



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

“PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO
DE PERFILES DE REFLEXIÓN SÍSMICA EN EL TALUD
CONTINENTAL DEL GOLFO DE TEHUANTEPEC”

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A:
SERGIO JORGE ROMAÑN REINOSO

DIRECTOR DE TESIS:
DR. CARLOS A. MORTERA GUTIÉRREZ



CIUDAD UNIVERSITARIA, D.F.,

2004



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-1-967

SR. SERGIO JORGE ROMAÑN REYNOSO
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Carlos A. Mortera Gutiérrez y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

**PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO DE PERFILES DE REFLEXIÓN
SÍSMICA EN EL TALUD CONTINENTAL DEL GOLFO DE TEHUANTEPEC**

| | |
|-----|--------------|
| | RESUMEN |
| I | INTRODUCCIÓN |
| II | ANTECEDENTES |
| III | METODOLOGÍA |
| IV | RESULTADOS |
| V | DISCUSIÓN |
| VI | CONCLUSIONES |
| | REFERENCIAS |
| | APÉNDICE |

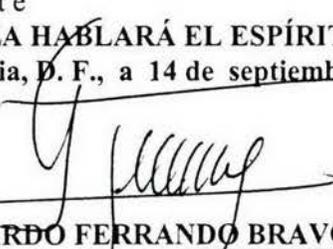
Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

“POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU”

Cd. Universitaria, D. F., a 14 de ~~septiembre~~ de 2004
EL DIRECTOR


M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

~~GFB/JAGC*gtg~~

DEDICATORIAS

A mis papás.

A mis hermanos.

A Daniela.

Gracias por apoyarme en todo.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Carlos A. Mortera Gutiérrez por brindarme su asesoría y todo el apoyo para realizar esta tesis.

Al Dr. William Lee Bandy, al Dr. Martín Cárdenas Soto, al Ing. Ricardo Castrejón Pineda y a la M. C. Tatiana Kerdan Kurdaliova por sus comentarios y tiempo dedicado a la revisión de esta tesis.

A la UNAM por la oportunidad de realizar mis estudios.

A mi abuelita Conchita, a mi abuelito Daniel y a todos mis primos y tíos que me han enseñado lo valioso que es la familia.

A mis amigos que me han acompañado durante este tiempo y con los que he compartido muchas aventuras.

ÍNDICE

| Tema | Página |
|------------------------------------------------------|--------|
| RESUMEN | |
| I. INTRODUCCIÓN..... | 1 |
| II. ANTECEDENTES | |
| UBICACIÓN FISIAGRÁFICA..... | 3 |
| ESTUDIOS GEOLÓGICOS Y GEOFÍSICOS..... | 6 |
| III. METODOLOGÍA | |
| DATOS DE BATIMETRÍA Y REFLEXIÓN SÍSMICA..... | 17 |
| PROCESAMIENTO DE LOS DATOS DE REFLEXIÓN SÍSMICA..... | 23 |
| IV. RESULTADOS | |
| BATIMETRÍA Y PERFILES SÍSMICOS..... | 58 |
| ESTRUCTURA DEL TALUD CONTINENTAL..... | 94 |
| V. DISCUSIÓN..... | 102 |
| VI. CONCLUSIONES..... | 105 |
| REFERENCIAS..... | 107 |
| APÉNDICE..... | 111 |

