos por PEMEX (Petróleos Mexicanos) en los años de 1982 y 1983, como parte del prospecto “Valle de Mexicali – Altar” por la brigada “NESV19”.

En el 2005, a través de un convenio de cooperación entre PEMEX y CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada), se logró tener acceso a estos datos.

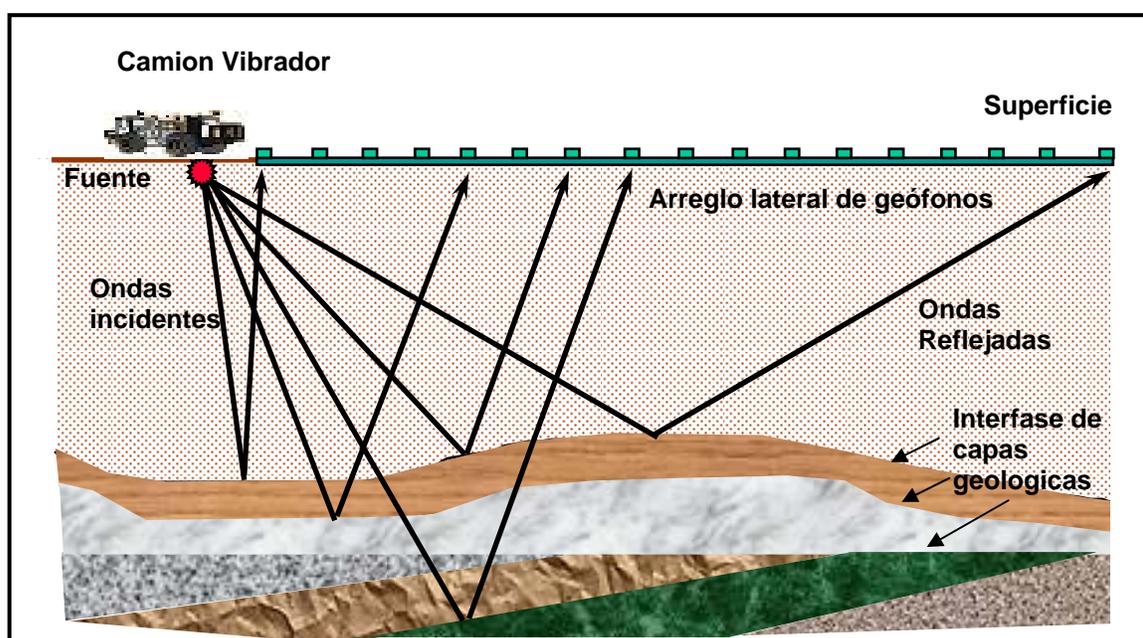


Figura 3. Esquema de la geometría de adquisición sísmica terrestre, aquí se utiliza vibrador como fuente de energía y un tendido lateral de receptores (geófonos). Las ondas sísmicas reflejadas en el subsuelo se detectan en los geófonos y se registra su llegada en función del tiempo y la distancia de recorrido.

Para la adquisición se utilizaron camiones vibradores como fuente de energía, aplicando un arreglo de receptores (geófonos) con geometría lateral derecha y/o izquierda de acuerdo a las condiciones del terreno (Figura 3). En la Tabla I se detallan los parámetros de la adquisición.

Tabla I. Principales parámetros de adquisición de los datos sísmicos del prospecto “Valle de Mexicali-Altar”.

Parámetros	Valores
Fuente de energía	Vibrador
Frecuencia de barrido	10-58 hz
Longitud de tendido	1350 m
Distancia entre fuentes	100 m
Distancia entre receptores	50 m
Offset inicial	400 m
No. de Canales	48
Detectores por Traza	20
Tiempo de Grabación	5000 ms
Intervalo de Muestreo	4 ms
Numero de muestras por traza	1250
Filtro antialias	62 hz

En general, los archivos de navegación de las líneas sísmicas contienen las coordenadas geográficas de los puntos de tiro, lo cual permite referenciar los transectos del levantamiento sísmico. Sin embargo, en el presente estudio encontramos que en muchas ocasiones estos archivos están incompletos o no existen. Mucha información de campo está incompleta y la base de datos algunas veces no contiene la información correcta de los archivos con las cintas de grabación sísmica, por lo que no se puede tener un buen control

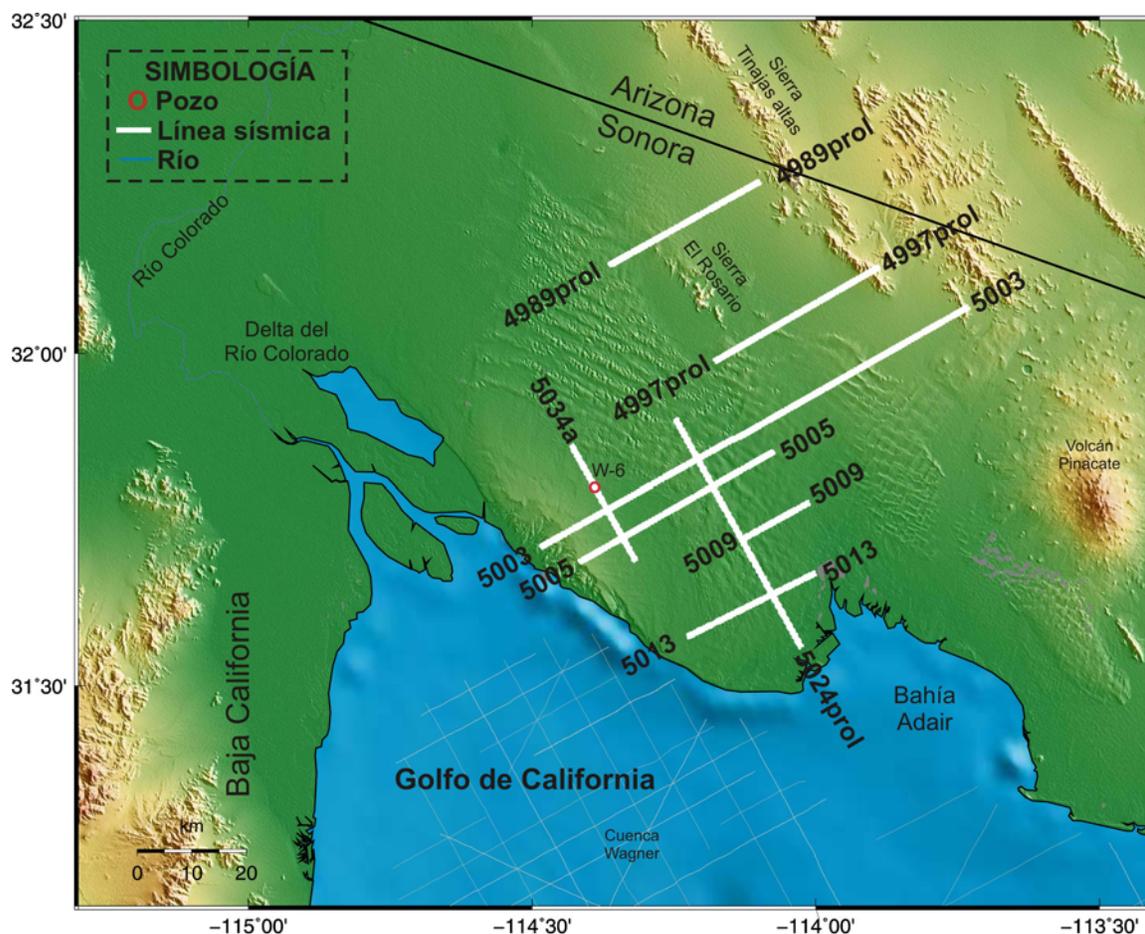


Figura 4. Mapa con los transectos georeferenciados de las ocho líneas sísmicas (en color blanco) que son procesadas e interpretadas en este trabajo.

de los datos sísmicos. Debido a esto, se realizó un trabajo previo de verificación de los archivos de campo, cintas, datos de navegación y topografía. El principal paso fue escanear la única copia heliográfica del mapa que se tiene con los transectos de la adquisición, para georeferenciarla y obtener la posición geográfica de cada punto de tiro y receptor (Figura 4). La georeferencia se realizó utilizando el software ENVI 4.0, de la plataforma Research System Incorporation y el software de graficado y análisis de datos ORIGIN 7.5, de OriginLab Co.

II.2 Procesamiento de datos sísmicos

El objetivo de esta etapa es lograr una sección sísmica “ideal”, que muestre todas las reflexiones claramente y con buena resolución. Sin embargo, las secciones sísmicas siempre tienen ruido proveniente de diversas fuentes. Con el procesamiento se trata de minimizar el ruido en la sección.

Desde el momento en que los datos de campo (registros sísmicos) son introducidos en una estación de trabajo² la secuencia de procesamiento comienza su desarrollo. De acuerdo a Yilmaz (2001), hay tres etapas en el procesamiento de datos: 1) La etapa de pre-apilamiento (*pre-stack*); en donde una de las operaciones más significativas es la deconvolución. 2) La etapa de apilamiento (*stack*); con el análisis de velocidad como punto fundamental. Y 3) la etapa post-apilamiento (*post-stack*); siendo la migración uno de los algoritmos finales que se aplican. En cada una de estas etapas intervienen una serie de tratamientos fijos, mientras que hay otros algoritmos que se pueden aplicar en cualquier momento del procesamiento (filtrado, escalado de amplitud, etc.). En la Figura 5 se presenta el esquema de la secuencia básica de procesamiento.

El procesamiento se realizó utilizando el software ProMAX, de la plataforma LandmarkTM, ampliamente usado en el proceso de la sísmica de exploración petrolera, gracias a la licencia Universitaria que CICESE tiene con dicha compañía.

² Debido al gran volumen de datos, el proceso se realiza normalmente en estaciones de trabajo y con el sistema operativo UNIX

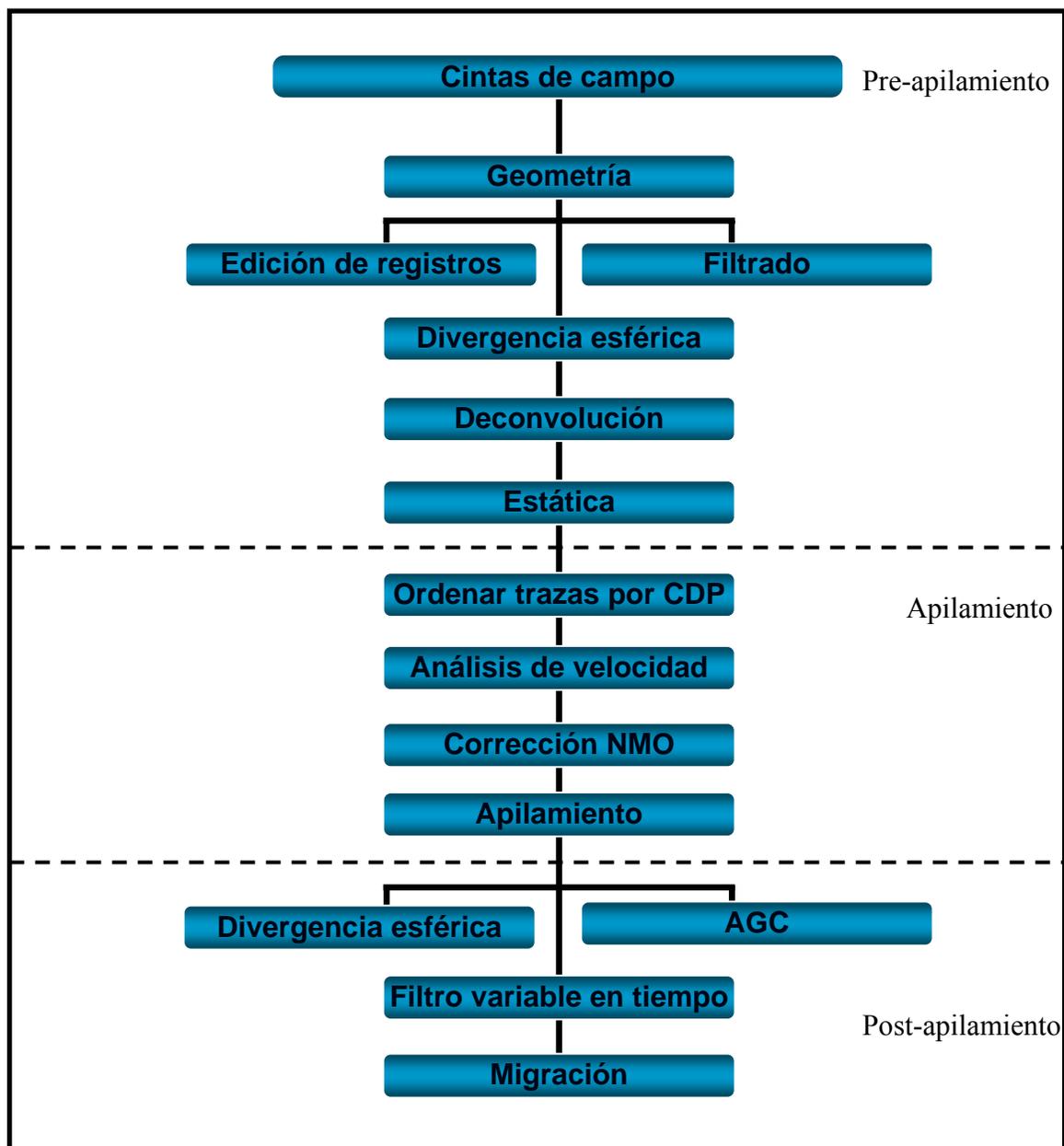


Figura 5. Secuencia básica del procesamiento de datos sísmicos de reflexión terrestres 2-D (Sheriff y Geldart, 1995; Yilmaz, 2001).

II.2.1 Procesamiento Pre-apilamiento (*pre-stack*)

II.2.1.1 Cintas de campo

Las trazas de los grupos de tiro (*shots gathers*) se grabaron en formato RODE (*Record Oriented Data Encapsulation*, por sus siglas en inglés) que fue utilizado en los años 80 para comprimir el tamaño de los archivos con información sísmica. Estos archivos fueron cambiados a formato SEG-Y (formato Y de grabación de la Sociedad de Geofísicos de Exploración) para ProMAX, a fin de efectuar la secuencia de procesamiento empleando dicho programa.

II.2.1.2 Geometría

Es esencial definir correctamente las coordenadas (Latitud, Longitud, Altitud) de cada una de las estaciones (fuentes y receptores), así como la distancia entre fuente y receptor (*offset*), el azimuth (*skid*), entre otras características. Algunos de estos datos ya deberían estar grabados en las cabeceras (*headers*) de los ficheros de cada registro sísmico, sin embargo, tuvieron que ser introducidos manualmente ya que no existía esta información en las cabeceras. Las coordenadas de latitud y longitud fueron obtenidas a partir del mapa georeferenciado y los datos de altitud fueron extraídos de los reportes topográficos de campo realizados durante la adquisición de los datos.

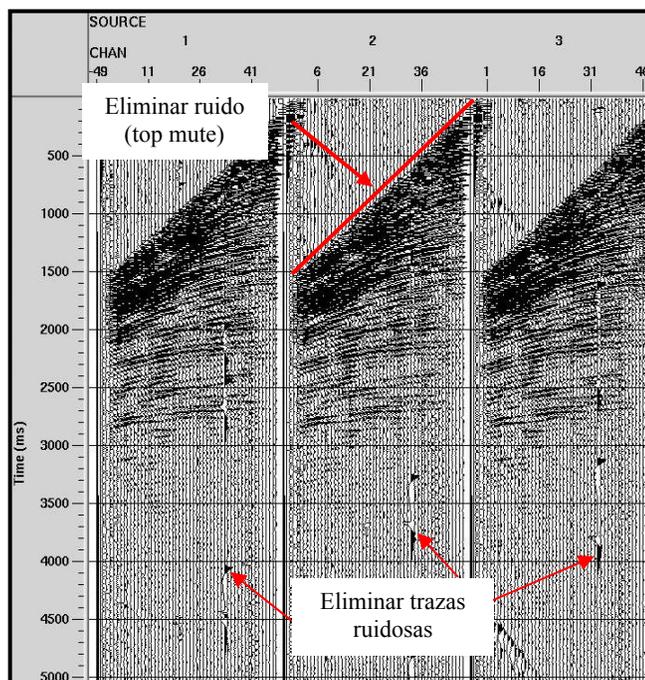
Una vez definida la geometría de la línea sísmica se procede a su implantación para que cada traza en cada uno de los tiros quede perfectamente ubicada.

II.2.1.3 Edición de registros

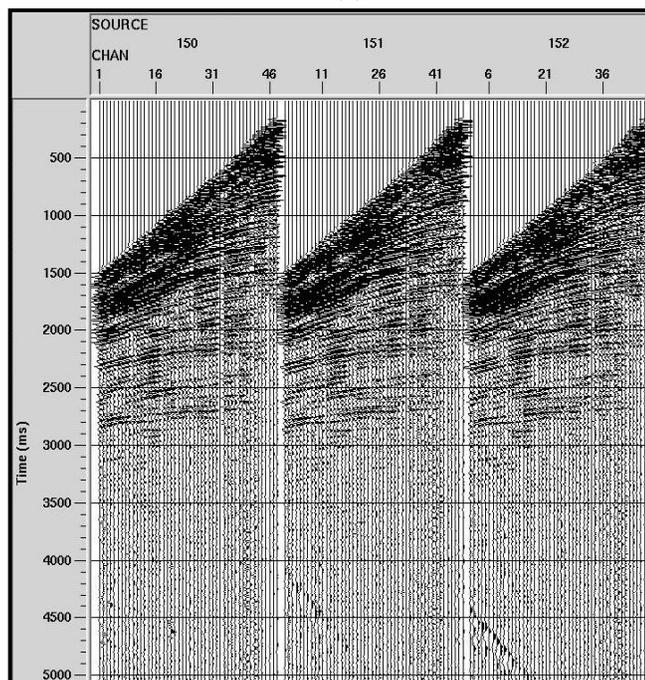
Durante la adquisición de datos, se pone mucho empeño en que el registro sísmico sea de alta calidad, ya que esta parte del procesado es la más importante de todo el flujo de tratamiento de los datos, debido a que los resultados posteriores van a depender del buen aislamiento de las reflexiones.

Para apreciar la calidad de las reflexiones en los registros, se visualizaron grupos de tiros y se detectaron la existencia de trazas defectuosas o muertas (ausencia de señal), así como ruidos de diferente naturaleza (Figura 6), Para tratar esto, se aplica un proceso de eliminación de trazas (*kill*), que consiste en excluir parcial o totalmente aquellas trazas que presentan ruido o malas conexiones. El mal funcionamiento del geófono implica la pérdida de una traza.

Además, las señales de las primeras llegadas de energía sísmica y ruido de fondo debido a arribos no procedentes de la fuente, deben eliminarse o de lo contrario se superpondrán con las reflexiones. Para efectuar esta etapa se aplica un proceso llamado eliminación de primeros arribos (*top mute*). En la Figura 6 se muestran un grupo de tres tiros con trazas antes y después de aplicar el procedimiento antes descrito.



(a)



(b)

Figura 6. Registros sísmicos (a) antes y (b) después de su edición para eliminar ruido, trazas ruidosas y aplicar geometría.

II.2.1.4 Filtrado de frecuencias

A menudo las señales de reflexión dominan sobre el ruido sólo dentro de una banda de frecuencias limitada. El filtro debe pasar frecuencias donde domina la señal y no pasar aquellas en las que domina el ruido a fin de optimizar la relación señal y ruido. 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 su longitud de onda. En este contexto, el *análisis de Fourier* comprende funciones transformadoras del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia, y la *síntesis de Fourier* el proceso inverso de transformar del dominio de la frecuencia al dominio del tiempo. Esto hace posible efectuar una parte del procesamiento en el dominio del tiempo y otra en el dominio de la frecuencia, aprovechando que algunos procesos se pueden ejecutar más rápidamente en un dominio que en el otro (Sheriff y Geldart, 1995).

Los registros sísmicos tienen una frecuencia de barrido del vibroseis de 10-58 hz y un filtro antialias de 62 hz, al graficar los espectros de frecuencia de estos registros se observó que el mayor contenido de frecuencias se encuentra entre los 10-50 hz aproximadamente. Por tanto se diseñó un filtro pasa-banda de tipo Ormsby definido por el trapecio 7-10-50-55 hz (Figura 7). De esta manera se eliminaron las componentes de frecuencia inferior a 7 hz y superior a 55 hz, y se atenuaron las frecuencias comprendidas de 7-10 hz y de 50-55 hz. El resultado se muestra en la Figura 7 en la que se puede observar una atenuación significativa de la banda de frecuencias mayores a 60hz y menores a 7 hz. En el registro sísmico, se aprecia una disminución de las amplitudes de la onda superficial (*Ground roll*, GR), así como una mejor definición de las reflexiones más

superficiales. Asimismo, algunas bandas horizontales de baja frecuencia se atenúan considerablemente.