RESUMEN

Este estudio determina las estructuras del fondo marino y del subsuelo en la parte oeste del talud superior del Golfo de Tehuantepec a partir de datos batimétricos y datos sísmicos de reflexión. El análisis de los datos batimétricos aportó evidencias de derrumbes (uno de ellos masivo), del tipo de drenaje, del fallamiento y de la pendiente del talud continental en el área de estudio. Los datos sísmicos fueron procesados para obtener imágenes del subsuelo que pudieran ser analizadas en relación al tectonismo que ocurre en el margen continental donde converge la dorsal de Tehuantepec. La secuencia de procesamiento de los datos sísmicos se enfocó en tres puntos importantes, la deconvolución, el apilamiento y la migración. La deconvolución mejoró la resolución vertical de los datos, el apilamiento eliminó ruido incoherente y la migración mejoró la resolución horizontal. Con las secciones sísmicas finales se procedió a hacer un análisis estratigráfico y a identificar las estructuras principales como fallas y cuencas rellenas de material procedente de derrumbes. Con la posición geográfica de las trazas sísmicas, estas estructuras fueron relacionadas con las estructuras del fondo oceánico observadas en la batimetría. Entre los principales resultados se tiene la presencia de un derrumbe masivo y de fallas que afectan a los reflectores más recientes lo que aporta evidencia de un tectonismo reciente en la parte superior del talud propiciando condiciones de inestabilidad al margen continental y por ende sitios potenciales para generar tsunamis.

I INTRODUCCIÓN

El registro paleoclimático muestra que el clima del planeta está siempre cambiando. La variabilidad climática, incluyendo los cambios en la frecuencia de los eventos extremos (tales como sequías, inundaciones y tormentas) siempre ha tenido un gran impacto en las actividades humanas. El registro paleoclimático nos permite examinar las causas del cambio climático pasado originado por fenómenos naturales y por la influencia del hombre. Los sedimentos lacustres y oceánicos incluyen microfósiles y partes químicas que son usados para interpretar el clima pasado, los cambios de la circulación oceánica y modificaciones regionales de las trayectorias de los vientos.

En el año 2000 a bordo del buque oceanográfico Melville, se hizo un estudio multidisciplinario denominado NEMO-03 en el Pacífico ecuatorial teniendo para examinar el clima y cambios oceanográficos durante el Neógeno Superior. El área de estudio se encuentra en el talud continental del Golfo de Tehuantepec, al suroeste de las laguna Inferior y Superior en las costas de Oaxaca. Durante este estudio se colectaron datos batimétricos, sísmicos de reflexión de alta resolución, núcleos, muestras de agua y mediciones de temperatura y salinidad a diferentes profundidades. La colección de los datos batimétricos y de reflexión sísmica fue con el objetivo de obtener la morfología del fondo marino en el talud continental y de imágenes del subsuelo que proporcionan mayor conocimiento de la sedimentación y tectónica reciente del área, que ha sido poco estudiada.

El principal objetivo de esta tesis es analizar los datos sísmicos de reflexión y junto con la batimetría reconocer estructuras sedimentarias y

tectónicas como fallas, cañones submarinos, derrumbes y deformación de las unidades estratigráficas para con ello determinar si el área es tectónicamente activa y cuales son sus implicaciones en el talud continental del Golfo de Tehuantepec. Además implícitamente, esta tesis provee con el procesamiento de los datos de reflexión sísmica, información de las estructuras someras en el subsuelo para que sea utilizada en estudios subsecuentes sobre los cambios climáticos.

II ANTECEDENTES

UBICACIÓN FISIOGRÁFICA

En el margen continental del Océano Pacífico, el área de estudio se localiza en el Golfo de Tehuantepec frente a las costas mexicanas del Istmo de Tehuantepec, entre Puerto Ángel, Oaxaca, y el Río Suchiate, Chiapas (Figura II.1). Dentro de esta área fisiográfica, una gran cuenca rellena de sedimentos Cenozoicos forma parte del margen continental, entre las costas mexicanas y la fosa de la Trincherá Mesoamericana.

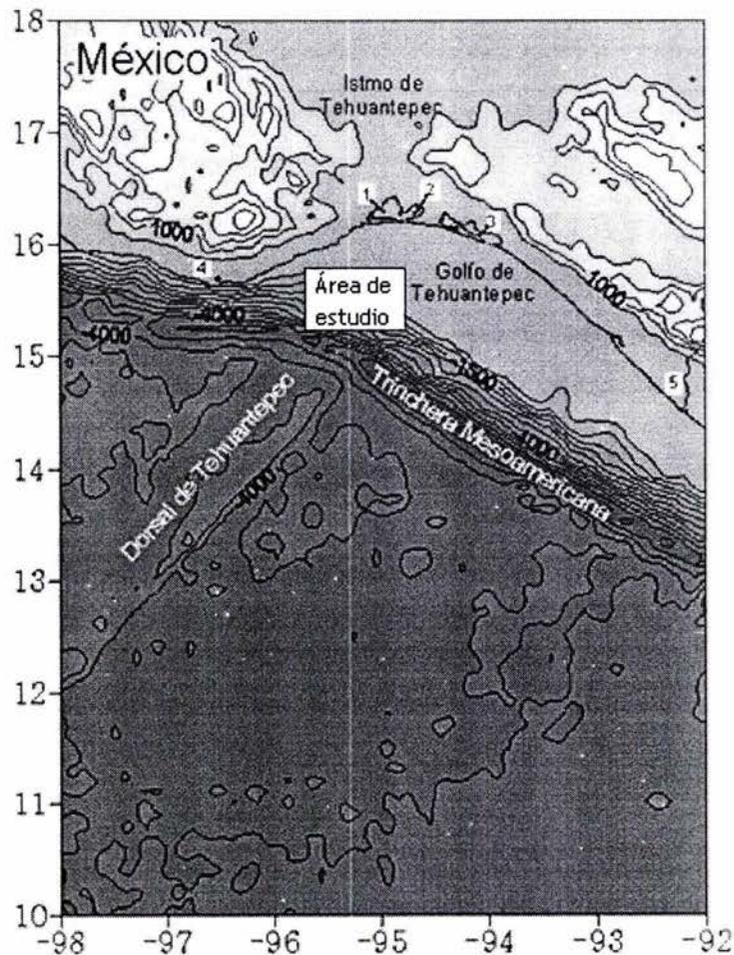


Figura II.1 Ubicación del área de estudio. 1) Laguna Superior, 2) Laguna Inferior, 3) Laguna de Mar Muerto, 4) Puerto Ángel, 5) Río Suchiate. Intervalo entre contornos 500 m.

El área de estudio sísmico de reflexión se ubica en la parte superior del talud continental al noroeste del Golfo de Tehuantepec entre 15.75°N, 95.90°W y 15.25°N, 94.78°W. La distancia más cercana de los perfiles a la costa es de 21.5 km al oeste, mientras que la más lejana es de 106.3 km al este. A 50 km de distancia del extremo sur del área se encuentra la fosa de la Trinchera Mesoamericana que constituye la zona de subducción.

La superficie total del Golfo de Tehuantepec es aproximadamente 49,000 km². La plataforma continental del golfo presenta una pendiente suave de aproximadamente 0.2° hasta los 70 m de profundidad, a partir de ahí se hace más pronunciada. En el extremo oriental el borde de la plataforma ocurre entre los 300 y 400 m de profundidad y se extiende aproximadamente 30 km, en el centro la plataforma continental se extiende aproximadamente 80 km y en el extremo occidental prácticamente no existe. Molina-Cruz y Martínez-López [1994] identifican una terraza marina frente a las lagunas Superior, Inferior y Mar Muerto a 40 km al sur de Salina Cruz, Oaxaca, en dicha terraza se ha formado un banco sedimentario conocido como Banco Oaxaqueño (Figura II.2). El banco está limitado al norte por una pendiente ascendente entre las isóbatas de 100 m y 250 m de profundidad y al sur por una pendiente descendente que corresponde con el borde de la plataforma entre las isobatas de 250 m y 300 m. Al sureste del Banco Oaxaqueño y a 65 Km de la costa de Chiapas, frente al Río Pijijiapan se encuentra el Banco Chiapaneco entre las isóbatas de 160 y 200 m de profundidad, al sur de este banco comienza una pendiente a los 200 m que se va haciendo más pronunciada dando inicio al talud continental a los 400 m. En el extremo sureste del Golfo de Tehuantepec existe un cañón submarino que

marca abruptamente el límite de la plataforma continental. El incipiente mapa batimétrico de Molina-Cruz y Martínez-López [1994] (Figura II.2), muestra de forma general los rasgos morfológicos de la zona de plataforma y talud continental del Golfo de Tehuantepec.