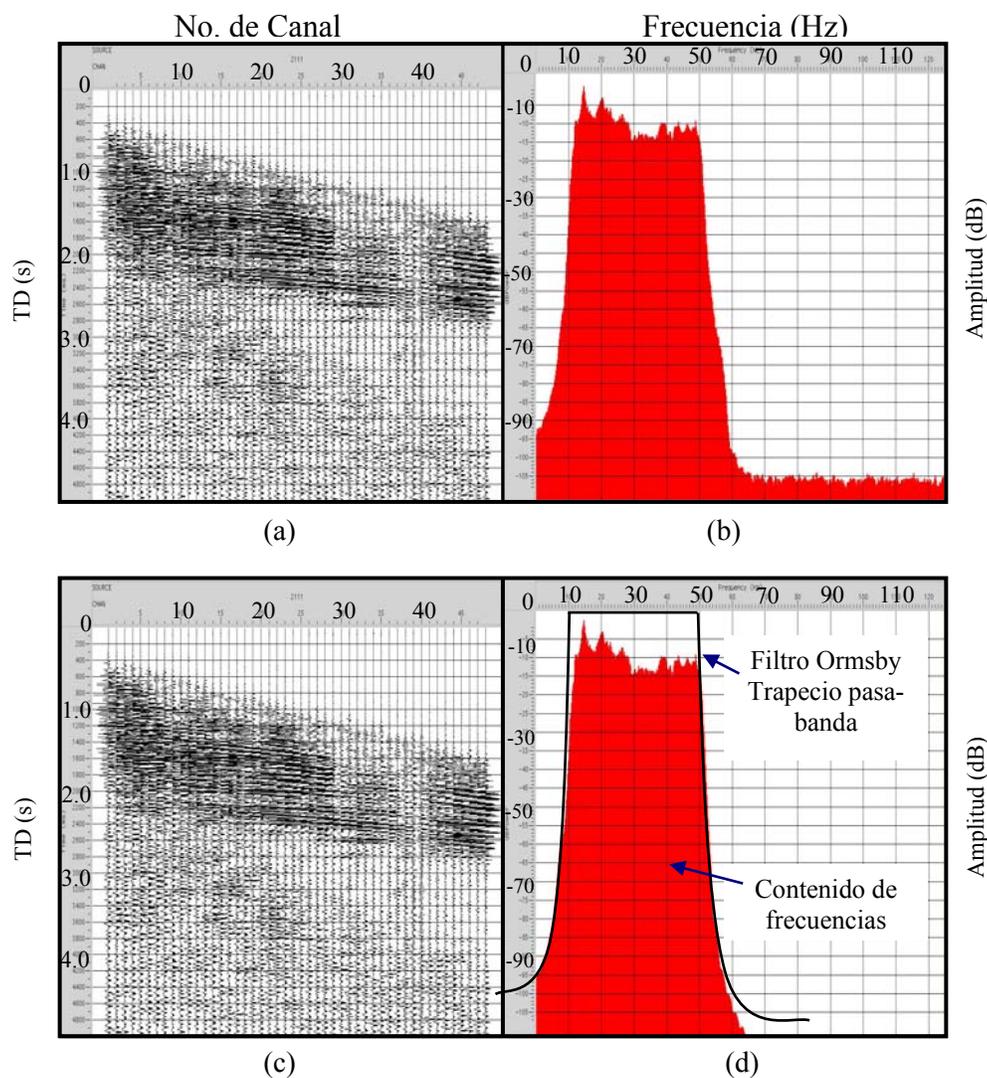


Figura 7. Análisis de contenido de frecuencias. (a) Registro de campo, dominio tiempo. (b) Espectro de potencia promedio del registro de campo, dominio de frecuencias. El mayor contenido de frecuencias se encuentra entre 10-50 hz. Se aplica la transformada de Fourier para pasar del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia. (c) Registro sísmico después de aplicar filtro pasa-banda mostrado en (d). (d) Espectro de potencia mostrando las frecuencias después de aplicar filtro pasa-banda de tipo Ormsby definido por el suavizado 7-10-50-55 hz.

II.2.1.5 Análisis y filtrado F-K (Frecuencia- Número de Onda)

Los eventos sísmicos que tienen una pendiente en el dominio tiempo-distancia ($t-x$) pueden ser separados en un dominio de frecuencia-número de onda ($f-k$). Esto nos permite eliminar ruido lineal coherente como ondas Raleigh (ó *Ground roll*, GR), ondas guiadas, atenuar alias espacial, refracciones, etc. Este tipo de ruido regularmente es separado de las reflexiones en el dominio $f-k$. El espectro $f-k$ también permite identificar problemas de alias espacial ocasionados por un muestreo espacial insuficiente durante la etapa de adquisición de datos. Este tipo de ruido se evidencia por una repetición de las pendientes en la región opuesta del espectro (Yilmaz, 1987) (Figura 8).

El filtro $f-k$ se le conoce también como filtro de velocidad, en el que se discriminan los eventos por estar alineados según las rectas cuyas pendientes definen las distintas velocidades (Teixidó, 2000). Con esta propiedad se puede reconocer que los eventos lineales de baja velocidad (como el GR) se hallan con ángulos menores respondiendo a las bajas velocidades, mientras que las reflexiones se localizan en sectores angulares mayores (Figura 8b).

La aplicación del filtro $f-k$ se muestra en la Figura 8. Se puede observar una atenuación significativa del GR en el registro, así como una mejor definición de las reflexiones más superficiales. Además, el espectro $f-k$ filtrado ha eliminado el efecto de alias de la GR que se presentaba como una repetición en la región izquierda del espectro. El filtro que se ha aplicado es de tipo trapezoidal y consiste en dejar pasar las frecuencias y números de onda contenidos dentro del trapecio.

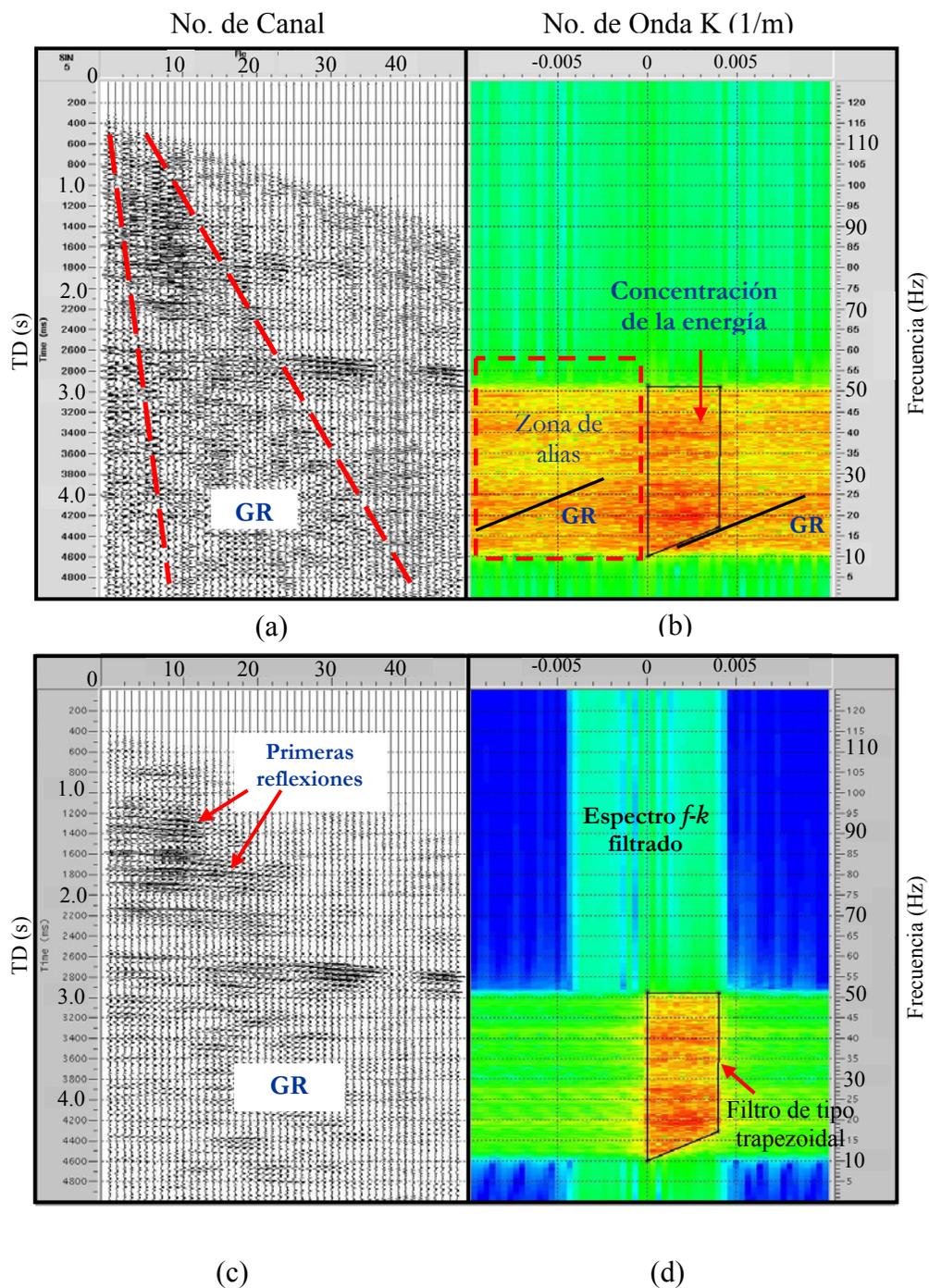


Figura 8. Análisis de frecuencias espaciales. (a) Registro de campo. (b) Espectro en el dominio $f-k$ en donde se han marcado los eventos más significativos, según la nomenclatura: GR = *ground roll*. Nótese el alias del GR. (c) Efecto sobre el registro después de filtrar por frecuencia y número de onda los eventos atribuidos a ruido (GR). (d) Espectro $f-k$ filtrado, el filtro que se ha aplicado es de tipo trapezoidal (trazo negro) y consiste en dejar pasar las frecuencias y números de onda contenidos dentro del trapecio.

II.2.1.6 Corrección por divergencia esférica

La divergencia esférica es un fenómeno físico causado por el aumento paulatino del tamaño de los frentes de onda, a medida que éstos se alejan de la fuente. Esto ocasiona que se registre una amplitud de la señal cada vez más débil en los detectores más retirados (a mayor *offset*) y para señales que han viajado más lejos. Para recuperar o minimizar esta pérdida radial de la amplitud, los datos deben 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 se asume una velocidad que aumenta con la profundidad, la recuperación de las amplitudes involucra el uso de un modelo de velocidades. Debido a que en esta etapa del proceso se desconocen las velocidades del terreno, la corrección inicial se efectuó empleando una velocidad de 2000 m/s que corresponde a una velocidad esperada en sedimentos de la región de Altar. Después del primer análisis de velocidad se realizará una segunda iteración para mejorar la corrección del efecto de la divergencia esférica.

II.2.1.7 Deconvolución

La deconvolución es un proceso que mejora la resolución temporal de los datos sísmicos por medio de comprimir la ondícula de la fuente. La deconvolución se puede aplicar antes del apilamiento (*stack*) y/o después del apilamiento (*post-stack*).

En sísmica las capas de rocas son definidas por su densidad y la velocidad con la cual la onda se propaga a través de ellas. El producto de la densidad por la velocidad es llamado *impedancia acústica*. El contraste de impedancia causa las reflexiones que son

registradas en superficie. Por lo tanto el registro del sismograma puede ser modelado como una convolución de la respuesta a un impulso de la Tierra con una ondícula sísmica. Esta ondícula tiene componentes que incluyen la forma de la fuente, reflexiones registradas en superficie, filtro del registro y respuesta del geófono. La respuesta a un impulso de la Tierra es lo que se registraría si la ondícula fuera sólo un pico. La respuesta al impulso comprime las reflexiones primarias y todas las posibles múltiples. Idealmente la deconvolución debería comprimir las componentes de la ondícula y eliminar las múltiples, dejando solamente la serie de reflectividad en la traza sísmica (Yilmaz, 1987).

El modelo convolucional de un registro sísmico puede ser descrito como:

$$x(t) = w(t) * e(t) + n(t) \quad (1)$$

Donde

- $x(t)$ = Sismograma registrado
- $w(t)$ = Ondícula sísmica básica
- $e(t)$ = Respuesta a un impulso de la Tierra
- $n(t)$ = Ruido aleatorio ambiental
- * = Indica la operación convolución.

Entonces los ruidos coherentes, como múltiples o reverberaciones puede ser atenuados usando la deconvolución. El método utilizado en este estudio fue la deconvolución predictiva de fase mínima, la cual minimizó el efecto de las reflexiones múltiples que en este área no son un problema muy evidente. La Figura 9 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.

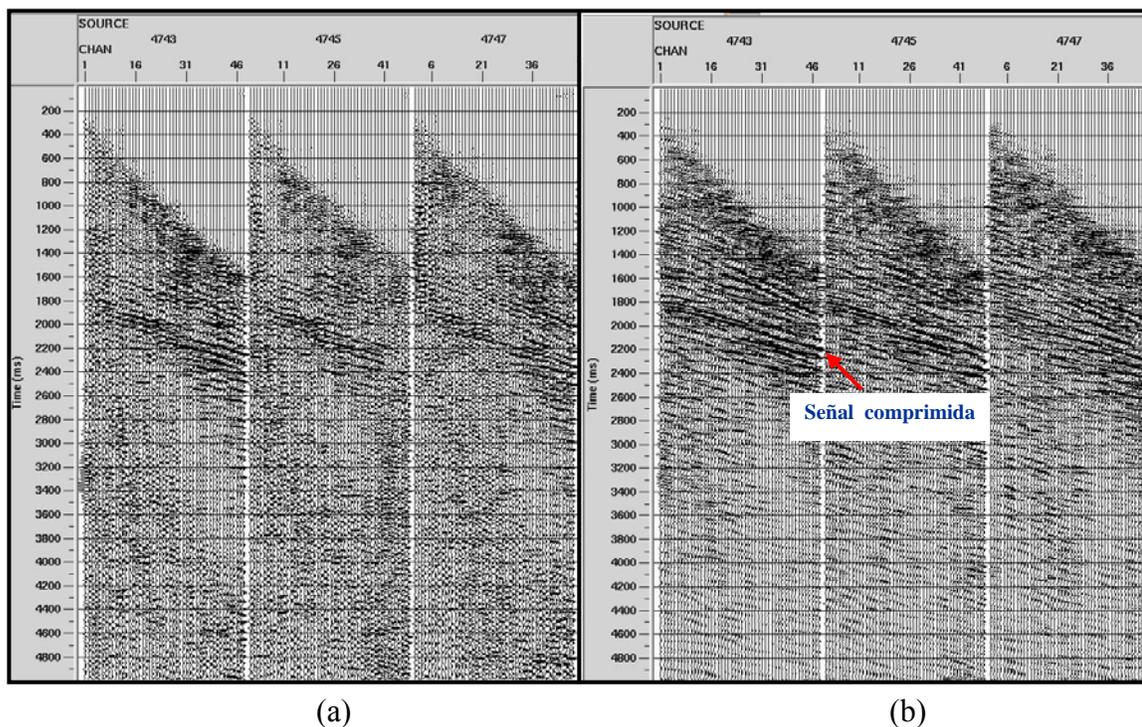


Figura 9. Registros sísmicos de campo (a) antes y (b) después de aplicar filtro f-k, corrección por divergencia esférica y deconvolución. Las reflexiones están comprimidas, se distinguen mejor los eventos.

II.2.1.8 Aplicación de correcciones estáticas

Las correcciones estáticas son aplicadas a los datos sísmicos para compensar los efectos de las variaciones en elevación y espesor de la capa de intemperismo a un nivel de referencia. El objetivo es determinar los tiempos de arribo de las reflexiones que podrían observarse si todas las medidas fueran tomadas en una superficie plana sin material de baja velocidad o capa de intemperismo. Estas correcciones se basan en datos de pozo, primeros arribos de ondas refractadas o de eventos con pendientes bajas (Cox, 2002).

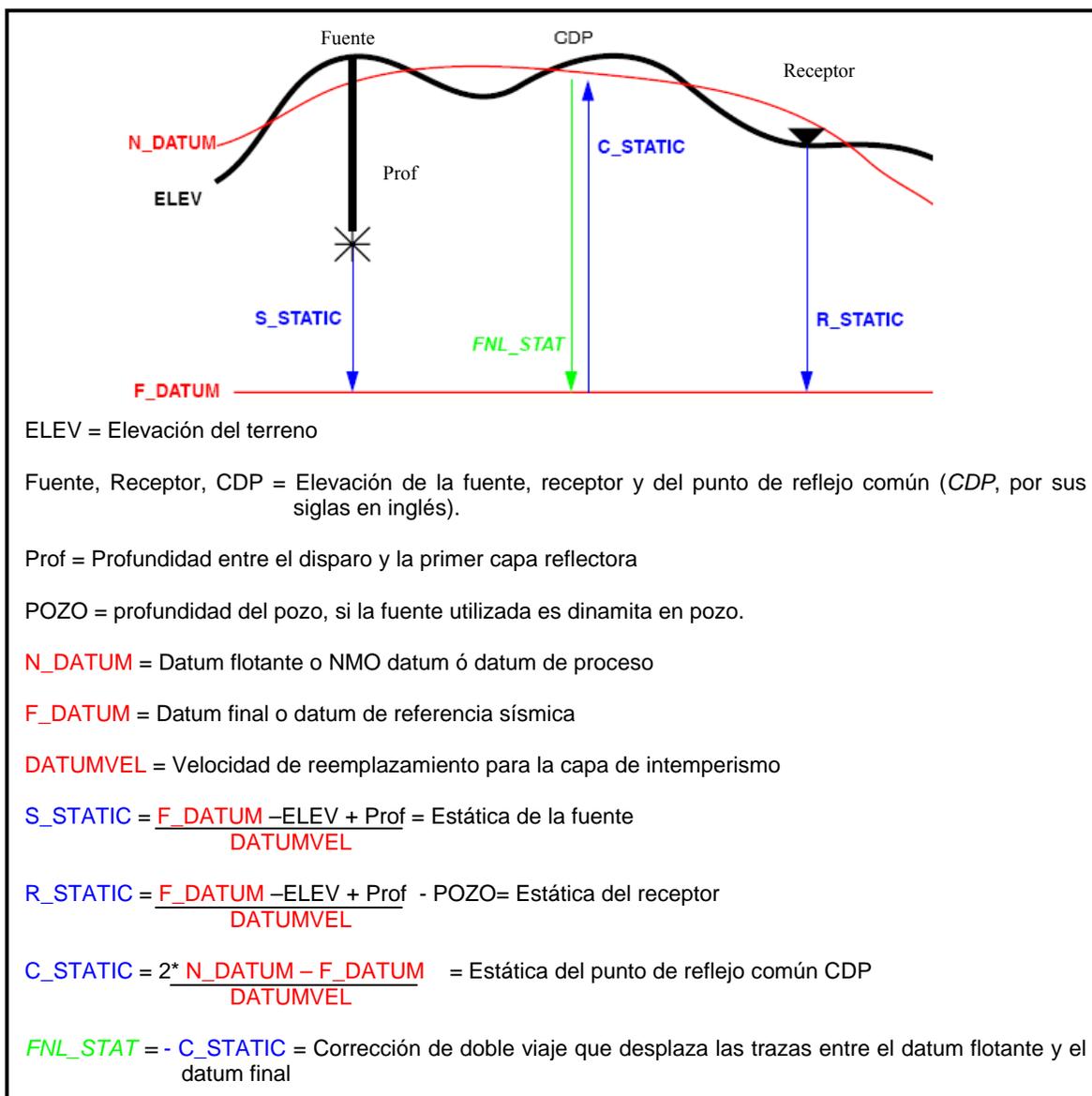


Figura 10. Esquema general de la configuración de los elementos necesarios para realizar la corrección por estática (tomada y modificada de ProMAX)

En este estudio se han aplicado correcciones de estática por elevación. Se tomó un nivel de referencia de 10 m.s.n.m. ya que de acuerdo a los datos topográficos del levantamiento sísmico, todas las estaciones (fuente-receptor) se sitúan por encima de este nivel. En general la topografía del terreno en la región de Altar es muy suave y estas correcciones tienen influencia sólo en algunos milisegundos en la modificación de tiempos de arribo de las reflexiones (Figura 10).

II.2.2 Procesamiento de Apilamiento (*stack*)

II.2.2.1 Ordenar trazas por CDP

Este ordenamiento consiste en agrupar las trazas que por geometría pertenecen a un mismo punto medio de reflejo común entre fuente y receptor o CMP (*Common Mid Point*, por sus siglas en inglés), a la proyección de este punto de reflejo común en profundidad se le llama CDP (*Common Depth Point*, por sus siglas en inglés) (Figura 11).

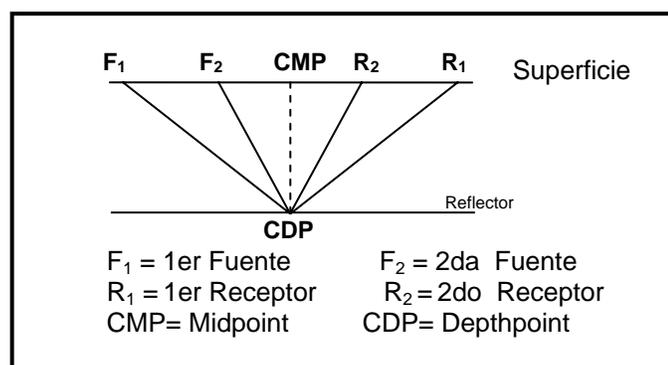


Figura 11. Ordenación por CDP. Las reflexiones que provienen de un mismo punto, son agrupadas para después sumarlas y obtener una mejor relación señal/ruido.

Se deduce, por construcción, que el espaciado entre CMP es la mitad del espaciado entre geófonos y que los gráficos de las reflexiones en estos grupos poseen también trayectorias hiperbólicas.

En este nuevo orden, todas las trazas pertenecientes a un mismo punto reflector dan información de las mismas características reflectivas, y por tanto, pueden sumarse para obtener una traza resultante (traza CDP) que posee una mejor relación señal/ruido. Pero antes de realizar esta suma (apilamiento), se debe corregir la geometría hiperbólica de los eventos de reflexión a una línea horizontal, a este paso se le llama corrección NMO (*Normal moveout*, por sus siglas en inglés). Para corregir por NMO se necesita asignar la velocidad correspondiente a la geometría hiperbólica de la reflexión, para esto se realiza un análisis de velocidad; esto se explica en las siguientes secciones de este capítulo.

II.2.2.1 Análisis de velocidad

Para efectuar un apilamiento y obtener una relación entre señal y ruido mejorada, la sísmica de cobertura multicanal requiere información acertada sobre la velocidad del subsuelo, la cual se obtiene mediante un análisis de velocidad. Los análisis de velocidad se realizaron sobre grupos de 5 CDP's en intervalos de 500 m de distancia. El resultado del análisis es un campo de velocidades que, posteriormente, se utilizará en el apilamiento para obtener la sección sísmica (Teixidó, 2000).

Se usaron simultáneamente dos métodos para estimar el modelo de velocidades: espectro de semblanza y velocidad constante. El método de espectro de semblanza está basado en la correlación cruzada de las trazas de un CDP (Yilmaz, 2001). Los gráficos resultantes son una serie de máximos y mínimos que se disponen como isolíneas de igual semblanza o “semejanza” (Figura 12a). El objetivo de esta gráfica es localizar las zonas de valor máximo de semblanza, que representan a aquellos reflectores con mayor contraste en

impedancia acústica y horizontalidad. En esta parte se debe tener especial cuidado de seleccionar la semblanza del reflector primario y descartar la semblanza de las reflexiones múltiples. Ambos muestran altos en semblanza y una localización similar en tiempo, la diferencia radica en que la velocidad de las múltiples es mucho menor que la del reflector primario (Figura 12a).