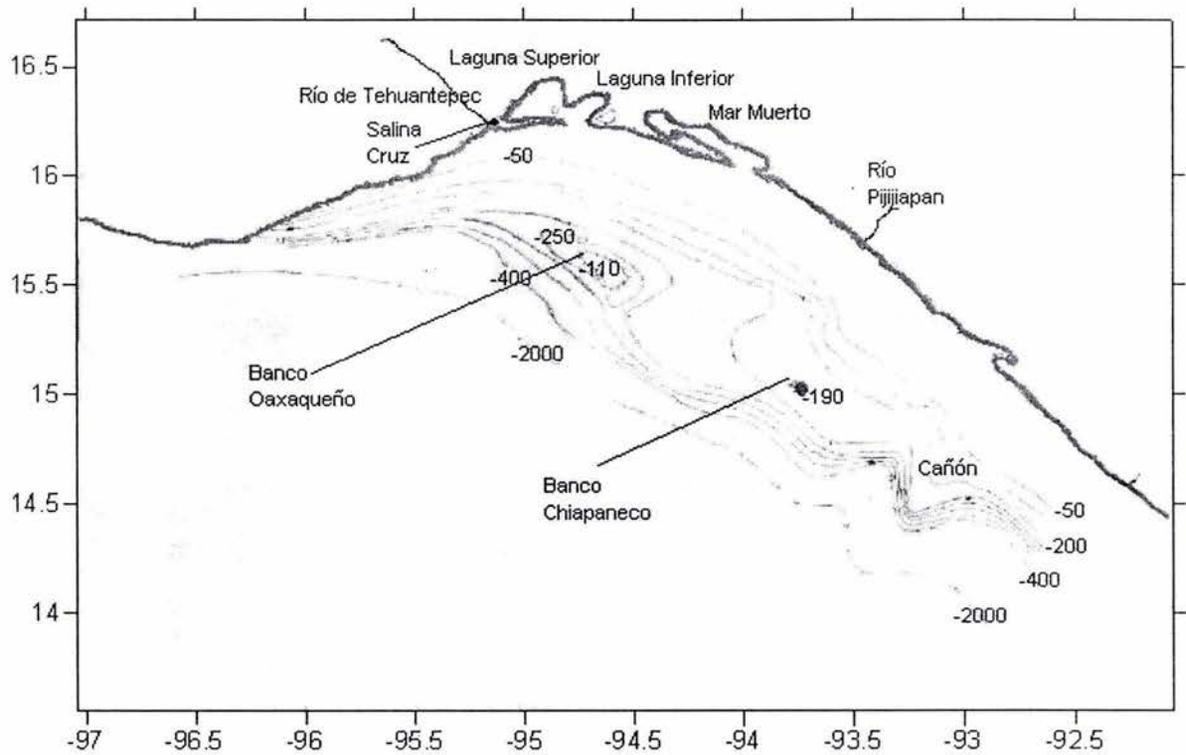


Figura II.2 Batimetría y morfología del Golfo de Tehuantepec. Intervalo entre contornos 50 m.