Al mismo tiempo, se aplica el método de velocidad constante. Es un método gráfico de prueba y error, poco preciso, pero visualmente efectivo (Figura 12d). El método consiste en generar grupos de CDP (*CDP gather*), a cada grupo se le aplica una velocidad constante diferente para corregir por NMO (*Normal Moveout*, por sus siglas en inglés) iniciando con 1000 m/s (para el presente estudio) con un intervalo de aumento de 50 m/s hasta una velocidad máxima de 5000 m/s. Las ondículas que muestran la horizontalidad en los registros indican que la velocidad es adecuada para corregir por NMO. Debido que las velocidades aplicadas son constantes para cada grupo de CDP, funcionan sólo en un intervalo de tiempo específico. Las velocidades altas horizontalizan mejor a las ondículas que están registradas a mayor tiempo, y las velocidades bajas a las que están registradas a menor tiempo (Figura 12d).

Cuando hay poca precisión en el establecimiento de las velocidades de reflexión, la calidad de la sección apilada puede degradarse, ya que las reflexiones no se suman coherentemente.

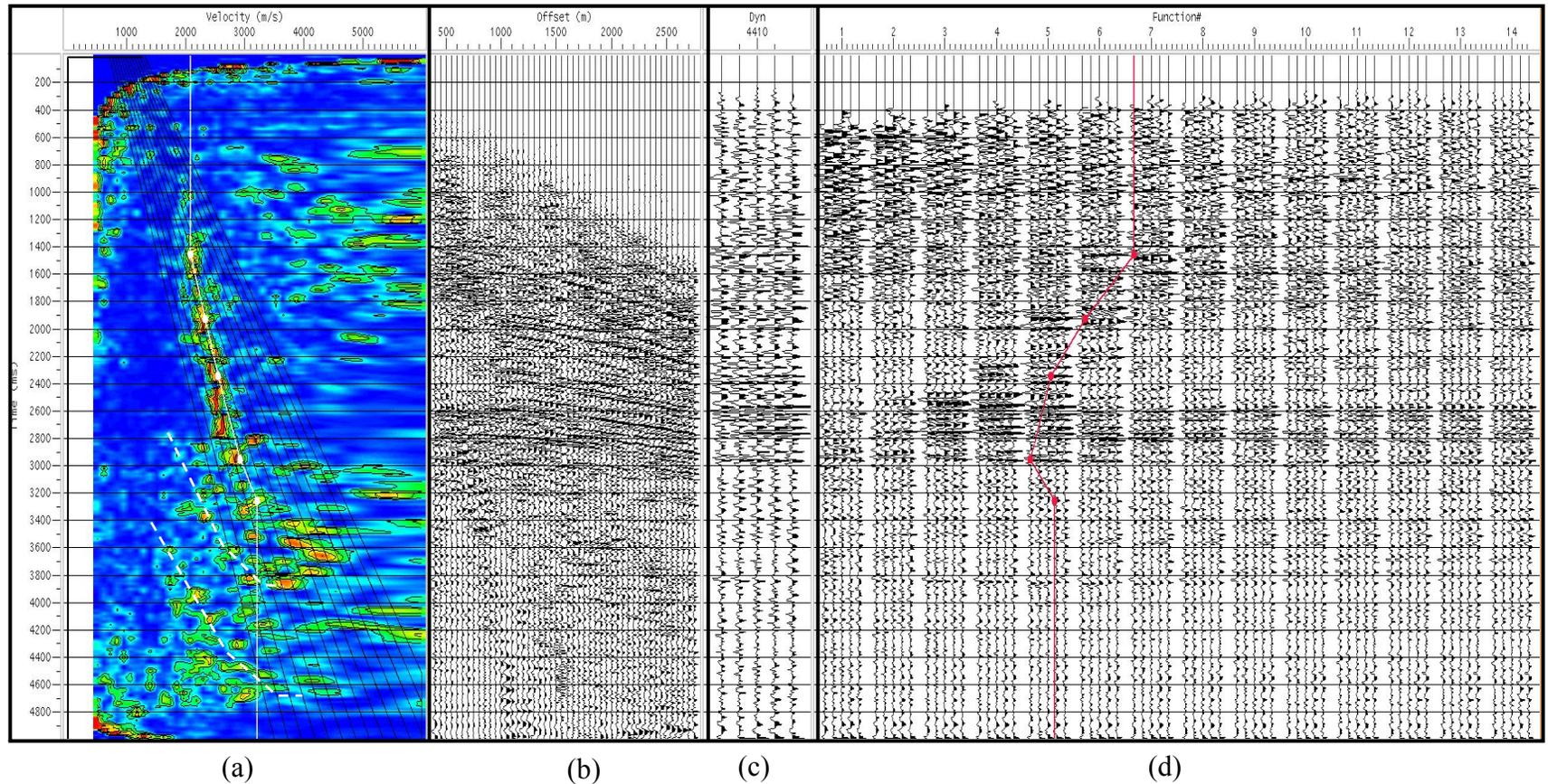


Figura 12. Análisis de velocidad. (a) Método de espectro de semblanza, los colores en tonos de rojo representan zonas de semblanza alta, estas zonas definen los tiempos en los cuales las velocidades corrigen al reflector por NMO. La línea de color blanco muestra el picado de velocidades seleccionadas en este caso, la línea blanca punteada muestra la tendencia de velocidad de las posibles múltiples. (b) Registro de CDP's. a corregir. (c) Corrección dinámica por NMO de 5 CDP's. (d) Método de velocidad constante, esta sección muestra el grupo de los 5 CDP's repetido 14 veces, en cada registro se aplica una velocidad diferente desde 1000 a 5000m/s para corregir por NMO. Las reflexiones horizontales indican que la velocidad usada corrige el reflector a esa profundidad. La línea roja indica el picado correspondiente de velocidad que es seleccionada y verificada conjuntamente con el espectro de semblanza.

II.2.2.2 Corrección por NMO

De acuerdo con la teoría de propagación de ondas, se sabe que los tiempos de reflexión se incrementan con el *offset*. Esto es el efecto de NMO (*Normal Moveout*, por sus siglas en inglés), y se elimina aplicando la corrección de NMO (Liner, 2004) (Figura 13). En general, el objetivo de la corrección es el de simular que los sismogramas fueron adquiridos con *offset* igual a cero, como en el caso de la sísmica monocanal (Yilmaz, 2001).

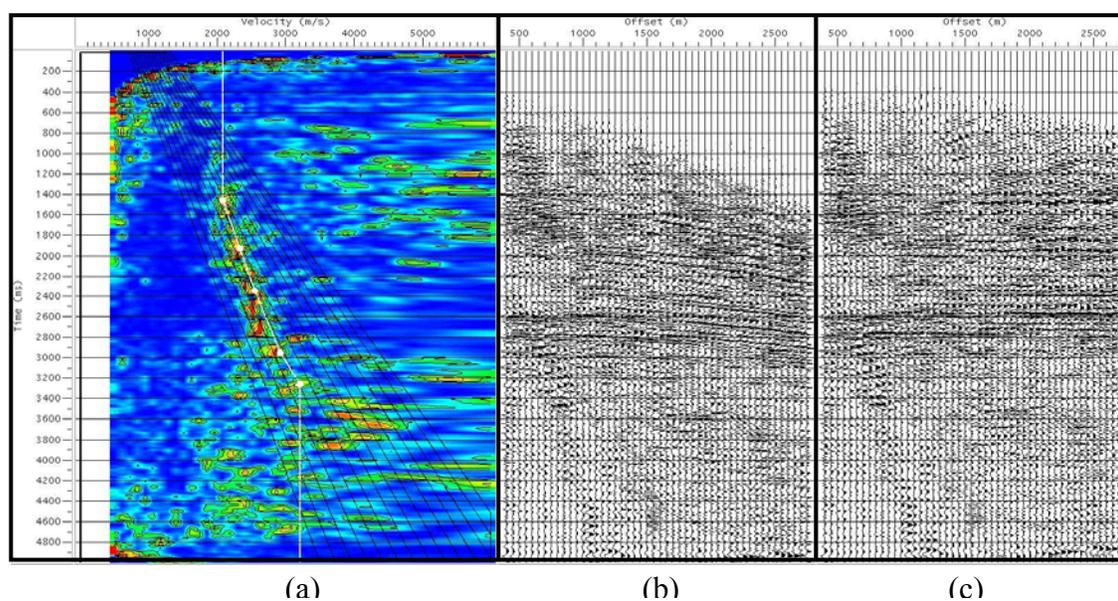


Figura 13. Corrección NMO aplicando el modelo de velocidades resultante del análisis mostrado en (a). (a) Picado de velocidades para corregir por NMO. (b) Registro con los eventos hiperbólicos que representan la respuesta al retraso ocasionado por en efecto de *offset* diferente de cero. (c) Corrección NMO, con lo cual se trata de remover las hipérbolas y corregir el efecto del *offset*, las reflexiones se horizontalizan para posteriormente sumarse y generar una sección sísmica.

Esta corrección utiliza el modelo de velocidades estimado en el análisis de velocidad. Si el modelo es correcto, los registros resultantes tendrán todos los reflectores horizontales (considerando capas planas). Visualmente se puede constatar la coherencia del resultado, al comparar la trayectoria hiperbólica del reflector con la trayectoria horizontal esperada que genera la corrección. Si el reflector calculado aún mantiene una hipérbola cóncava hacia abajo, indica que la velocidad aplicada es alta. Por el contrario cuando se trata de una hipérbola hacia arriba, significa que la velocidad aplicada fue baja.

II.2.2.3 Apilamiento (*Stack*)

Una vez que las trazas han sido corregidas por efecto de NMO, se procede a sumar todas aquellas que correspondan a un mismo punto de reflexión, es decir sumar o apilar (*stack*) cada uno de los CDP's para generar una imagen previa del subsuelo. A la configuración de los datos como resultado de este proceso se le llama sección sísmica (Figura 14).

La sección obtenida aún no es la definitiva, se debe realizar tratamientos como filtrados, ganancia, escalamiento, etc., cuyo número de aplicación depende de la calidad de los datos.

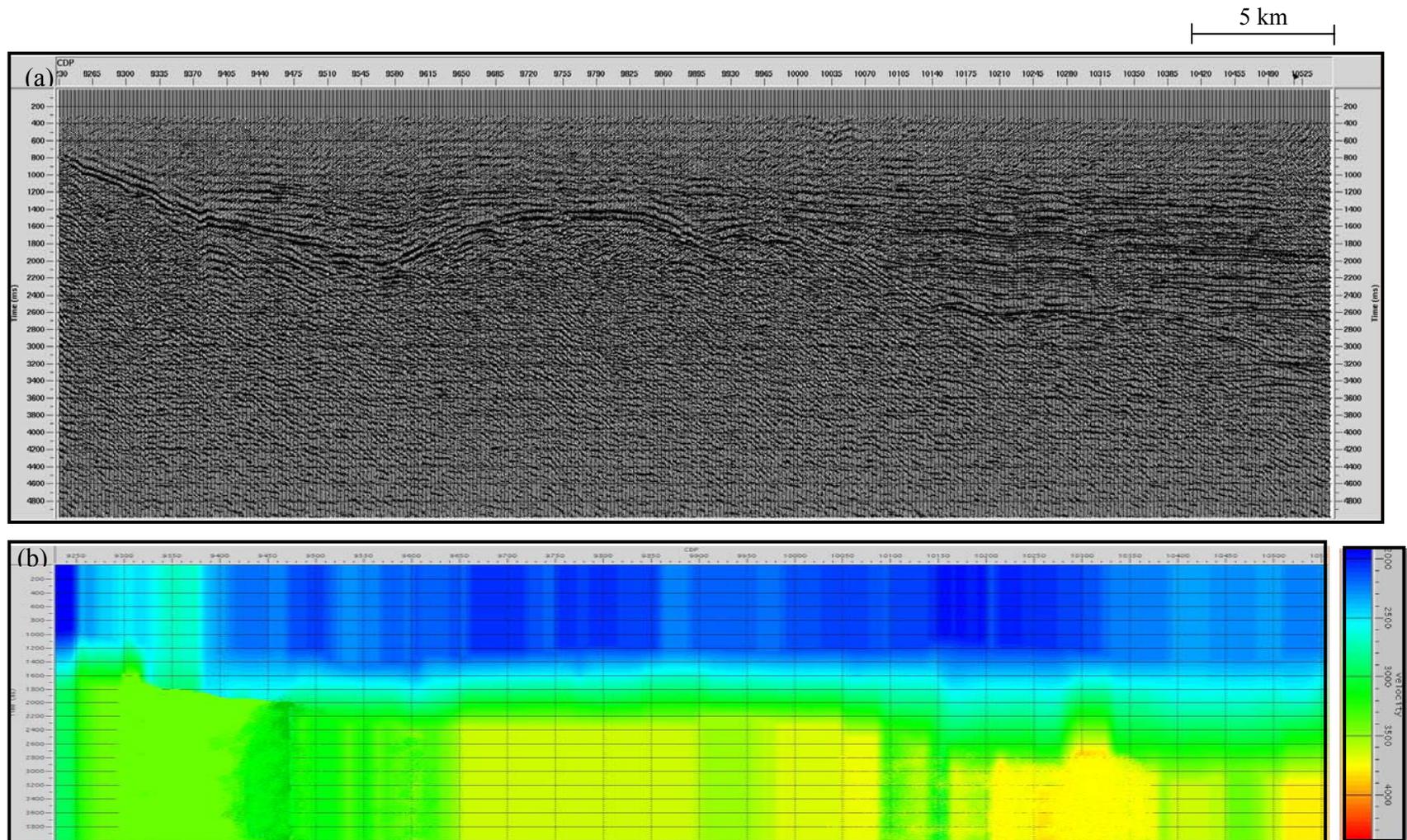


Figura 14. Apilamiento de CDP's corregidos por NMO. El resultado es una sección sísmica (a) que muestra los rasgos estructurales del subsuelo. (b) Modelo de velocidades utilizado para realizar el apilado.

II.2.3 Procesamiento post-apilamiento (*post-stack*)

II.2.3.1 Divergencia, Ganancia y Filtro variable en tiempo

Por lo general, una secuencia de procesamiento post-apilamiento incluye la deconvolución para recuperar las altas frecuencias perdidas durante el apilamiento y para suprimir las reverberaciones y múltiples de periodo corto. Para este estudio no se aplicó una segunda deconvolución ya que las secciones sísmicas no presentan problemas de reflexiones múltiples fuertes. Además, al realizar una segunda deconvolución se agrega ruido a la sección y esto es un efecto no deseado.

Sin embargo, se realizó una segunda iteración de las correcciones por divergencia esférica en la que se utilizó el modelo de velocidades resultante del análisis de velocidad. También, a cada traza se le agregó una función de ganancia para aumentar las amplitudes de las ondas que estaban atenuadas por efecto de dispersión, absorción, múltiples y atenuación de la energía a tiempos de arribo mayores.

El filtrado 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 a tiempos relativamente grandes deben ser atenuadas, ya que 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 ruidos (Yilmaz, 2001). Los parámetros del filtro variante en tiempo aplicado a las secciones sísmicas se muestran en la Tabla II, con el cual se están eliminando las altas frecuencias que se presentan a tiempo de arribo mayores.

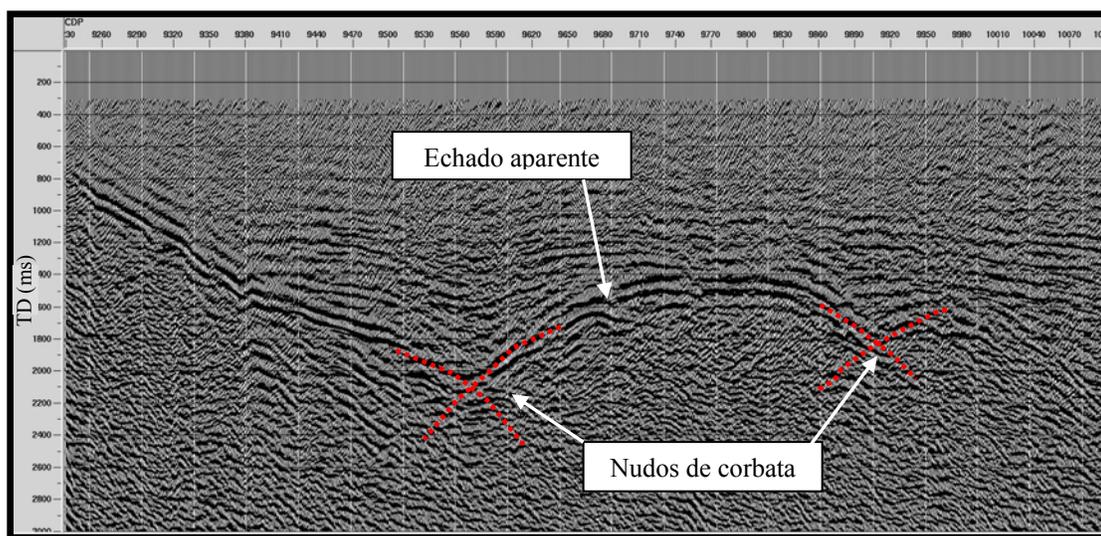
Tabla II. Parámetros utilizados para aplicar el filtro variante en tiempo en el procesamiento de líneas sísmicas

Tiempo (s) TD	Filtro pasabanda (hz)
0.00-1.50	10-55
1.50-2.10	10-45
2.10-3.20	10-35
3.20-5.00	10-25

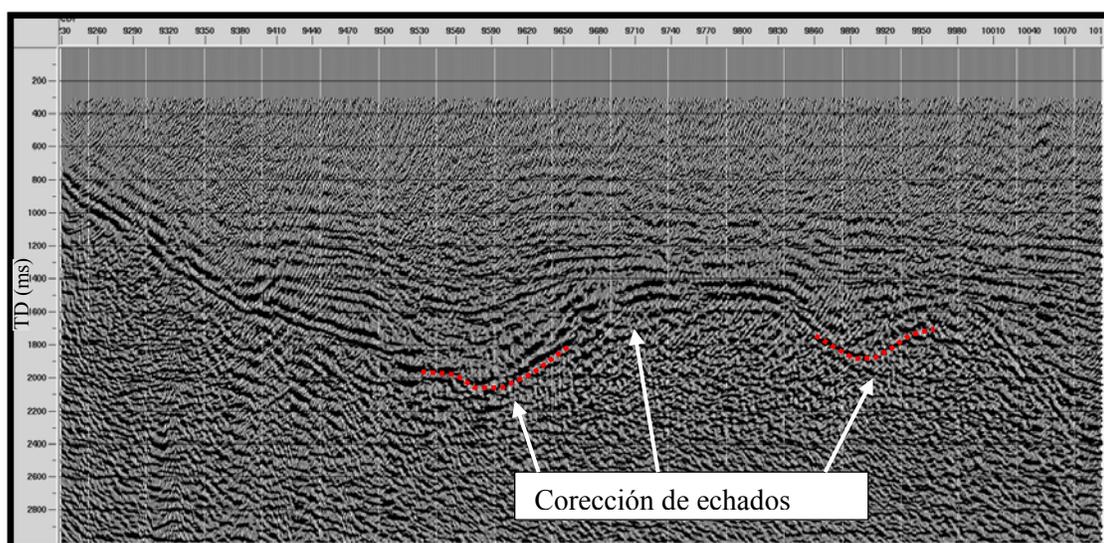
II.2.3.2 Migración en tiempo

La migración es un proceso que se aplica para corregir las difracciones que se producen en una sección sísmica debido a un relieve brusco de algún reflector. Su objetivo es, pues, reubicar esta energía a su posición verdadera y para ello se provoca el colapso de estas difracciones actuando en sentido opuesto (Teixidó, 2000).

La migración apropiada también colapsa las difracciones de fuentes secundarias tales como terminaciones de un reflector contra fallas y corrige “nudos de corbata” (Figura 15) para formar sinclinales. Asimismo, los anticlinales se estrechan mientras que los sinclinales se ensanchan, y se efectúa una corrección de echados (Requena-González, 2006).



(a)



(b)

Figura 15. Porción de sección sísmica apilada, intervalo de CDP 9230 al 10100. Esta sección contiene el tratamiento post-apilamiento de divergencia esférica, ganancia, filtro variante en tiempo. (a) antes y (b) después de aplicar la migración. Nótese el efecto de traslape de eventos (nudos de corbata) y los echados corregidos por la migración.

En este trabajo se ha utilizado el algoritmo de la migración de Kirchhoff, que se basa en la solución integral de la ecuación de onda (Yilmaz, 2001). Para migrar en tiempo se empleó un campo de velocidades del subsuelo construido a partir de los análisis de velocidades de la corrección de NMO. Los valores de velocidad se interpolaron y redujeron ~5% tanto en la vertical de cada CDP, como entre CDP's diferentes, obteniéndose un campo 2-D de velocidades reducidas para cada línea sísmica.

Las velocidades anómalas de dichos campos permitieron detectar errores en los análisis de velocidades usados durante la corrección de "NMO", los cuales fueron corregidos y se ejecutó nuevamente dicha corrección.

II.2.3.3 Conversión a Profundidad

Las secciones sísmicas están en tiempo doble debido a que cada rayo reflejado ha hecho el viaje de ida (incidencia) y vuelta (reflexión). El punto final del procesado es proporcionar una referencia a profundidad de estas imágenes sísmicas. A los geólogos que están acostumbrados a trabajar con secciones sísmicas les es fácil pasar mentalmente del tiempo doble, en donde se detecta un reflector, a la profundidad aproximada que le correspondería (profundidad equivalente). Para ello se elige algunos de los reflectores de mayor amplitud y continuos de la sección (reflectores guías) y se estima su profundidad de forma individual, considerando las velocidades de apilamiento.

En forma general se puede realizar una conversión a profundidad de la totalidad de la sección aplicando las velocidades de migración, obteniéndose una imagen en profundidad bastante aproximada. Para conversión más acertada, se necesita tener datos de pozo que proporcionen la velocidad de cada capa por la que inciden las reflexiones. En este estudio no se contó con datos de pozo que proporcionen esta información, por lo tanto, las secciones en profundidad sólo las tomamos como una referencia aproximada de la localización en profundidad de los estratos en el subsuelo y las interpretaciones son hechas principalmente sobre secciones sísmicas en tiempo.

II.3 Interpretación de datos sísmicos

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 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, realizamos la interpretación geológica de las secciones sísmicas migradas en tiempo, identificando los eventos o reflectores que poseen mayor continuidad lateral, así como los rasgos estructurales (fallas, pliegues) y estratigráficos (discordancias, lentes, etc) que se visualizaban en las secciones.

II.3.1 Estratigrafía

El objeto de la estratigrafía y sedimentación concierne a las características de las rocas en un rango de 10^{-5} m (tamaño de granos) a 10^5 m (sistemas depositacionales) (Liner, 2004). Nuestro interés aquí es comprender todas aquellas características de tipo sismoestratigráfico que sean visibles en las secciones sísmicas. Con la limitación de resolución de los datos sísmicos, se puede resolver características sólo de algunas decenas de metros en espesor (Ecuación 2 y Tabla III) y el doble de esto para los rasgos laterales de las capas. Por tanto, características estratigráficas de gran escala pueden ser evidenciadas en datos sísmicos 2D por terminaciones de capas. Las terminaciones estratigráficas de capas ocurren en algunas formas como se ilustran en la Figura 16.

La resolución vertical R_v para los datos sísmicos esta dada por:

$$R_v = \frac{V}{N * \Delta f} \quad (2)$$

Donde $N = 4$ para datos de alta calidad y $N = 2$ para datos ruidosos
 $V =$ Velocidad de intervalo
 $\Delta f = f_{max} - f_{min} =$ Rango de frecuencias

Tabla III. Valores de resolución vertical

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

Donde la longitud de onda dominante es $\lambda = \frac{V}{f}$

Hemos seguido algunos reflectores sísmicos que se presentan con amplitud fuerte y con coherencia lateral grande. De acuerdo a los bloques básicos de construcción mostrados en la Figura 16, 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.

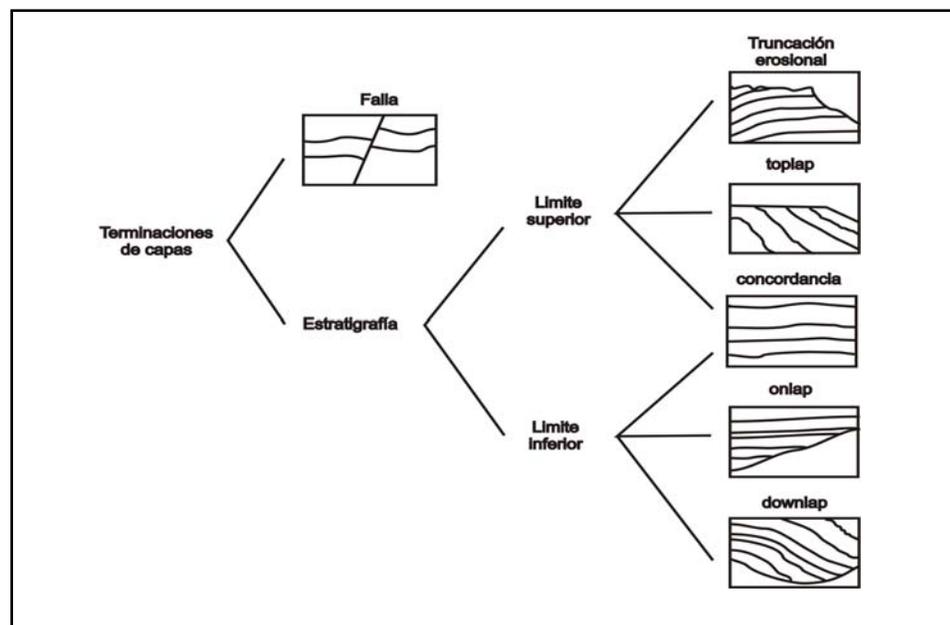


Figura 16. Clasificación de terminación de capas observadas en secciones sísmicas. Las terminaciones estratigráficas son los componentes fundamentales de la sísmica estratigráfica utilizando datos de sísmica 2D (Sheriff, 2002).

II.3.2 Estructura

Cuando se someten 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).

En las secciones sísmicas, los eventos de reflexión terminan abruptamente cuando el punto de reflexión llega al plano de falla y entonces estos eventos 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 17). Entonces, las fallas son identificadas en las secciones principalmente por 1) terminaciones de alineaciones de capas (Figura 17a), 2) cambios abruptos de las pendientes (Figura 17b) y 3) el plano de reflexión de la falla (Liner, 2004).

Las fallas usualmente tienen un efecto degradante en la calidad de la imagen sísmica. Esto puede ser debido al incremento de la complejidad estructural, difracciones de pequeños bloques fallados, o dispersión de la energía en las zonas de falla. Sin embargo todos estos factores son indicadores de falla, ayudan a localizar las zonas de falla en las secciones sísmicas.

Con estas consideraciones hemos marcado las fallas que se aprecian en las secciones sísmicas, además de correlacionarlas entre las líneas sísmicas para poder establecer los rasgos estructurales presentes en el área y determinar los dominios estructurales, la dirección de los esfuerzos, el tipo de fallas, etc. Los resultados de la interpretación de fallas, horizontes y dominios estructurales se presentan en el siguiente capítulo.

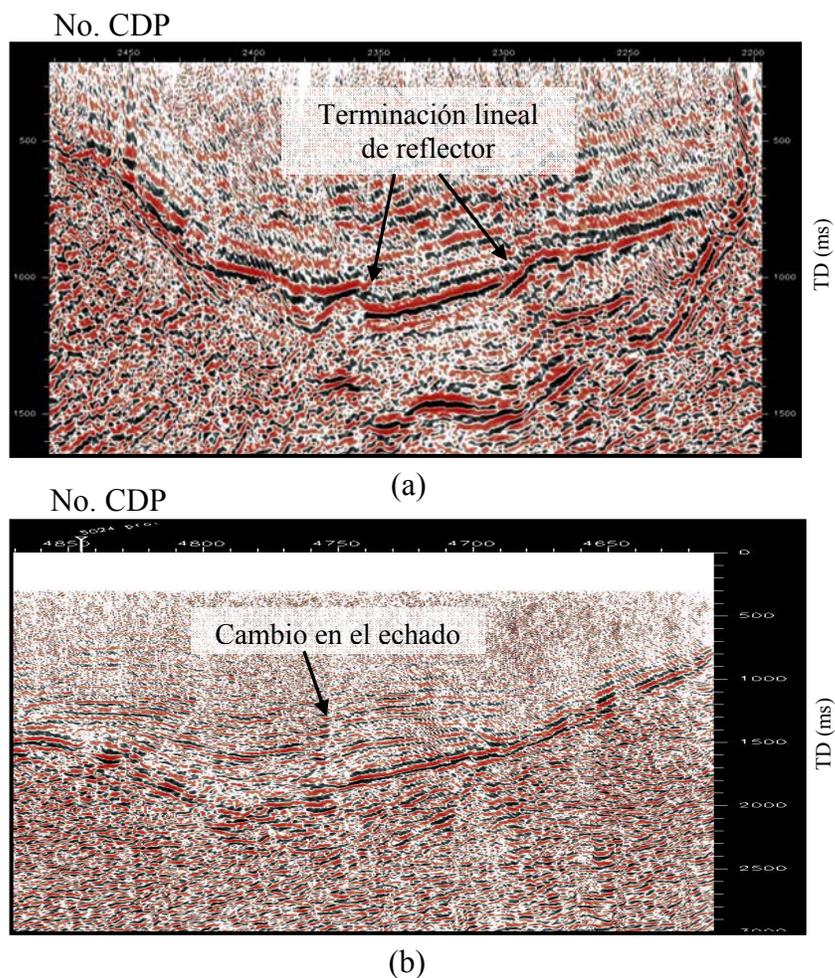


Figura 17. Evidencias de falla geológica en la sección sísmica. (a) Terminación de alineamiento de capa, reflector de amplitud grande y buena coherencia lateral, termina en el plano de falla y continúa del otro lado de la falla. (b) Cambio abrupto en el echado, el trazo de la falla puede extenderse en regiones donde los datos sísmicos aparecen estar plegados debido a los límites en la resolución del método.

III.- RESULTADOS

A partir del procesamiento de los datos sísmicos se generaron resultado secciones sísmicas en las cuales se digitalizaron eventos sismoestratigráficos y estructurales (horizontes, acuñamientos, presencia de fallas y zonas de deformación). El detalle estructural y sismoestratigráfico de la cuenca de Altar resulta de alta resolución; se han reconocido reflectores en profundidad de hasta cuatro segundos de tiempo doble de registro (~4 km). Las secciones sirvieron para conocer en profundidad la cuenca y sus áreas cercanas. Comparando los resultados con mapas de anomalías gravimétricas (Espinosa-Cardena, 2003) se delimitaron dos zonas principales de deformación presentes en el área de estudio. Los resultados de esta tesis son mostrados iniciando con la descripción de las secciones sísmicas en dos grupos: líneas NE-SW y líneas NW-SE. Posteriormente se describen las estructuras asociadas a la cuenca de Altar, la geometría del basamento acústico, finalizando con los mapas de configuración de los horizontes sismoestratigráficos interpretados en las secciones sísmicas.

III.1 Secciones sísmicas

El análisis de las secciones sísmicas en la cuenca de Altar se llevó a cabo con base en ocho líneas sísmicas procesadas en esta tesis: 4989prol, 4997prol, 5003, 5005, 5009prol, 5013 con orientación NE-SW, y las líneas 5034a y 5024prol orientadas en dirección NW-SE (Figura 4). Todas las líneas están migradas en tiempo utilizando el algoritmo de Kirchhoff, y con la característica de estar muy poco afectadas por ruido coherente en forma de múltiples.

El formato de presentación de las secciones es de tipo densidad variable, que permite una mejor visualización de los rasgos estructurales y estratigráficos. El tiempo total de registro es de 5 s de tiempo doble (TD); sin embargo sólo se puede estudiar a partir de los 0.25 s de TD, debido a que el propósito del prospecto Valle de Mexicali-Altar fue visualizar estructuras a gran profundidad, el arreglo geométrico del levantamiento no permite que existan ondículas registradas antes de este tiempo; por esta razón se aplicó un borrado de ondículas (*top mute*) antes de los 0.20 s de TD para eliminar el ruido que se presentaba en las secciones sísmicas.

Tabla IV. Características espaciales de las líneas sísmicas

Línea	Longitud (km)	Dirección (Azimuth)	CDP min	CDP max	PTI	PTF
4989 prol	29	60°	4212	5334	2101	2671
4997 prol	33.20	60°	8966	10194	4479	5101
5003	82.16	60°	7306	10505	3649	5225
5005	37.66	60°	9230	10714	5103	4611
5009	11.25	60°	4222	4677	2311	2107
5013	25.5	60°	4210	5154	2101	2581
5034a	23.71	330°	4210	5070	2101	2539
5024prol	40.26	330°	8470	10134	4231	5071

Las secciones sísmicas muestran mejor resolución en la parte media-profunda, donde los reflectores y las zonas de fallamiento son observados con más detalle. En contraste, hacia regiones someras los reflectores muestran un carácter sísmico difuso. Esto se puede atribuir a que las correcciones estáticas sólo se efectuaron en base a la elevación topográfica de cada fuente y receptor, sin realizar pruebas iterativas para corregir los estáticos residuales, lo que afecta la continuidad lateral de los primeros eventos sísmicos. Las longitudes y otras características de cada línea son mostradas en la tabla IV.

Líneas sísmicas NW-SE. Las líneas sísmicas en esta dirección atraviesan la cuenca por la parte norte, central y sur de la cuenca (líneas 4989prol, 4997prol, 5003, 5005, 5009prol y 5013 en la Figura 4). Las longitudes y el espaciamiento entre ellas varían. Sólo con este grupo de líneas se tiene una serie de vistas transversales de la cuenca de Altar, principalmente con la línea 5003 (Figura 4), que muestra los rasgos estructurales que dominan en la cuenca.

Las líneas 4989prol y 4997prol están ubicadas al norte de la cuenca y presentan dos altos estructurales relacionados al basamento acústico, el cual es registrado muy somero a 0.4 s de TD. La señal sísmica es atenuada significativamente y no existen eventos coherentes por debajo de los 2.5 s de TD, esto es efecto de una fuerte reflexión de la energía debido a la presencia de rocas cristalinas que dejan penetrar solo una pequeña porción de la energía. Estas líneas también ayudan a identificar una pequeña depresión en donde se registra una secuencia sismoestratigráfica, hasta 2 s de TD, con presencia de fallas intraformacionales (4989prol y 4997prol en anexo A).

En la línea 5003 se aprecian los rasgos estructurales y estratigráficos principales en el área de estudio (5003 en anexo A); muestra el mayor depocentro que es registrado a 3.5 s de TD, ubicado en la parte SW de la línea, además de dos depresiones más someras (2 y 1.2 s de TD) ubicadas hacia la parte NE de la línea. La zona más somera de basamento (~0.25s) es registrada también en la parte NE. Existe una densidad de fallas de ~0.4 fallas/km principalmente de tipo normales con caídas de bloques opuestas.

La línea 5005 presenta rasgos estructurales muy similares a los que se muestran en la línea 5003. Esta línea nos permite seguir la continuación de las estructuras hacia la parte sur de la cuenca. La línea 5005 está afectada por ruido en su parte SW, el ruido en esta parte es alto, no permite identificar secuencias estratigráficas, esto puede ser atribuido a la posible presencia de una falla que genera difracciones fuertes y que en la migración no pudieron ser colapsadas, además que esta falla está ubicada justo en el borde de la sección que también agrega ruido durante el proceso de migración (5005 en anexo A).

La sección sísmica más corta es la 5009prol (~11 km), tiene valores altos de amplitudes en algunos reflectores, y permite el seguimiento de secuencias estratigráficas así como de basamento (5009prol en anexo A).

La línea que está ubicada más al sur del área de estudio es la 5013, no presenta problemas de migración, pero la calidad de la señal antes de 1 s de TD es baja, no es posible seguir reflectores en esta parte. Sin embargo, se puede marcar el basamento, reflectores y algunas fallas en la parte media de la línea (5013 en anexo A).

Líneas sísmicas NE-SW. Estas líneas sísmicas permiten tener una visualización de la cuenca de norte a sur, atravesando longitudinalmente a las estructuras de la cuenca. En esta dirección se tienen sólo dos líneas: 5034a y 5024prol (Figura 4), con una longitud de separación entre ellas de ~17 km. Están ubicadas en la parte central-oeste de la cuenca.

En la línea 5034a se identificaron tres secuencias con amplitudes altas y una buena correlación lateral. La calidad de la sección es buena, se identifican claramente la presencia de fallas y algunos pliegues (5034a en anexo A). Esta línea es de mucha importancia ya que proporciona información del mayor depocentro de la cuenca de Altar y registra la evidencia de una falla de bajo ángulo reportada por Pacheco et al., (2006), de esto se hablará con más detalle en el capítulo de discusión.

La sección 5024prol es de buena calidad es su parte media, hacia la parte somera (1 s de TD) se presenta poca coherencia de los reflectores (5024prol en anexo A).

Una de las principales diferencias entre las líneas con dirección NW-SE y NE-SW se da en el tipo de estructuras, aunque la densidad de fallas es de ~ 0.4 fallas/km, el arreglo y tipo de fallas son diferentes para cada dirección las líneas (Figura 18). A partir de las diferencias en el tipo y magnitud de fallas en los sentidos NW-SE y NE-SW, puede ya notarse una influencia de la dirección en el grado de actividad tectónica relativa de la cuenca de Altar. Esto será tratado en la discusión de los resultados y descrito en las siguientes secciones de este capítulo.

La unión de las líneas 5003 y 5024prol es mostrada en la Figura 18. Estas líneas dan un ejemplo de los rasgos estructurales NE-SW y NW-SE presentes en la cuenca. La interpretación de fallas, horizontes y basamento acústico puede ser correlacionada en las intersecciones entre líneas, y con esto se puede generar una configuración regional de la estructura y estratigrafía sísmica del área. En la línea 5003 se da seguimiento al basamento

acústico, la interpretación de éste es expandida a la línea 5024pro1 (Figura 18), con esta técnica se correlacionaron algunos de los reflectores y estructuras interpretados en las líneas sísmicas. Los mapas de configuración de estructuras y reflectores son mostrados en las siguientes secciones de este capítulo.

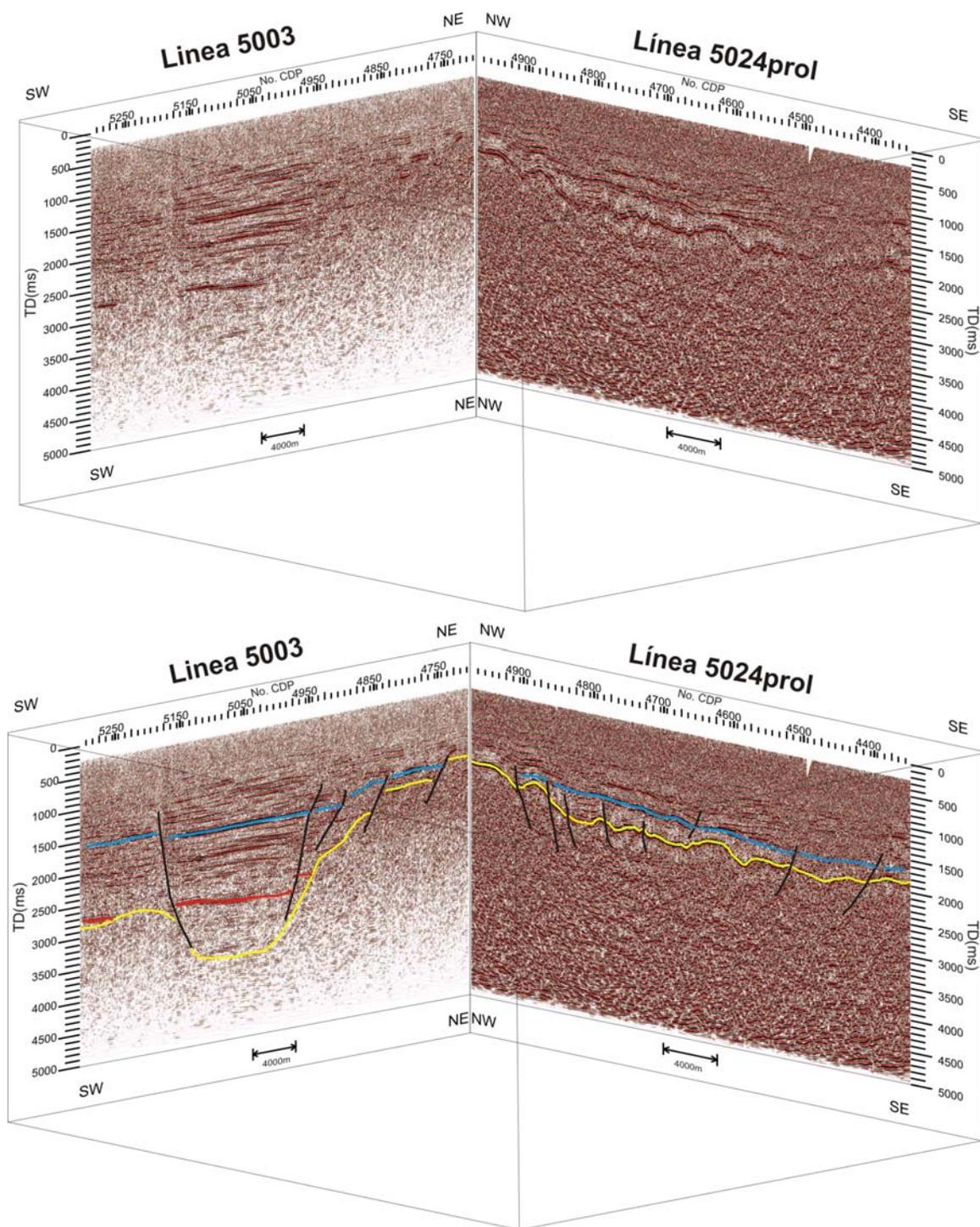


Figura 18. Intersección de las líneas 5003 y 5024prol. Las líneas en color negro indican las fallas interpretadas, en amarillo el basamento, y dos horizontes más en color naranja y azul.

III.2 Interpretación de estructuras

Para apoyar la interpretación de estructuras obtenidas de las secciones sísmicas, se han utilizado datos de anomalías gravimétricas de Bouger (Espinosa-Cardena y Elders, 2003). Éstos cubren sólo hasta la longitud -113.9° W, y la resolución es baja en el Golfo de California (Figura 19). Los nombres de las fallas han sido asignados de acuerdo con el nombre de las localidades cercanas a las estructuras y en algunas ocasiones se utilizan palabras de la etnia Cucapá que habita en el noroeste de Sonora y noreste de Baja California.

Una de las principales estructuras encontradas es la falla Altar, la hemos interpretado a partir de un salto vertical de basamento de ~ 500 ms de TD, que corresponde ~ 1 km de desplazamiento vertical (*cdp's* 4534-4516 de línea 5003, anexo B). Esta falla se ubica en la parte oeste de la cuenca de Altar (Figura 19), tiene una dirección $N37^{\circ}W$ y una caída hacia el SW con una inclinación de 83° . La traza de la falla tiene una deflexión entre las líneas 5003 y 4997pro1, esta deflexión desplaza la traza ~ 6 km hacia el NE. La falla Altar la interpretamos como la estructura de margen este que marca el límite y el control de la cuenca de Altar.