ESTUDIOS GEOLÓGICOS Y GEOFÍSICOS

Geología Regional

La intersección de los límites de las placas tectónicas de Cocos, Norteamericana y del Caribe tiene gran repercusión en la geología de esta región. Hasta el momento no se ha podido definir de manera concluyente donde tiene lugar esta intersección y de que forma (Figura II.3). Muehlberger y Ritchie [1975], basados en fotografías satelitales sugieren que uno de los brazos del sistema de falla Cuilco-Chixoy-Polochic continúa hacia el suroeste y alcanza la trinchera. Burkart [1978, 1983] propone que la falla Polochic es de desplazamiento lateral izquierdo, que atraviesa el Norte de Guatemala y sur de Chiapas en sentido E-W, y se interseca con un punto de la trinchera ubicado aproximadamente en 15.25°N; propone esa posición porque es ahí donde la trinchera presenta un quiebre en su dirección. La falla Polochic tiene una dirección preferentemente E-W entre las latitudes 15.30°N y 15.42°N. Deaton y Burkart [1984], Dengo et-al [1987] proponen que el desplazamiento de la falla Polochic es Neógeno, comenzó hace 10 Ma y que ha tenido un desplazamiento de 130 km. En contraposición, Anderson et-al. [1985] proponen que el desplazamiento a lo largo de las fallas Cuilco-Chixoy-Polochic es del Cretácico al Terciario temprano. En base a la sismicidad de la zona, Guzmán-Speziale et al. [1989] propone que la unión entre las tres placas no es un punto, sino una zona que esta conformada por los sistemas de fallas Polochic-Motagua y Salinas Cruz. La falla Salina Cruz pasa al este de Salina Cruz es de desplazamiento lateral izquierdo [Viniestra, 1971], corta al Istmo de Tehuantepec en dirección N-S y perfiles sísmicos en el Golfo de Tehuantepec indican que puede continuarse mar adentro [Sánchez-Barreda, 1981]. Otros autores [e.g. Burke y Wadge, 1983] apuntan que no es una falla simple la que delimita las placas

sino una microplaca ramificada que comprende las fallas Motagua, Polochic y otras menores.

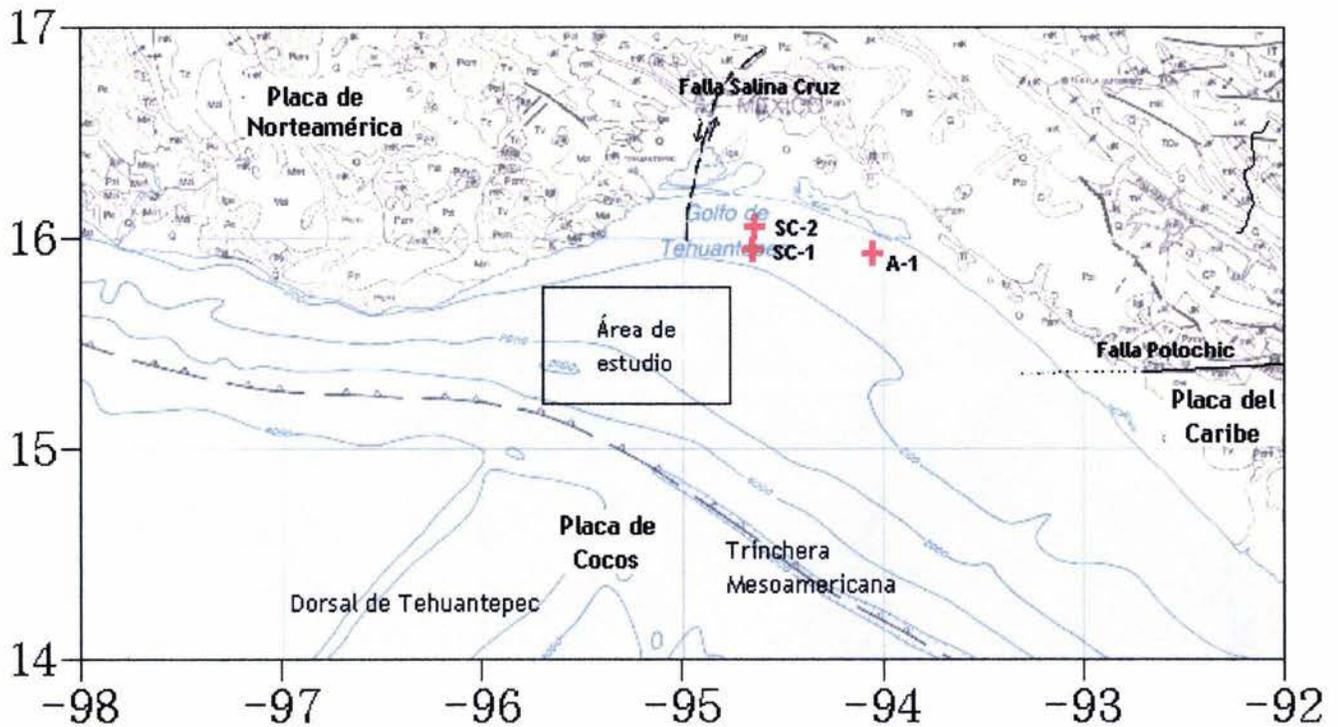


Figura II.3 Tectónica regional y localización de los pozos Salina Cruz 1 (SC-1), Salina Cruz 2 (SC-2) y Arista 1 (A-1). [Modificada del Atlas 7 Middle America Trench Off Western Central America, Ocean Margin Drilling Program].