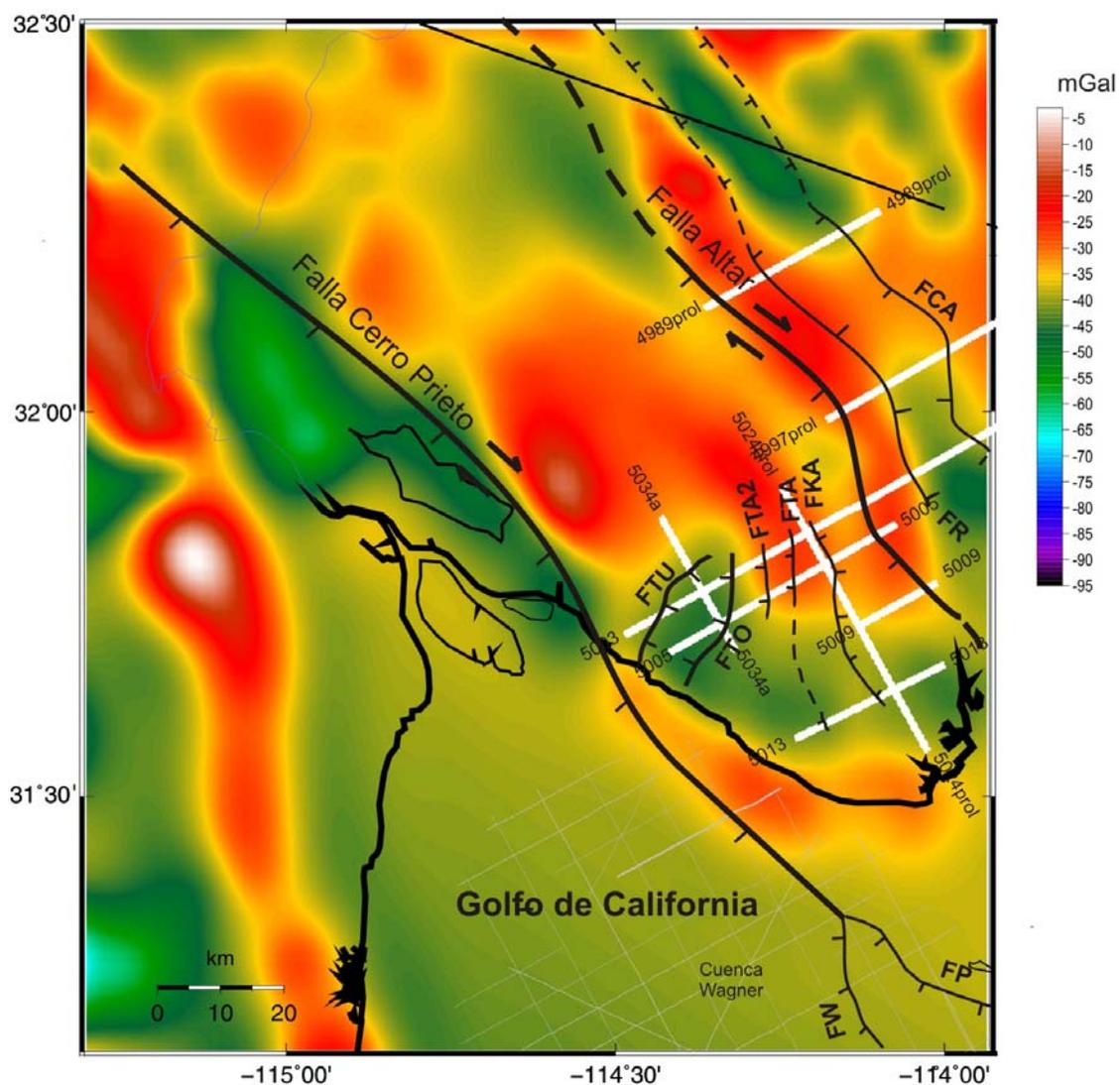


Figura 19. Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer en la región de Altar (Modificado de Espinoza-Cardena y Elders, 2003). Líneas sísmicas en color blanco. El mapa incluye algunas fallas interpretadas en la región norte del Golfo de California (Hurtado-Artunduaga, 2002; González *et al.*, 2006). FCA: Falla Caborca, FKA: Falla Kahwan, FP: Falla Peñasco, FR: Falla Rosario, FTA: Falla Taracahita, FTA2: Falla Taracahita 2, FTU: Falla Torres, FTU: Falla Tutuli, FW: Falla Wagner.

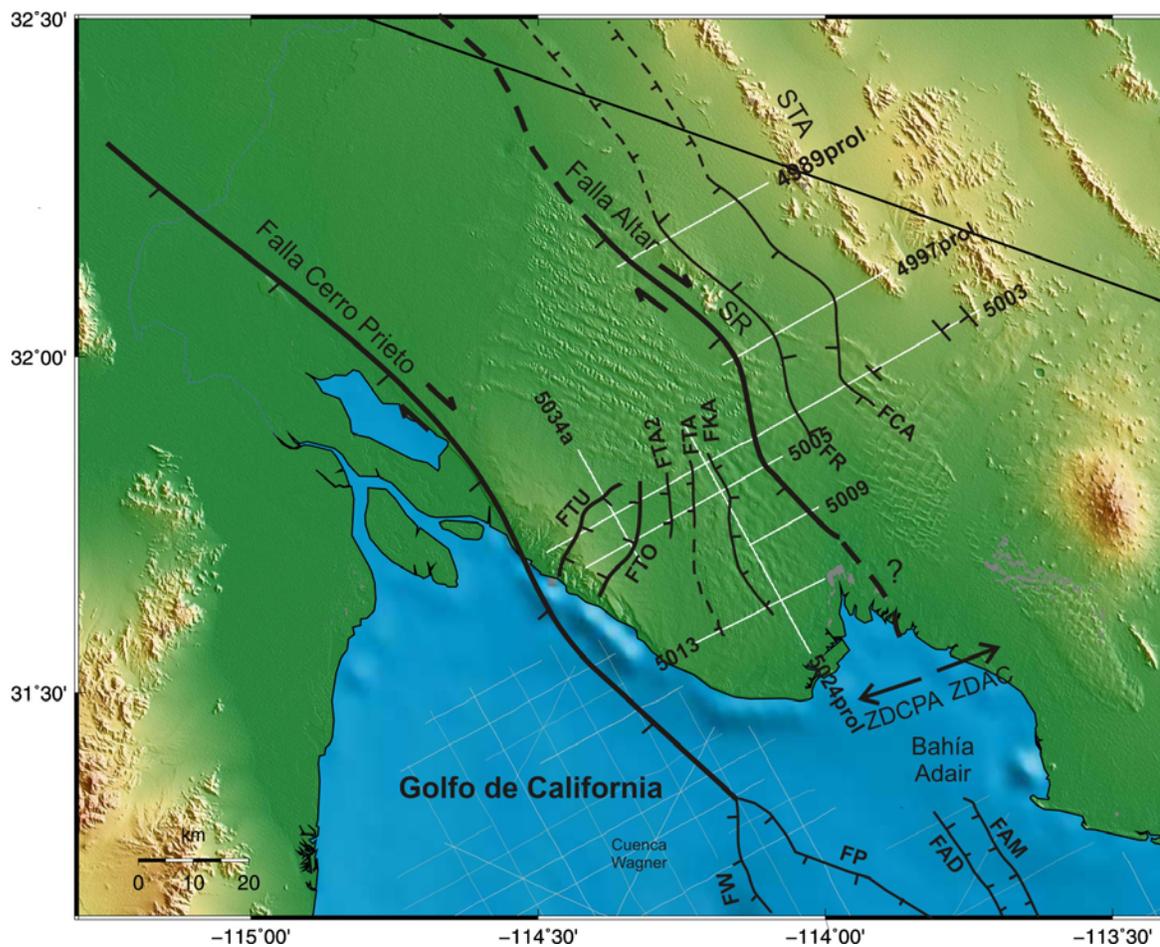


Figura 20. Mapa estructural de la región de Altar, zona de deformación Cerro Prieto- Altar (ZDCPA) y zona de deformación Altar-Caborca (ZDAC). El mapa incluye algunas fallas interpretadas en el norte del Golfo de California (Hurtado-Artunduaga, 2002; González *et al.*, 2006). FAD: Falla Adair, FAM: Falla Amado, FC: Falla Chinero, FCA: Falla Caborca, FKA: Falla Kahwan, FP: Falla Peñasco, FR: Falla Rosario, FTA: Falla Taracahita, FTA2: Falla Taracahita 2, FTO: Falla Torres, FTU: Falla Tutuli, FW: Falla Wagner, SR: Sierra del Rosario, STA: Sierra Tinajas Altas.

Otra estructura importante es la falla Cerro Prieto; la ubicación de las líneas sísmicas procesadas en esta tesis no permite visualizar la traza de esta falla, sin embargo, el contraste de un tren de anomalías gravimétricas mínimas y máximas (de -25 a -50 mGal) en la desembocadura del río Colorado, nos indican la trayectoria que sigue la falla Cerro Prieto (Figura 19). Además, en algunas líneas sísmicas que han sido interpretadas cercanas a esa zona por Pacheco y colaboradores (2006), localizan una zona de falla asociada a la falla Cerro Prieto.

Es importante mencionar que, al seguir el gradiente de las anomalías gravimétricas, la traza de la falla de Cerro Prieto tiene una deflexión muy similar a la deflexión en la falla Altar, que modifica la trayectoria de la traza de la falla y la dirige hacia el golfo donde ha sido interpretada en líneas sísmicas de PEMEX (González *et al.*, 2006; Aguilar-Campos, 2007).

La configuración general y el tipo de fallas interpretadas a partir de las secciones sísmicas, nos indican que existen dos zonas de deformación en la región de Altar que le hemos llamado zona de deformación Altar-Caborca (AC) y zona de deformación Cerro Prieto-Altar (CPA) (Figura 20).

La zona de deformación AC esta delimitada al oeste por la falla de Altar, la parte más oriental de este dominio no es abarcado en este estudio, pero proponemos que este dominio se extiende hasta la provincia de *Basin and Range* hacia Arizona. En la zona de deformación AC, hacia la porción NW de la línea 5003, existe una coherencia geométrica

de fallas de tipo sintéticas y antitéticas, que generan bloques de tipo horst y graben (5003 en anexo B) (Figura 21). Estas fallas tienen una orientación $N37^{\circ}W$, es decir, paralelas a la dirección de la falla Altar.

Una de las fallas principales que hemos interpretado es la falla Rosario (Figura 20), ubicada en la parte este de la Sierra del Rosario, es paralela a la falla Altar pero con una dirección de caída del bloque de techo hacia el NE. Esta falla delimita un bloque levantado de basamento que es claramente marcado por un tren de anomalías altas (-25 mGal) que corren en dirección NW-SE (Figura 19).

Además, existe otra falla con una dirección de caída del bloque de techo hacia el SW, la hemos llamado falla Caborca (Figura 20). Tiene un desplazamiento vertical de falla de 500 m, y presenta un cambio en el gradiente de anomalías gravimétricas (-25 mGal).

Las fallas Rosario y Caborca corresponden a las fallas que cortan basamento y delimitan una cuenca de tipo graben que hemos llamado cuenca Rosario (Figura 21). Esta cuenca tiene una distancia entre las fallas de borde de 9 km (en la línea 4989prol, Figura 20). La cuenca Rosario genera un tren de anomalías gravimétricas de Bouger (-35 a -45 mGal), se extiende hacia Arizona en dirección $N35^{\circ}W$, esta anomalía tiene una longitud aproximada de ~50 km desde la línea 5003 hasta los límites entre Sonora y Arizona (Figura 19).

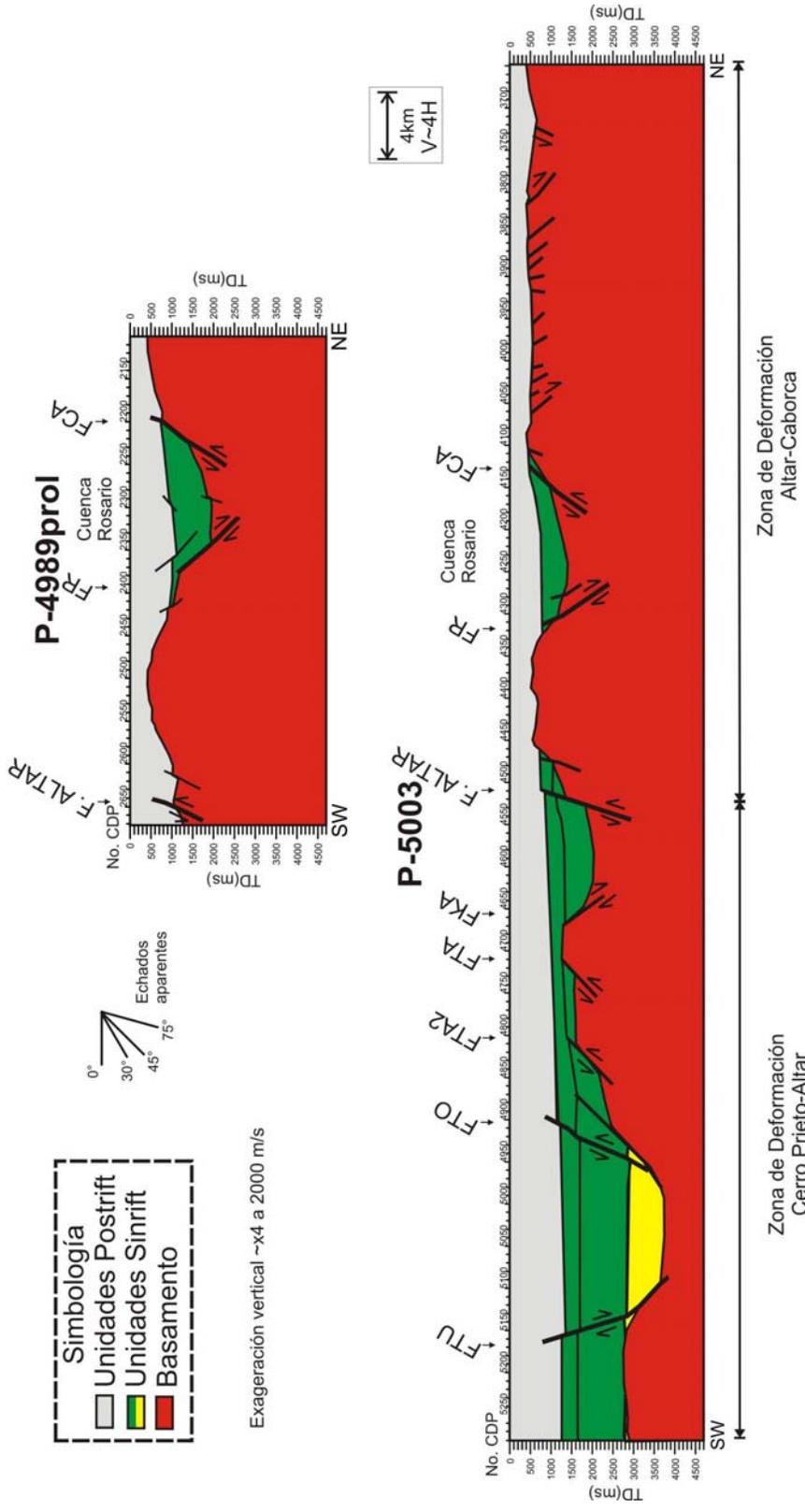


Figura 21. Perfiles interpretados, el nombre del perfil corresponde al número de la línea sísmica del cual fue interpretado. La localización las fallas puede verse en la Figura 20. FCA: Falla Caborca, FKA: Falla Kahwan, FR: Falla Rosario, FTA: Falla Taracahita, FTA2: Falla Taracahita2, FTO: Falla Torres, FTU: Falla Tutuli.

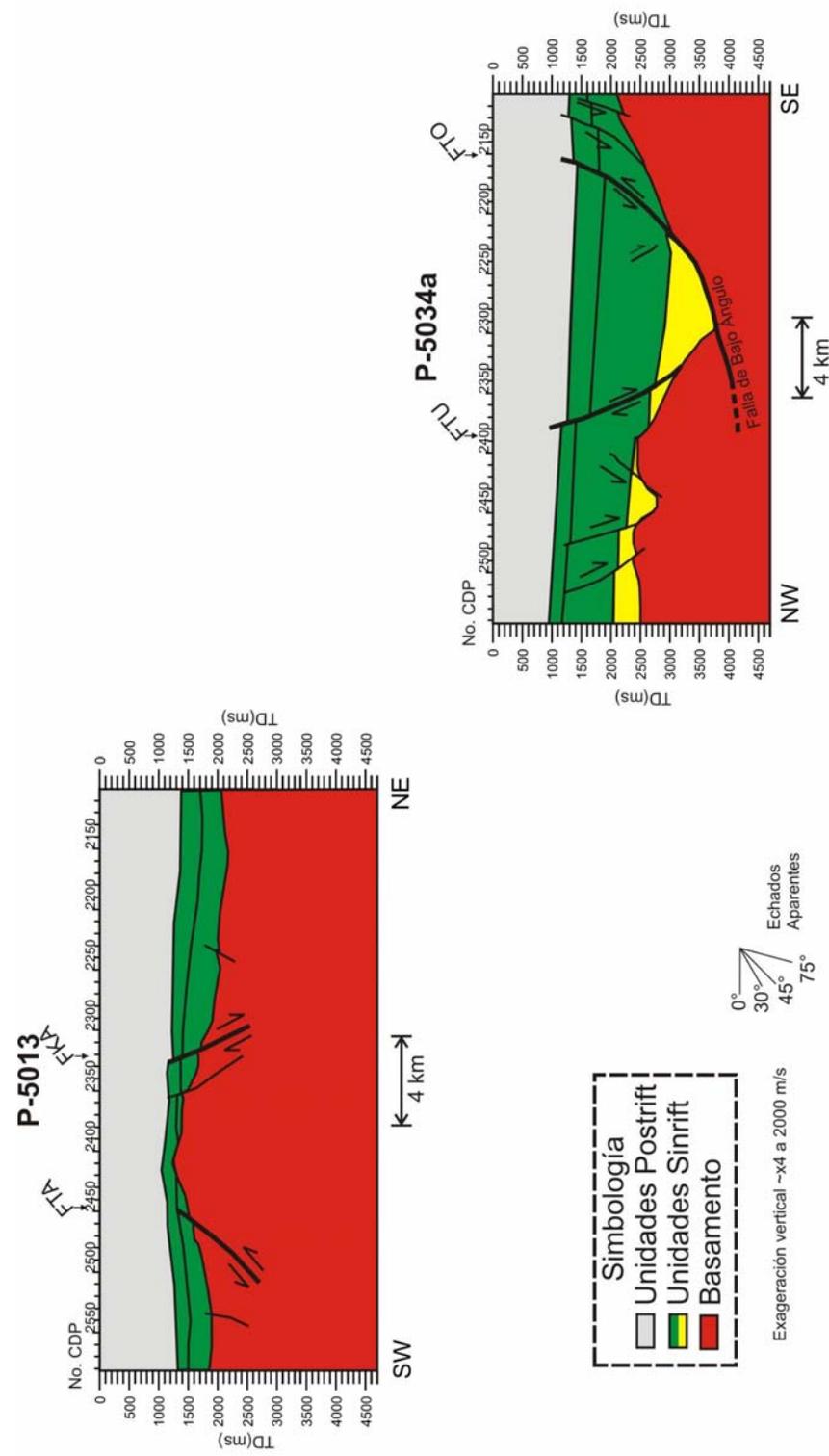


Figura 22. Perfiles interpretados, el nombre del perfil corresponde al número de la línea sísmica del cual fue interpretado. La localización las fallas puede verse en la Figura 20. FKA: Falla Kahwan, FTA: Falla Tarcahita, FTO: Falla Torres, FTU: Falla Tutuli.

La profundidad de la cuenca Rosario en la línea 5003 es de ~1.5 km y aumenta hacia el norte en la línea 4997prol, donde la profundidad máxima calculada es de ~2 km. Un comportamiento similar sucede con el salto vertical de la falla Rosario, que en la línea 5003 tiene un valor de ~300 m y hacia la línea 4997prol aumenta hasta ~900 m, lo cual nos indica que el control de la subsidencia de la cuenca Rosario es dominado por la falla Rosario.

El patrón de fallamiento en la zona de deformación CA nos sugiere que este dominio está influenciado por procesos de extensión en dirección NE-SW con tendencia a conservar un paralelismo en la dirección de las fallas, este comportamiento es similar a las estructuras de la provincia *Basin and Range* (McPhee, 1990).

Por otra parte, la zona de deformación CPA está delimitada al oeste por la falla Cerro Prieto y al este por la falla Altar, además contiene a la cuenca de Altar. Esta zona presenta un cambio en la dirección de las fallas que va desde una dirección de N37°W, en áreas cercanas a la falla Altar, hasta N31°E en zonas cercanas a la falla Cerro Prieto (Figura 20).

En la zona CPA, la falla Kahwan es una falla normal con caída hacia el NE, y en conjunto con la falla Altar, delimita una pequeña depresión que se extiende hacia el sur (Figura 20), la conexión de esta falla la proyectamos hacia la línea 5013, donde existe una estructura muy similar a la interpretada en la línea 5003.

En la parte oeste de las líneas, encontramos que las fallas Kahwan, Taracahita y Taracahita 2, delimitan un alto de basamento caracterizado por una anomalía gravimétrica de Bouger con valores de -25 mGal, este basamento tiene caídas escalonadas de bloques hacia el oeste en donde se ubica un depocentro evidenciado también por una anomalía gravimétrica de -45 mGal (Figura 19).

Hemos identificado dos principales fallas de tipo lítricas que delimitan el depocentro entre las líneas 5003, 5005 y 5034a, a estas fallas le asignamos el nombre de falla Tutuli (FTU) y falla Torres (FTO) (Figura 20). La falla Torres tiene una dirección N30°E, es interpretada como una falla que tiene una inclinación de 55° (en 1.5 s de TD) con buzamiento hacia el NW y disminuye rápidamente hasta alcanzar una inclinación de 20° (en 3.5 s de TD), que correspondería a una falla de bajo ángulo (cdp 2215-2304 de línea 5034a, anexo B), y que controló la subsidencia del depocentro. Relacionadas a esta falla de bajo ángulo se asocian otro grupo de fallas lítricas con la misma orientación que se conectan con el desplazamiento principal de la falla de bajo ángulo. Los perfiles de interpretación sísmica de las fallas y horizontes de la línea 5034a son mostrados en la Figura 22.

La falla Tutuli es una falla lítrica de tipo antitética respecto a la falla Torres, con dirección N31°E, la inclinación máxima de esta falla es de 75° (en 1 s de TD) con caída de bloque hacia el SE. La falla Tutuli corta a los sedimentos desde ~1000 ms de TD hasta conectarse con el basamento acústico registrado en 3000 ms de TD.

La orientación oblicua de las fallas Tutuli y Torres respecto a la dirección de desplazamiento de la falla Cerro Prieto, nos indican que estas fallas podrían tener una componente de desplazamiento rotacional hacia el NE, y que además la dirección de caída de bloques indican una componente de extensión en dirección NW-SE.

En general, lo que distingue a las zonas de deformación en la región de Altar es la dirección de las fallas que tienden a conservarse paralelas con un rumbo $\sim N37W$ en la zona AC, mientras que en la zona CPA la dirección de las fallas, encontradas entre las fallas Altar y Cerro Prieto, presenta una rotación progresiva hacia el NE. Las implicaciones tectónicas al sistema *rift* se comentan a detalle en el capítulo de discusión.

III.2 Configuración de basamento acústico.

El basamento acústico fue interpretado y configurado en tiempo en todas las líneas sísmicas que hemos procesado y esta interpretación fue extrapolada hacia algunas líneas sísmicas de PEMEX ubicadas en las cuencas de Adair (Aragón-Arreola, 2003) y Wagner en el norte del Golfo de California (González *et al.*, 2006; Aguilar-Campos, 2007) (Figura 23).

La configuración del basamento acústico muestra que la región de Altar-Caborca alberga depresiones alargadas en dirección NW-SE, separadas por altos estructurales. El gradiente de las curvas de tiempo cae en dirección NE-SW hacia el norte de Golfo de California, donde la máxima profundidad de basamento documentada es de 5.5 s de TD (González *et al.*, 2006).

El tiempo mínimo de registro de basamento se da en la porción NE de la región de Altar, en las líneas 4989prol, 4997prol y 5003 (Figura 23), donde se interpretó el basamento en 0.4 s de TD, el cual consideramos que es una extensión en profundidad de las Sierras Rosario y Tinajas Altas que se encuentran cercanas a estas líneas (Figura 23). Entre estos valores mínimos de basamento, se encuentra la cuenca Rosario de ~2 s de TD de profundidad, que contiene un registro importante de sedimentos. Los mapas de isopacas y configuración de los sedimentos depositados en las depresiones del basamento son mostrados en la sección de interpretación de horizontes sísmicos.

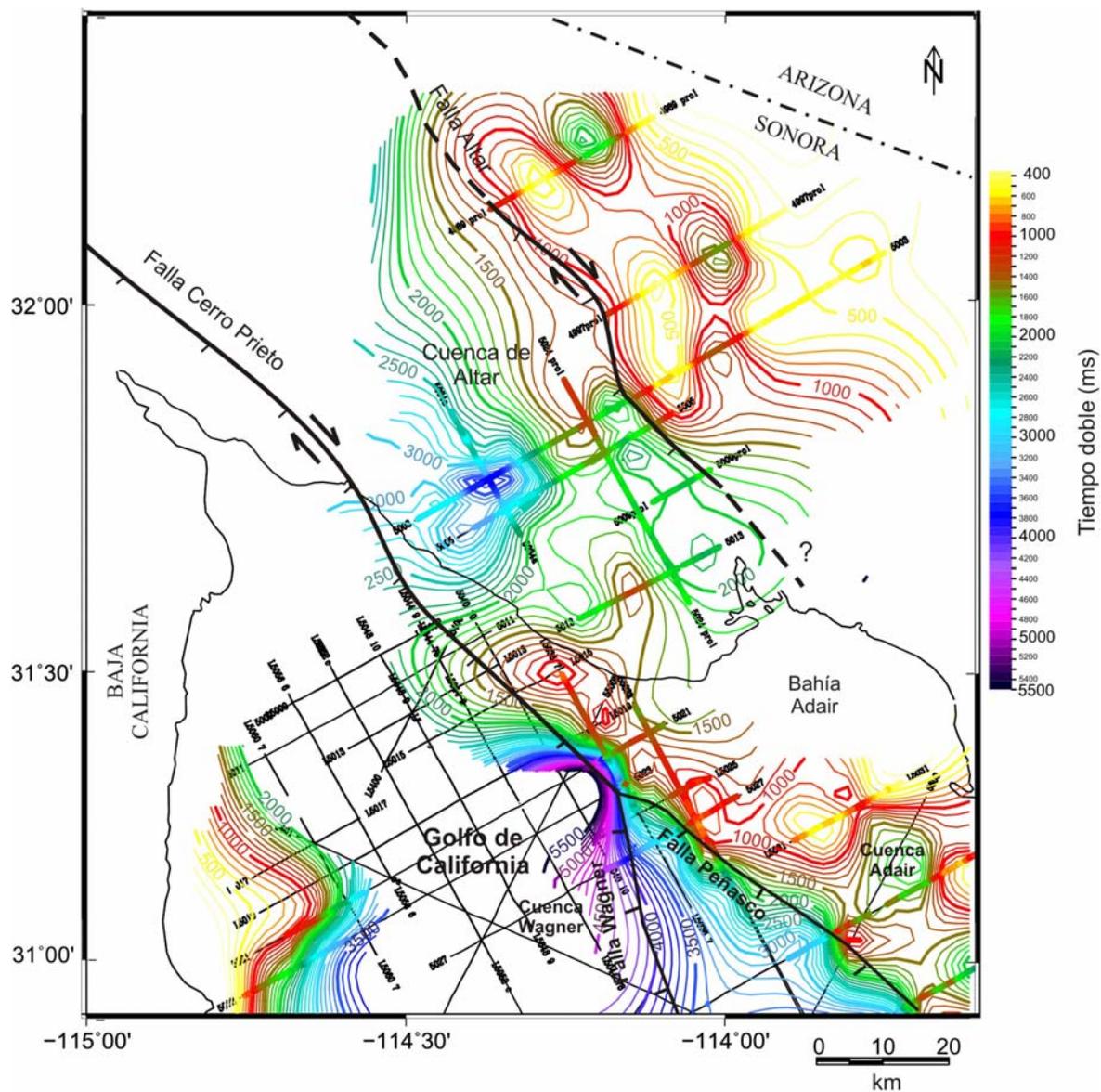


Figura 23. Mapa de configuración de isocronas correspondientes al basamento acústico de la cuenca de Altar y norte del Golfo de California. El mapa incluye configuración de basamento y algunas fallas interpretadas en el norte del Golfo de California (González *et al.*, 2006). Las regiones marcadas en color sobre las líneas sísmicas representan los sitios donde se localizó e interpretó el basamento.

La configuración del basamento muestra un gran depocentro en la porción central-oeste de la cuenca de Altar, entre las líneas 5034a, 5003 y 5005; en esta parte el basamento es identificado a 3.8 s de TD, que correspondería a una profundidad de ~3.8 km. Hacia el sur existe un alto estructural, en la línea 5013, que indica que este depocentro es una cuenca cerrada por este alto estructural (Figura 23).

Al comparar los altos y bajos estructurales con el mapa de anomalías gravimétricas de Bouger de la región de Altar de Espinosa-Cardena y Elders (2003) podemos constatar que nuestro modelo de configuración de basamento en tiempo es congruente con estas anomalías. La alineación NW de los altos gravimétricos en las líneas 4989prol, 4997prol y 5003 corresponde con la alineación de los valores mínimos en tiempo para el basamento interpretado en este trabajo. Además el depocentro es evidenciado por la presencia de un bajo gravimétrico entre las líneas 5034a, 5003 y 5005, donde se presenta a su vez el máximo tiempo de registro de basamento en esta zona (Figuras 19 y 23). También, dos bandas de anomalías magnéticas, una de valores máximos al este de la falla Altar y otra de valores mínimos al oeste, se correlacionan con la distribución similar de los valores de tiempo de registro de basamento mínimos al este y máximos al oeste de la falla Altar.

La firma sísmica de basamento acústico es identificada debido a la baja correlación de las ondículas, las velocidades de apilamiento correspondientes al basamento interpretado están en el rango de 3500 a 4000 m/s. De acuerdo con datos de pozo cercanos, reportados por Pacheco y colaboradores (2006), las rocas cristalinas de basamento corresponden a granito, granodioritas y rocas metamórficas de edad Cretácico tardío a Terciario temprano

(79 ± 5 Ma a 61 ± 5 Ma), con algunas intrusiones volcánicas cuaternarias (1.4 ± 5 Ma). La rocas de basamento metamórfico pueden estar ubicadas cercanas a la Sierra del Rosario, y las rocas graníticas hacia la porción oeste de la cuenca, en las vecindades de la falla Cerro Prieto (Sumner, 1972).

III.3 Interpretación de horizontes

La interpretación realizada sobre las imágenes sísmicas nos permitió definir diversos horizontes sísmicos, el procedimiento consistió en seleccionar cada reflector por línea sísmica y tratar de correlacionarlo con las líneas vecinas. La nomenclatura utilizada para nombrar a los horizontes sísmicos corresponde a los límites de secuencia (LS) de acuerdo a su correlación con los resultados de la interpretación litoestratigráfica de pozos reportados por Pacheco et al. (2006).

A partir de la línea 5034a y el pozo W6 (Figura 24) se eligieron dos horizontes que marcan límites de secuencias: LS-A, LS-B, además de otro horizonte, que pertenece a la secuencia B, que le hemos llamado B1. A estos tres horizontes de agregó uno más, que hemos nombrado horizonte LS-D, que ha sido interpretado como el límite de una secuencia dentro de la cuenca Rosario (Figura 24).

El horizonte LS-A sólo se ha logrado correlacionar entre las líneas 5034a y parte de la línea 5003 (Figura 25), dentro del mayor depocentro, no encontramos una extensión de este reflector hacia las otras líneas. El reflector tiene una amplitud de onda sísmica máxima de +100 db, y un tiempo de registro máximo de 3000 ms que correspondería a ~3 km de profundidad (5034a en anexo A). Este horizonte corresponde a lutitas de posible edad Mioceno tardío a Plioceno temprano que sobreyacen directamente al basamento cretácico (Pacheco-Romero, 2004).

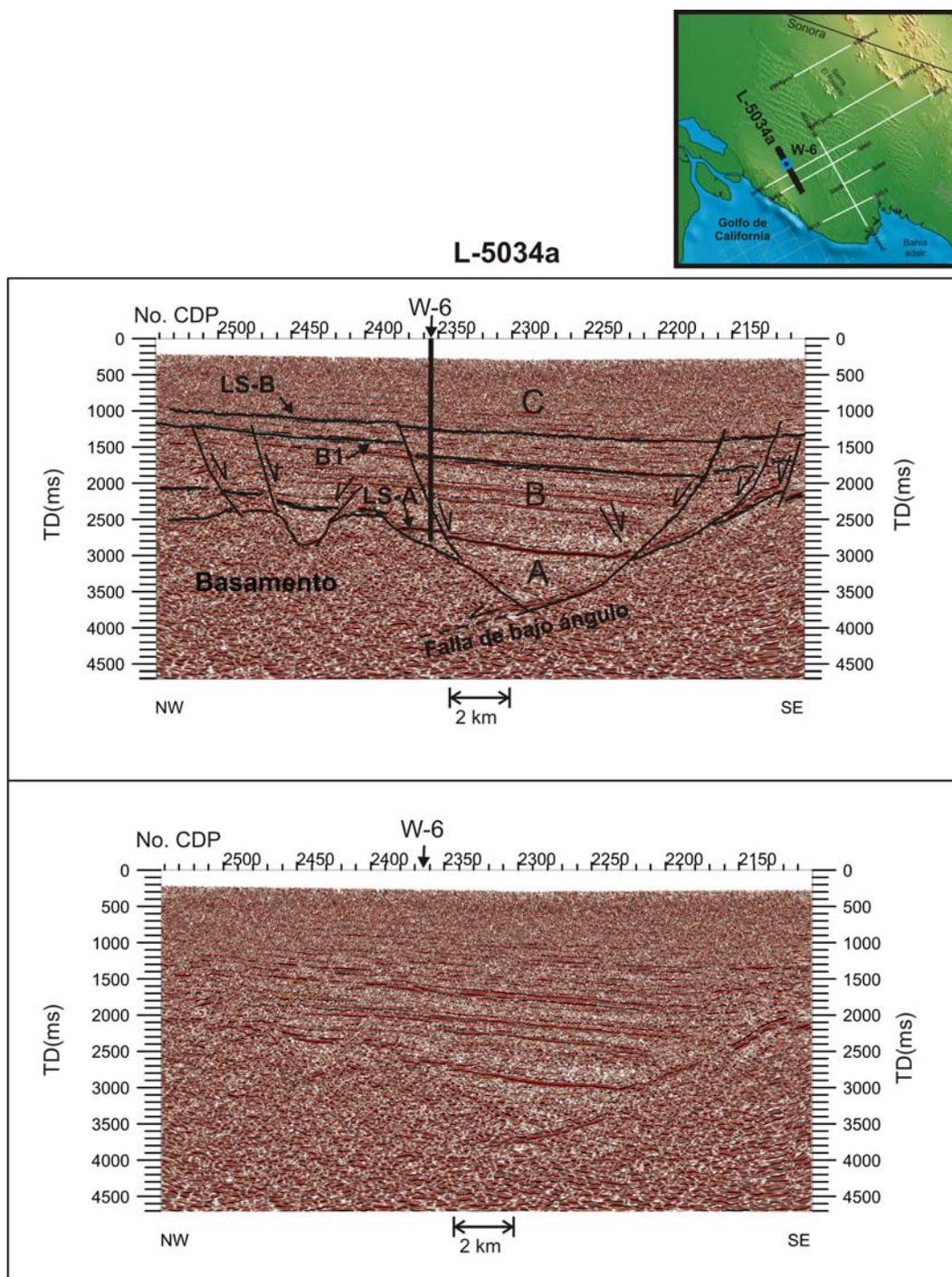


Figura 24. Línea 5034a y pozo W6 en el que se han interpretado las unidades depositacionales A, B y C. La figura incluye los horizontes que marcan los límites de secuencias y algunas fallas interpretadas en esta línea.

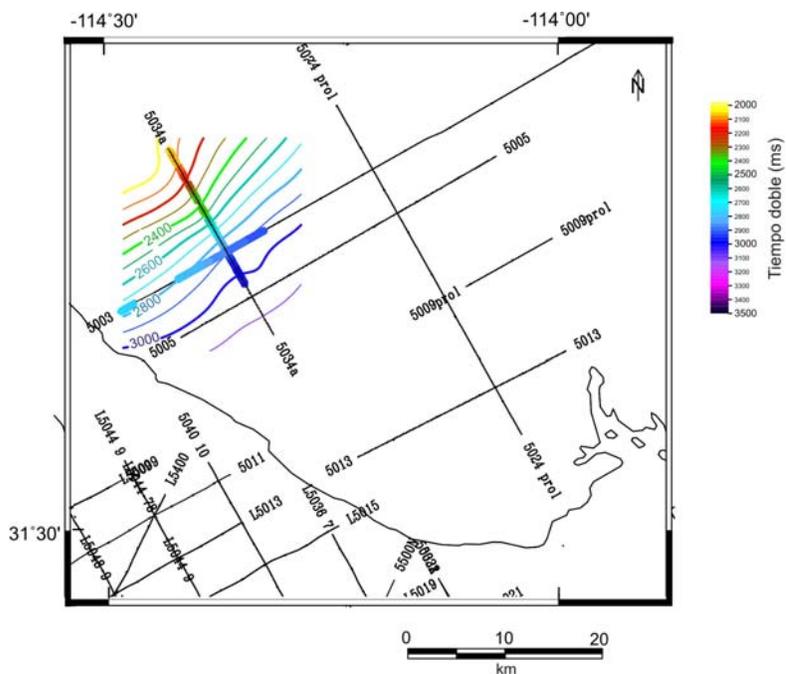


Figura 25. Mapa de configuración de isocronas correspondientes al horizonte LS-A. Las regiones marcadas en color sobre las líneas sísmicas representan los sitios donde se interpretó el horizonte.

El reflector LS-A tiene una inclinación hacia el SE de $\sim 3.5^\circ$ y tiene un cierre a falla que lo pone en contacto con el basamento (5034a en anexo A). Este reflector tiene buena coherencia lateral y no está afectado por plegamientos fuertes.

El espesor de la unidad A lo hemos obtenido calculando la diferencia de tiempos de registro entre la configuración de basamento acústico y la configuración del horizonte LS-A (Figura 26), el máximo espesor de la unidad A es de 880 ms de TD que corresponderían a ~ 900 m en la parte más profunda del depocentro y a 100 ms de TD (~ 100 m) en los bordes de éste.

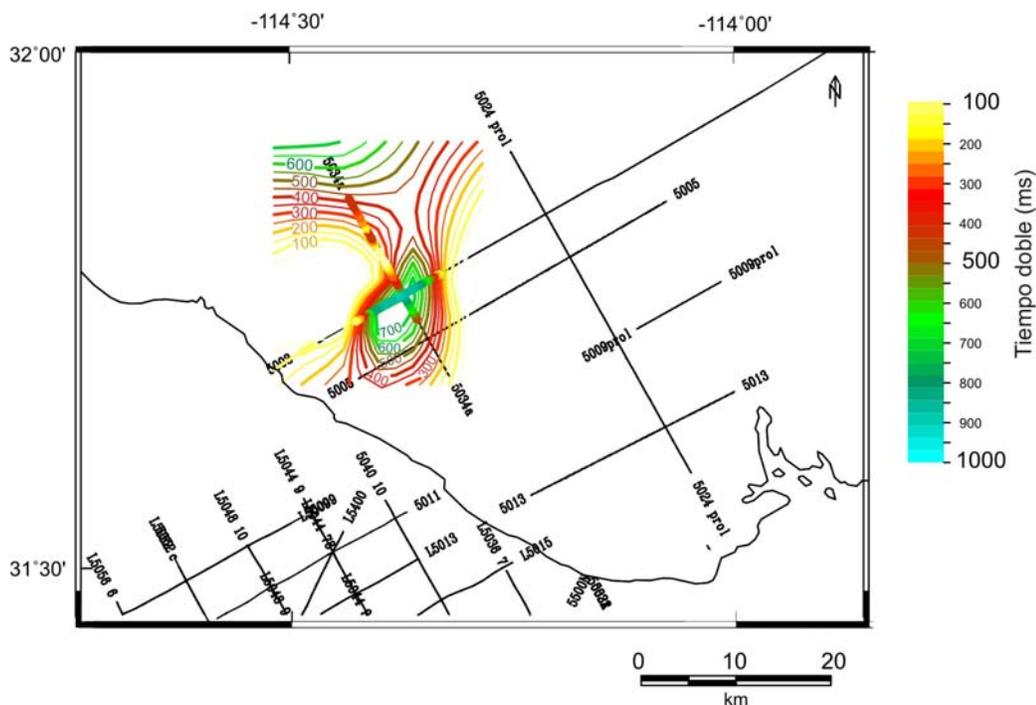


Figura 26. Mapa de isopacas en tiempo correspondientes al horizonte LS-A. Las regiones marcadas en color sobre las líneas sísmicas representan los sitios donde se calculó el espesor en tiempo del horizonte.

La unidad B corresponde a una alternancia de lodolitas y areniscas que sobreyacen concordantemente a la unidad A (Pacheco-Romero, 2004). El límite de secuencia B lo hemos nombrado horizonte LS-B, el mapa de configuración es mostrado en la Figura 27. El reflector tiene una amplitud de onda sísmica máxima de -40 db, y un tiempo de registro máximo de 1500 ms que correspondería a ~1.5 km de profundidad (Figura 27). Este reflector tiene una correlación lateral de media a buena, en ocasiones el horizonte se vuelve difuso pero aún así permite marcarlo. El horizonte LS-B está afectado por pliegues y fallas principalmente en la parte SW de las líneas 5003 y 5005, y además presenta terminaciones de capas de tipo onlap sobre basamento acústico (5003, 5005 y 5024prol en anexo A).

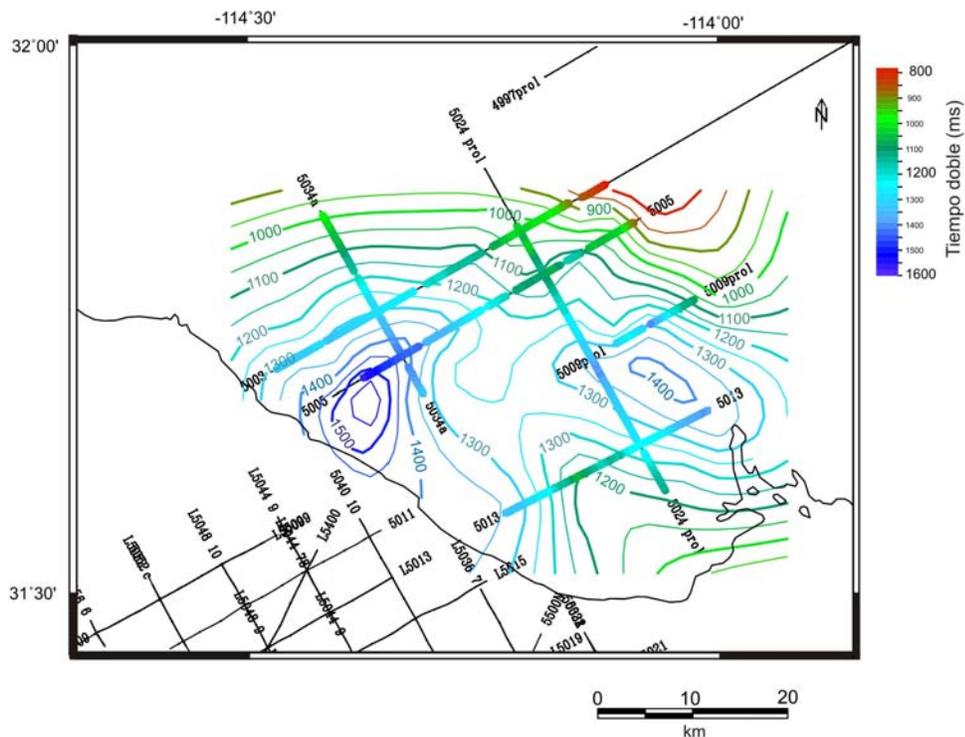


Figura 27. Mapa de configuración de isocronas correspondientes al horizonte LS-B. Las regiones marcadas en color sobre las líneas sísmicas representan los sitios donde se interpretó el horizonte.

El mapa de isopacas en tiempo de la unidad B es presentado en la Figura 28, en él se muestran solamente la diferencia de tiempos entre el horizonte LS-A y el horizonte LS-B. El resultado indica un tiempo de espesor máximo de 1600 ms de TD (~1.6 km) y un tiempo mínimo de 1100 ms de TD (~1.1 km). El mayor espesor se presenta en la parte más profunda del depocentro (Figura 28).

Dentro de la unidad B hemos seleccionado otro horizonte que presenta una amplitud negativa alta (-40 db) y una buena coherencia lateral, lo hemos nombrado horizonte B1.

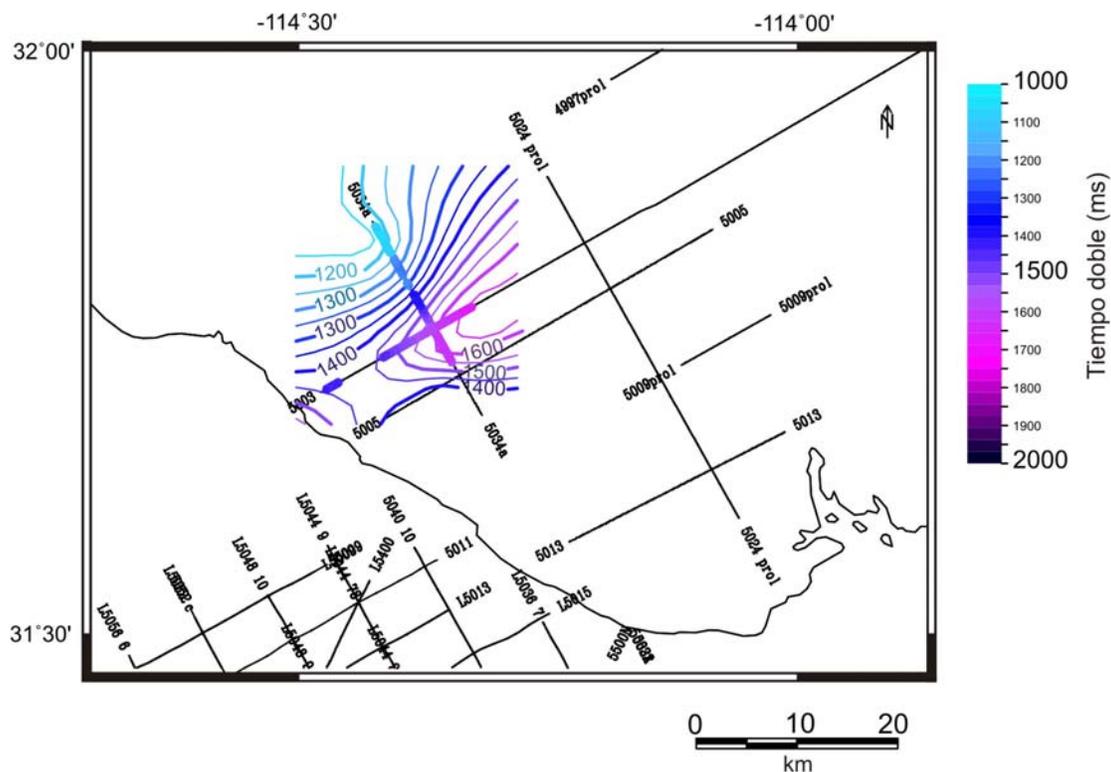


Figura 28. Mapa de isopacas en tiempo correspondientes al horizonte LS-B. Las regiones marcadas en color sobre las líneas sísmicas representan los sitios donde se calculó el espesor en tiempo del horizonte.

El horizonte B1 se presenta en la mayoría de las líneas, es paralelo al horizonte LS-B, y es muy similar en sus características, pero está a una profundidad mayor que el horizonte LS-B. El mapa de configuración es mostrado en la Figura 29, el tiempo máximo de registro es de 1920 ms de TD ms y el mínimo de 1140 ms de TD. La diferencia en tiempos dobles entre el horizonte LS-B y el horizonte B1 se muestra en la Figura 30, la diferencia mayor es de 480 ms de TD y la menor es de 200 ms de TD; estos valores son registrados en la línea 5034a.

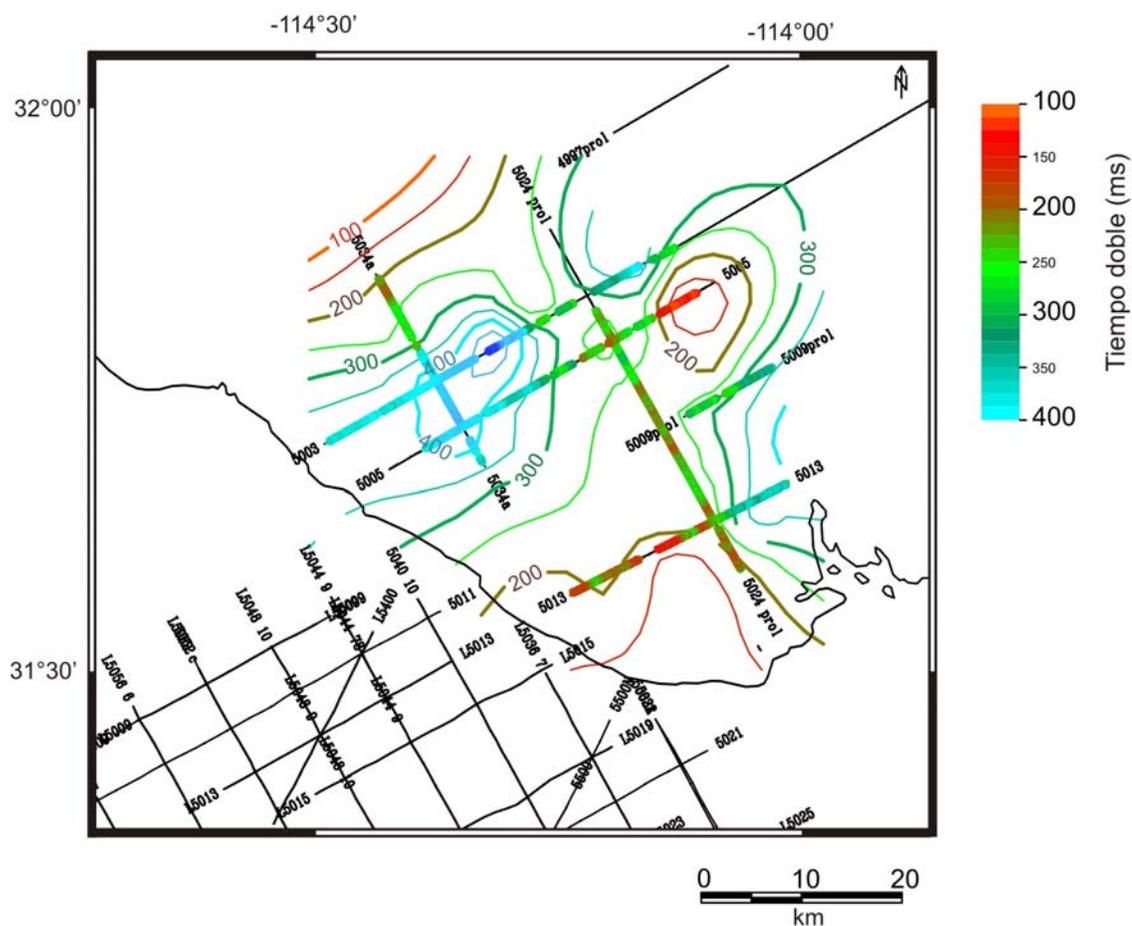


Figura 30. Mapa de isopacas en tiempo correspondientes al horizonte B1. Las regiones marcadas en color sobre las líneas sísmicas representan los sitios donde se calculó el espesor en tiempo del horizonte.

Los horizontes LS-B y B1 tienen un cierre con la falla Altar, en la parte central de la línea 5003 (5003 en anexo A), que los pone en contacto con un alto estructural del basamento acústico. En la parte este de la falla de Altar, se localiza la cuenca Rosario que contiene un registro importante de una secuencia sedimentaria, las secciones sísmicas que procesamos no permiten continuar los horizontes B y B1 hacia esta cuenca.

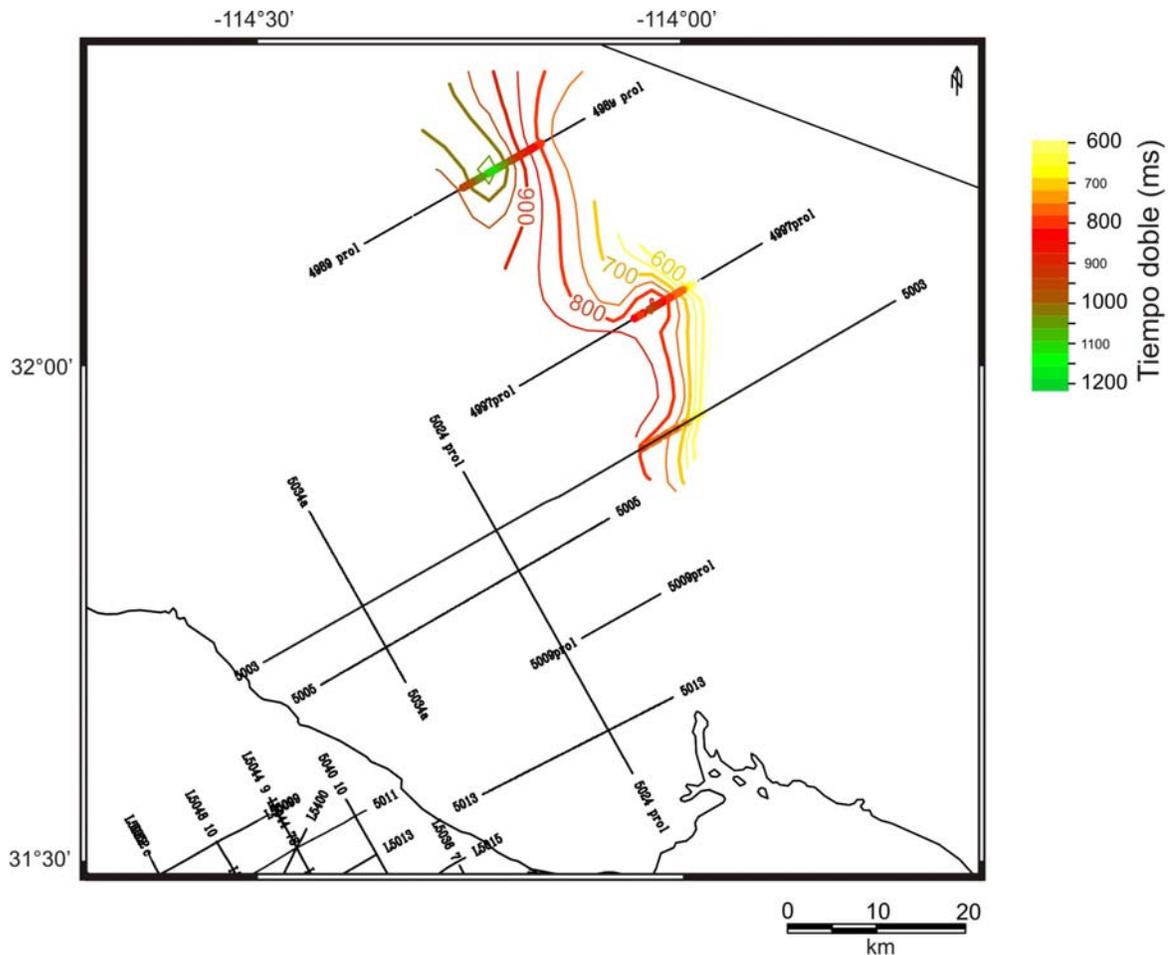


Figura 31. Mapa de configuración de isocronas correspondientes al horizonte D. Las regiones marcadas en color sobre las líneas sísmicas representan los sitios donde se interpretó el horizonte.

A la unidad encontrada en la cuenca Rosario, le hemos nombrado unidad D y el reflector más fuerte de esta unidad es el horizonte D. Este reflector tiene una coherencia lateral buena, con una amplitud sísmica máxima de -50 db. La configuración del horizonte D es mostrada en la Figura 31, el tiempo máximo de la configuración es de 960 ms de TD y el mínimo es 450 ms de TD. El gradiente de caída del horizonte tiene una dirección SW, hacia la falla Altar.

El horizonte D está afectado por pliegues y fallas principalmente en la parte SW de las líneas 4989prol, 4997prol y 5003 (anexo A), y presenta terminaciones de capas de tipo onlap sobre el basamento acústico (4989prol en anexo A).

El espesor de la unidad D fue calculado a partir de la diferencia entre los tiempos marcados para el horizonte D y el basamento acústico, el mapa de configuración es mostrado en la Figura 32. El tiempo de espesor mayor es de 590 ms de TD (~600 m) y el tiempo mínimo es de 100 ms de TD (~100 m).

IV. DISCUSIÓN

IV.1. Falla Altar

Uno de los objetivos de este trabajo es localizar los principales rasgos estructurales en la cuenca de Altar. Estudios anteriores de Sumner (1972) y Pacheco et al. (2006) basados en datos aeromagnéticos y gravimétricos proponen que la estructura que delimita el margen este de la cuenca Altar es la falla Altar. De acuerdo a la interpretación de las secciones sísmicas, se ha confirmado la presencia de una estructura que genera un cambio en las anomalías gravimétricas, provocada por una caída en el nivel (~1 km) de basamento hacia el SW relacionada con la falla Altar (5003 en Anexo A).

Esta falla tiene un componente de desplazamiento lateral derecho, inferido a partir de la separación y desplazamiento entre los altos de anomalías gravimétricas (~25 mGal) a los costados de la falla Altar. Además otra posible evidencia del desplazamiento es la baja correlación en los reflectores cercanos a esta falla, que se presentan en una banda difusa de reflexiones (zonas de trituración de roca), indicando la zona de falla Altar con una cierta componente de desplazamiento (4997prol, 4989prol y 5003, anexo A). El alto ángulo de buzamiento de la falla de Altar (~ 83°) nos sugiere que el desplazamiento lateral es posible. De acuerdo con datos de la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM, catálogo de eventos: periodos de 1976-2006) no se ha reportado actividad sísmica importante durante los últimos 30 años en la zona de falla Altar, lo que nos sugiere que esta falla está actualmente inactiva. No existen evidencias en superficie para delimitar la traza de la falla Altar, debido a que esta zona de falla ha sido cubierta por las dunas eólicas del desierto de Altar.

Las alineaciones de las anomalías gravimétricas indican la continuación de la falla Altar hacia el noroeste de la cuenca de Altar, donde es colineal a las fallas Algodones y San Andrés en el límite SE de la depresión de Salton (Figura 2), como lo han propuesto algunos autores (Sumner, 1972; Pacheco *et al.*, 2006). Por otra parte, no podemos confirmar la continuación de la falla de Altar hacia la bahía de Adair, no existen secciones sísmicas que nos permitan digitalizar los reflectores y marcar la continuación de la falla hacia la bahía. Sin embargo, de acuerdo a la dirección general de las estructuras, y a la configuración del basamento acústico, inferimos que la traza de la falla puede proyectarse hacia la bahía Adair (Aragón-Arreola *et al.*, 2003) (Figura 23), en donde existen estructuras muy similares a las interpretadas en la parte NE de la región de Altar.

IV.2.- Unidades sismoestratigráficas y delimitación de depocentros

La distribución y los espesores de los horizontes sísmicos permiten localizar las áreas de depositación. Los mapas de configuración de los horizontes muestran que entre las líneas 5034a, 5005 y 5003 se encuentra un gran depocentro de ~6 km de profundidad (5003 en anexo A), los mayores espesores de las unidades A, B y C están en esta parte; esto también es indicado por el patrón e intensidad de la anomalía gravimétrica de ~45 mGal en el depocentro. De acuerdo a datos de pozos interpretados por Pacheco *et al.* (2006), se propone que el mayor depocentro se ubica hacia el NW de la cuenca de Altar, entre los pozos W-4 y W-5 (Figura 33). Consideramos que este depocentro se extiende y profundiza hacia el sur, hacia el mayor depocentro reportado en este trabajo y termina hacia la falla de bajo ángulo Torres y las fallas Taracahita y Taracahita2 que ponen en contacto al basamento con las unidades depositacionales (5034a en anexo A).

Por otra parte, las líneas sísmicas no cubren la parte norte de la cuenca de Altar, no es posible seguir los horizontes sísmicos hacia esa porción, sin embargo, de acuerdo a los datos del pozo W-1 de Pacheco et al. (2006), se reporta la presencia de las unidades A, B y C con espesores menores respecto a los encontrados en la parte sureste de la cuenca; el basamento cristalino es registrado a una profundidad de 2.8 km, lo que nos indica que existe una disminución de la profundidad de la cuenca hacia el norte (Figura 33).

La correlación de las unidades A y B hacia la cuenca Rosario no es muy clara, se necesita realizar un análisis bioestratigráfico y litoestratigráfico a partir de datos de pozo para determinar la edad de los depósitos contenidos en la cuenca Rosario y correlacionarlos con las unidades de la cuenca Altar. Por el momento se ha encontrado que el horizonte D se distribuye ampliamente dentro de la cuenca Rosario y está caracterizado por una señal de amplitud fuerte y buena coherencia lateral. La configuración general del horizonte D muestra un buzamiento hacia el SW de 3° y un mayor tiempo de registro (~ 1 s) hacia la parte NW de la cuenca Rosario, hacia la línea 4989prol donde la cuenca es más profunda. El espesor entre el basamento y el horizonte D aumenta hacia la falla Caborca (~800 m) y disminuye hacia la falla Rosario (~500 m), el aumento de espesores y el buzamiento del horizonte D nos indica que la falla Caborca fue la principal estructura que controló la subsidencia y sedimentación de la cuenca Rosario.

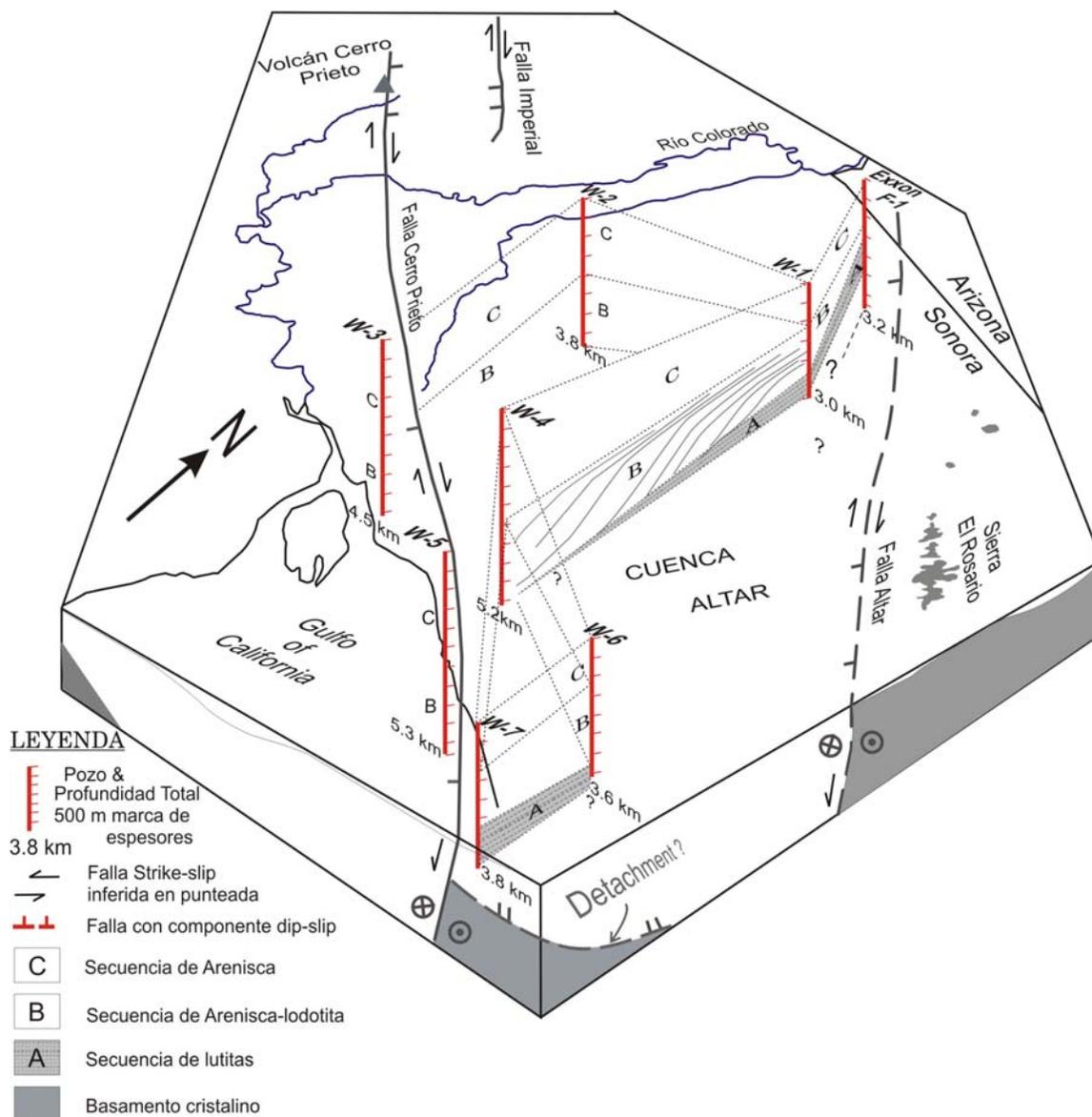


Figura 33. Diagrama de la cuenca de Altar y áreas cercanas. La correlación de secuencias entre pozos está basada principalmente en la composición litológica. Las unidades estratigráficas en el pozo Exxon F-1 son de Eberly y Stanley (1978). El límite este de la cuenca de Altar es la falla de Altar, propuesta inicialmente por Sumner (1972). El movimiento dextral oblicuo de esta falla es inferido de desplazamientos en las anomalías gravimétricas y magnéticas y con base en la proyección de la falla San Andrés y Algodones hacia el sureste en la falla Altar. La correlación de las secuencias de los pozos 3 y 5 hacia los otros pozos a través de la falla Cerro Prieto no están incluidas en esta interpretación. (Tomada y modificada de Pacheco et al. 2006)

La unidad C es una secuencia de tipo post-rift, no presenta fallamiento fuerte ni estructuras con alto grado de deformación. Esta unidad se reporta como arenas y conglomerados que representan los depósitos fluviales del Río Colorado (Pacheco, 2004) y se distribuyen ampliamente en el desierto de Altar. La extensión y conexión de la cuenca Altar y Rosario hacia las cuencas del Golfo de California no está bien definida, pero estas cuencas podrían representar las cuencas de conexión entre el Río Colorado y el Golfo de California en el Mioceno tardío, y abandonadas durante el Plioceno para reubicar la subsidencia hacia el NW, en la cuenca Cerro Prieto y Laguna Salada (Pacheco *et al.*, 2006, Martín-Barajas, 2000) y con la relocalización del transporte de sedimentos hacia la desembocadura actual en el delta del Río Colorado y en las cuencas Wagner, Consag y la región del Alto Golfo (Hurtado-Artunduaga, 2002; Persaud *et al.*, 2003; Aguilar-Campos, 2007).

IV.3.- Modelo estructural e implicaciones tectónicas

La estructura de la región de Altar parece estar controlada por un tren de fallas que van cambiando de dirección hacia el NE. Estas fallas son de tipo normal y se presentan en dos zonas con diferente intensidad de deformación: zona de deformación Cerro Prieto-Altar (*ZDCPA*) y la zona de deformación Altar-Caborca (*ZDAC*). En la *ZDCPA* el espesor de la corteza disminuye al acercarse hacia el Golfo de California en el límite con la falla Cerro Prieto. Este adelgazamiento permite que exista un efecto mayor de los esfuerzos y un aumento en la cantidad de deformación, creando fallas con cierta componente rotacional en dirección oblicua al desplazamiento de la falla Cerro Prieto (John Fletcher, CICESE, comunicación personal). Estas fallas oblicuas son de tipo lístrico y muestran un

comportamiento de conexión entre las fallas Cerro Prieto y Altar. La geometría de las fallas lístricas son comúnmente observadas en deslizamientos de depósitos deltaicos y en gran parte de la provincia Basin and Range (Beach y Trayner, 1991; Peacock *et al.*, 2000).

La presencia de fallas de bajo ángulo es reportada en el valle de Mexicali y en el noroeste de Baja California (Siem y Gastil, 1994; Axen y Fletcher, 1998), éstas acomodan la subsidencia en la margen oeste de la depresión de Salton. En la cuenca de Altar, Pacheco *et al.* (2006) proponen una falla de bajo ángulo relacionada con la discordancia de basamento cristalino con sedimentos de edad Mioceno y la proyectan hacia la parte sur de la cuenca; sin embargo, la distribución de las líneas sísmicas 5034a, 5003 y 5005 permiten modificar la dirección de la falla de bajo ángulo hacia el límite del depocentro localizado entre estas líneas. Se atribuye la formación de una falla de bajo ángulo en esta zona a la presencia de sedimentos evaporíticos que tienen un comportamiento plástico que favorece el deslizamiento de los bloques y la conexión de las fallas lístricas con la fallas de bajo ángulo. Esta falla de bajo ángulo corresponde a la falla Torres. La dirección de caída de bloques indica una componente de extensión en dirección NW-SE; esta caída afecta a la mayoría de los reflectores y se detiene en los depósitos de la unidad C, con terminaciones de tipo downlap en el basamento (5034a en anexo A).

La cuenca de Altar está dentro de la ZDCPA que yace en el bloque de piso de la falla Cerro Prieto y presenta evidencias de un fuerte levantamiento reciente (Ortlieb, 1991). Estos levantamientos se concentran en la boca del Río Colorado y en el golfo de Santa Clara (Colletta y Ortlieb, 1984).

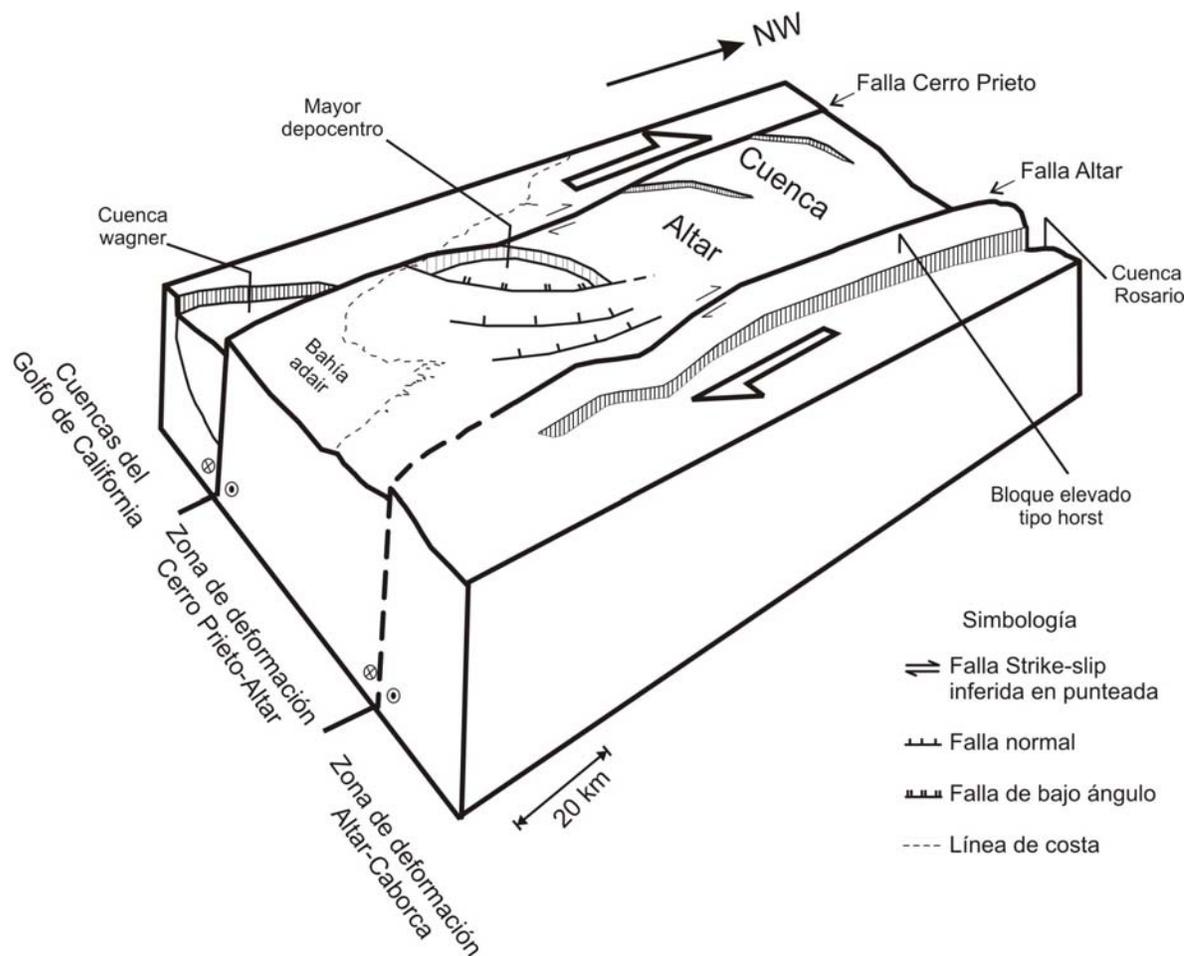


Figura 34. Modelo estructural de la cuenca de Altar y áreas cercanas. Este modelo esquemático muestra los principales rasgos estructurales a nivel de basamento interpretado a partir de líneas sísmicas. La falla Altar constituye el límite este de la cuenca Altar que está ubicada dentro de la zona de deformación Cerro Prieto-Altar, y esta zona es caracterizada por la rotación de la dirección de fallas hacia el NE.

Mientras que la cuenca Rosario está dentro de la ZDAC, y constituye una depresión que aumenta hacia el noroeste. El margen oeste de la cuenca Rosario está representado por un bloque levantado de basamento de tipo horst, relacionado a la base de la sierra el Rosario.

Se propone que la falla Altar marca el límite entre la ZDCPA y la ZDAC, además consideramos que esta estructura representa la falla de margen este de la cuenca Altar que controló el comportamiento de transporte y sedimentación. Las cuencas extensionales son caracterizadas por fallas de márgenes con horst basculados y sistemas de terrazas desarrollados en fallas lítricas o planares (Gibbs, 1984). Algunos modelos de cuencas proponen que el fallamiento de extensión es un componente temprano y relativamente rápido en la evolución de la cuenca. De acuerdo con Oliver et al. (2002) existen cuatro factores que influyen los estilos estructurales de las cuencas rift: el comportamiento mecánico de los paquetes prerift y sinrift, la actividad tectónica antes del rifting, la oblicuidad del rifting, y la actividad tectónica después del rifting; y con base en estos factores se define una cuenca rift estándar con cuatro diferentes variaciones. Basados en las características estructurales en la cuenca de Altar, ésta correspondería a una cuenca rift estándar, ya que contiene un paquete prerift de sedimentos evaporíticos con fallas de basamento escalonadas que se desplazan perpendicular a la dirección de máxima extensión; además es clasificada con una variación de tipo tres, que son cuencas caracterizadas por fallas con desplazamiento de rumbo, normal y desplazamiento oblicuo y con tren múltiple (paralelo al tren del rift y perpendicular a la dirección de máxima extensión) (Figura 34).

Algunas evaluaciones a partir de los 6.3 Ma (Oskin *et al.*, 2001) indican ~260 km de extensión oblicua a través de márgenes rifts en el periodo de esfuerzos transtensionales en el Golfo de California. Trabajos recientes basados en secciones sísmicas indican que la deformación en el área del golfo siguió un proceso de relocalización de la deformación que ha producido cuencas transtensionales abandonadas a lo largo del margen este del Golfo (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007). El abandono de la cuenca de Altar pudo resultar del proceso de la reubicación de deformación en la falla Cerro Prieto y cuencas cercanas.

V. CONCLUSIONES

- 1.- El procesado de los datos sísmicos generó secciones sísmicas en tiempo en ~300 km de cobertura lineal que permitieron conocer en profundidad la cuenca de Altar y áreas cercanas. El detalle estructural y sismoestratigráfico de la cuenca de Altar resulta de alta resolución, reconociendo eventos de hasta cuatro segundos de tiempo doble de registro (~4 km en profundidad).
- 2.- El trazo de la falla Altar inferida en base a datos gravimétricos por Sumner (1972) y Pacheco et al. (2006) es confirmado con las secciones sísmicas. La falla Altar es interpretada como una interrupción de basamento, en salto vertical, de 500 ms de tiempo doble que corresponde ~1 km de desplazamiento vertical. La falla de Altar es la estructura que marca el límite de margen este y el control de la cuenca de Altar. La conexión de esta falla con otras estructuras en la bahía de Adair no es muy clara, es necesario contar con datos gravimétricos y/o sísmicos para conocer la estructura de la corteza en esa zona.
- 3.- El basamento acústico es somero (~500 m) en la porción NE de la región de Altar, y va cayendo gradualmente en forma escalonada hacia el norte del Golfo de California. Existe un gran depocentro entre las líneas 5003, 5005 y 5034a con una profundidad calculada de ~ 6 km en su parte central.

- 4.- La configuración general y el tipo de fallas interpretadas a partir de las secciones sísmicas, nos indican que existen dos zonas de deformación en la región de Altar: zona de deformación Altar-Caborca (ZDAC) y zona de deformación Cerro Prieto-Altar (ZDCPA). La dirección de las fallas que tiende a conservarse paralelas con un rumbo ~N37W en la ZDAC, mientras que en la zona ZDCPA la dirección de las fallas presenta una rotación progresiva hacia el NE relacionada con la actividad de la falla Cerro Prieto.

- 5.- La cuenca Rosario es una cuenca de tipo graben delimitada por las fallas Rosario y Caborca con dirección N37W, esta cuenca tiene una profundidad de ~1.5 km y aumenta hacia el norte. Esta cuenca pudo ser un paleocanal por el cual circulaban el aporte de sedimentos provenientes del río Colorado hacia las cuencas del norte del Golfo de California.

- 6.- Las características estructurales en la cuenca de Altar, la ubican como una cuenca rift estándar, que contiene un paquete prerift de sedimentos evaporíticos con fallas de basamento escalonadas y de bajo ángulo que se desplazan perpendicularmente a la dirección de máxima extensión; además está caracterizadas por fallas con desplazamiento de rumbo, normal y desplazamiento oblicuo.

- 7.- Recomendamos afinar los parámetros de algunas etapas del procesamiento de los datos para mejorar aún más la calidad de las secciones sísmicas. En particular efectuar un análisis detallado de correcciones estáticas para mejorar la resolución de las secciones

sísmicas en la parte somera de estas. Asimismo, sugerimos continuar con el procesado de los datos sísmicos hacia la parte más al norte de la cuenca de Altar, para conocerla a mayor detalle y completar el modelo estructural de la región.

VI. LITERATURA CITADA

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

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

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.

Axen, G.J., y Fletcher, J.M. 1998. Late Miocene-Pleistocene extensional faulting northern Gulf of California, Mexico and Salton Trough, California. *International Geology Review*. 40: 217-244 p.

Badley, M.E. 1985. *Practical Seismic Interpretation*. IHRDC. Boston. 185 p.

Beach, A., y Trayner, P. 1991. The geometry of normal faults in a sector of the offshore Nile Delta, Egypt. En: Roberts, A. M., Yielding, G., Freeman, B. (Eds.). *The Geometry of Normal Faults*, Special Publication. Geological Society of London. 56:173-182 p.

Colleta, B., y Ortlieb, L. 1984. Deformation of middle and late pleistocene deltaic deposits at mouth of the Rio Colorado, Northwestern Gulf of California. En: Mapilca Cruz, V., Celis Gutierrez, S., Guerrero García, J & Ortlieb, L. (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.

Cox, M. 2002. *Static corrections for seismic reflections surveys*. Society of Exploration Geophysicists. Segunda Edición. Tulsa, Oklahoma. 531 p.

DeMets, C. 1995. A 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. *Geophys. Res. Lett.* 26: 1921-1924 p.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., y Stein, S. 1990. Current plate Motions. *Geophysical Journal International*. 101:425-478 p.

Dibblee, T.W. 1984. Stratigraphy and tectonics of the San Felipe Hills, Borrego Badlands, Superstition Hills, and Vacity. En: Rigsby, A.C. (ed.). *The Imperial basin tectonics, sedimentation, and thermal aspects*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section. 40: 45-70 p.

Dokka, R.K., y Merriam, R.H. 1982. Late Cenozoic extension of northeastern Baja California, México. *Geological Society of America Bulletin*. 93: 371-378 p.

Dorsey, R., y Martín-Barajas, A. 1999. Sedimentation and deformation in a Pliocene-Pleistocene transtensional supradetachment basin, Laguna Salada, north-west Mexico. *Basin Research*. 11: 205-221 p.

Dorsey, R., Flurette, A., McDougall, K., Housen, B., Janecke, S. U., Axen, G. J., y Shirvell, S. R. 2007. Chronology of Miocene-Pliocene deposits at Split Mountains Gorge, Southern California: A record of regional tectonics and Colorado River evolution. *Geology*. 35(1):57-60 p.

Eberly, L.D., y Stanley T.B., 1978, Cenozoic stratigraphy and geologic history of southwestern Arizona: *Geological Society of America Bulletin*, 89, 921-940 p.

Elders, W.A. 1979. The geologic background of the geothermal fields of the Salton Trough. En: Elders, W.A. (ed.). *Geologic and geothermics of Salton Trough*. Geological Society of America, Riverside, California. 1-19 p.

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

Elders, W.A., Bird, D.K., Williams, A.E. y Schiffman, P. 1984. Hydrothermal flow regime and magmatic heat source of the Cerro Prieto Geothermal system, Baja California, México. *Geothermics*. 13: 27-47 p.

Espinosa-Cardena, J.M., y Elders, W.A. 2003. Tectonic Implications of Gravity Anomalies in the Northern Gulf of California and Salton Trough Rift Systems *in* Cordilleran Section Meeting: Puerto Vallarta, Mexico. Geological Society of America. 35(4):26 p.

Fitch, A.A. 1976. *Seismic Reflection Interpretation*. Gebruder Borntraeger, Berlin-Stuttgart. 207 pp.

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

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

Fuis, G.S., Kholer, W.M. 1984. Crustal structure and tectonics of the Imperial Valley region, California. En: C.A. Rigsby (Ed.). *The Imperial Basin- Tectonics, Sedimentation, and Thermal Aspects*. Soc. Econ. Paleontol. and Mineral, Pacific Section. 1-13 p.

Fuis, G.S., Headley, W.D., McMechan, G.A., y Luther, W.J. 1982. Crustal structure of the Imperial Valley region. En: Fuis, G.S. (ed.). *The Imperial valley, California Earthquake of October 15, 1979*. U.S. Geological Survey Profesional Paper. 25-49 p.

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.

Gans, B.P., MacMillan, I., Wong, M., y Roldán-Quintana, J. 2003. Structural and magmatic evolution of the Sonoran rifted margin: a preliminary report, in 99th annual

meeting, Cordilleran Section, Geological Society of America, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 1–3, 2003. Geological Society of America, Abstracts with Programs. 35 (4): 21 p.

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

González, G.J., Prawirodirdjo, L., Bock, Y., y Agnew, D. 2003. Guadalupe Island, Mexico as a new constraint for Pacific plate motion: *Geophysical Research Letters*. 30(16): doi: 10.1029/2003GL017732.

González-Escobar M., Martín-Barajas, A., Abdeslem-García, J., y Aragón-Arreola, M. 2006. Evolución Tectonoestratigráfica de las Cuencas del Norte del Golfo de California, Procesamiento e interpretación de datos de sísmica de reflexión. Reporte técnico 410303843, PEMEX. 3:23 p.

Henry, C.D. 1989. Late Cenozoic Basin and Range structure in western México and adjacent to the Gulf of California, México. *Geological Society of America Bulletin*. 101: 1147–1156 p.

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

Hoskins, H., y Wood, W. 1996. Seismic acquisition system grounding and noise. En : Paull, C.K., Matsumoto, R., Wallace, P.J., (eds). *Proc. ODP, Init Repts.*, 164; College Station, TX(Ocean Drilling Program). 43-46 p.

Hurtado-Artuanga, 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 Thompson, G.R. 1986. Diagenesis of Plio-Pleistocene sediments of the Colorado River Delta, southern California. *Journal of Sedimentary Petrology*. 56:89-98 p.

Johnson, N. M., Officer, C. B., Opdyke, N. D., Woodard, G. D., Zeitler, P. K., y Lindsay, E. H. 1983. Rates of late Cenozoic tectonism in the Vallecito-Fish Creek basin, western Imperial Valley, California. *Geology*. 11: 664-667.

Kasper-Zubillaga, J.J., y Carranza-Edwards A. 2005. Grain size discrimination between sands of desert and coastal dunes from northwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 22(2): 383:390 p.

Larson, P.A., Mudie, J.D., y Larson, R.L. 1972. Magnetic anomalies and fracture-zone trends in the Gulf of California, *Geol. Soc. Am. Bull.* 83: 3361-3368.

Lee, J., Miller, M.M., Crippen, R., Hacker, B., y Ledesma-Vazquez, J. 1996. Middle Miocene extension in the Gulf Extensional Province, Baja California: Evidence from the southern Sierra Juarez: *Geological Society of America Bulletin*. 108(5):505-525 p.

Lindseth, R.O. 1987. Digital processing of Geophysical data. A Review, TRD, Alberta CA. 292 pp.

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

Lonsdale, P. 1989. Geology and tectonic history of the Gulf of California. En: Winterer, D. y Hussong, M. (eds.). *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii. The Geology of North America Geological Society of America, Boulder, CO.* 499-521 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., Vazquez-Hernandez, S., Carreño, A.L., Helenes, J., Suárez-Vidal, F., y Alvarez-Rosales, J. 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.

McDougall, K.A., Poore, R.Z., y Matti, J.C. 1999. Age and paleoenvironment of the Imperial Formation near San Gregorio Pass, Southern California. *Journal of foraminiferal Research*. 29:4-25 p.

McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., y Amaya-Martínez, R. 1997. Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico. *Geological Society of America, Bulletin*. 109: 1349–1360 p.

McPhee, J.A. 1990. Basin and Range. Noonday Press. New York. 215 p.

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

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

Minster, J.B., y Jordan, T.H. 1978. Present-day plate motions. *Journal of Geophysical Research*. 83:5331-5354 p.

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

NASA, 2002. Imagen de satélite tomada con sensor MODIS de la costa sur de California y Baja California (modificada), <http://visibleearth.nasa.gov/cgi-bin/viewrecord?26072>.

Nourse, J.A. 1989. Geological evolution of two crustal scale shear zones, Part II: The Magdalena metamorphic core Complex (Ph D Dissertation). California Institute of Technology. 396 p.

Oliver, W.M., Schlische, R.W., y Olsen, P.E. 2002. Rift-basin and its influence on sedimentary systems. *Society for Sedimentary Geology*. 73:57-81 p.

Ortlieb, L. 1991. Quaternary vertical movements along the coast of Baja California and Sonora. En: Dauphin, J.P. y Simoneit, B. R., (Eds.). *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists. 47: 447-480 p.

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

Pacheco-Romero, M.F. 2004. Estructura y evolución de la cuenca de Altar, Sonora, a partir de la integración de datos geofísicos y geológicos (Tesis de Maestría en Ciencias). Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE), México. 125 p.

Pacheco-Romero, M.F., Martín-Barajas, A., Elders W.A., Espinoza-Cardena, J.M., Helenes J., y Segura, A. 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., Knipe, R.J., y Sanderson, D.J. 2000. Glosary of normal faults. *Journal of Structural Geology*. 22:291-305 p.

Persaud, P., Stock, J.M., Steckler, M., Martin-Barajas, A., Diebold, J.B., Gonzalez-Fernandez, A. y Mountain, G. 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.

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.

Roldán-Quintana, J., Mora-Klepeis, G., Calmus, T., Valencia-Moreno, M., y Lozano-Santacruz, R. 2004. El graben de empalme, Sonora, México: Magmatismo y tectónica extensional asociados a la ruptura inicial del Golfo de California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 21(3):320-334 p.

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

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

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

Stewart, J.H., y Roldán-Quintana, J. 1994. Map showing late Cenozoic extensional tilt patterns and associated structures in Sonora and adjacent areas, Mexico: 1:1,000,000: U.S. Geological Survey, Miscellaneous Field Studies Map, Map MF-2238, with text included.

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

Stock, J.M., y Lee, J. 1994. Do microplates in subduction zones leave a geological record?. *Tectonics*. 13(6): 1472-1487 p.

Sumner, J.R. 1972. Tectonic significance of gravity and aeromagnetic investigations at the head of the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*. 83: 3103-3120 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. 1970. An oceanic ridge earthquake swarm, northern Gulf of California, March, 1969: *Am. Geophys. Union Trans.* 51(4): 357 p.

Thatcher, W., y Brune, J.N. 1971. Seismic study of an oceanic ridge earthquake swarm in the Gulf of California. *Royal Astron. Soc. Geophys Jour.* 22: 473-489 p.

Vega-Granillo, R., Calmus, T. 2003. Mazatán metamorphic core complex (Sonora, Mexico): Structures along the detachment fault and its exhumation evolution. *Journal of South American Earth Sciences*. 16: 193-204 p.

Winker, C.D. y Kidwell, S.M., 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.

Wong, M.S., y Gans, P. 2003. Tectonic implications of Early Miocene extensional unroofing of the Sierra Mazatán metamorphic core complex, Sonora, Mexico. *Geology*. 31: 953–956 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.

ANEXO A

LÍNEAS SÍSMICAS INTERPRETADAS