Carranza-Edwards et al. [1998], estudiaron los ambientes sedimentarios en la llanura costera y en la plataforma del Golfo de Tehuantepec, su trabajo describe que muchas de las playas correspondientes al litoral del Golfo de Tehuantepec reciben sedimentos procedentes del margen continental de México algunos de ellos son de complejos metamórficos del Paleozoico y del Precámbrico, otros son de rocas intrusivas del Mesozoico y del Terciario y de rocas volcánicas del Terciario y Cuaternario, así como sedimentos del Cuaternario. Los sedimentos litorales están

constituidos por arenas finas preponderantemente feldespáticas. Los sedimentos líticos del Golfo de Tehuantepec muestran consistencia ya que presentan una proporción promedio de 64% de feldespato. Sin embargo, la proporción de cuarzo si presenta diferencias significativas en los extremos este y oeste, frente a la Laguna de Mar Muerto. En el margen oriental, la proporción de cuarzo es de 35% mientras que en el margen occidental es de 19%. Estos autores proponen que esta diferencia posiblemente se debe a que los aportes del litoral chiapaneco provienen del volcán Tacaná, resultando una reducción en el contenido de cuarzo. En la plataforma continental los sedimentos de colores oscuros se distribuyen principalmente al oriente y muestran una relación entre el tamaño del sedimento con la profundidad. En las lagunas costeras se observan grandes extensiones de lodos arenosos lo que sugiere un aporte significativo de sedimentos lacustres hacia la plataforma. Morales-Garza y Carranza-Edwards [1995] encuentran que los constituyentes terrígenos de la fracción gruesa de los sedimentos no consolidados del fondo del golfo se constituyen mayoritariamente de minerales de cuarzo y feldespatos y de minerales accesorios de ilmenita, magnetita, zircón y olivino. De estos sedimentos no consolidados, el cuarzo y los restos biogénicos son los constituyentes más abundantes de la fracción arenosa y guardan una relación inversamente proporcional a la profundidad toda vez que el cuarzo es abundante entre 70 y 90 m y su contenido disminuye a profundidades mayores. Además Carranza-Edwards et al. [1998], y Morales-Garza et al. [1990], han reportado que los bancos Oaxaqueño y Chiapaneco son ricos en sedimentos fosfatados y que actualmente se está formando fosforita, lo cual no es muy común.

Los sedimentos tienden a ser más ricos en carbonatos a medida que la profundidad aumenta encontrándose una isolínea de más de 20% de carbonatos a

profundidades mayores a 150 m. En un estudio a partir de radiolarios, Molina-Cruz y Martínez-López [1994], explican lo anterior argumentado que estos organismos no se acercan a la costa debido a la gran cantidad de terrígenos aportados por los ríos. Ellos también encontraron que los radiolarios abundan en la parte central del golfo y en su extremo oeste a partir de los 150 m de profundidad, pero esta distribución se interrumpe enfrente de las desembocaduras de los ríos Tehuantepec, Zimatlán y Copalita debido a la gran cantidad de terrígenos entrantes. Algunos de estos sedimentos provenientes de los ríos en esta región alcanzan las zonas abisales debajo de la plataforma continental. Molina-Cruz y Martínez-López [1994] exponen que los sedimentos terrígenos llegan a profundidades abisales en el extremo oeste del golfo debido a que la plataforma continental prácticamente no existe encontrándose el talud muy cercano a la costa. En la parte central donde la plataforma es más amplia se deposita gran cantidad de sedimentos y fuera de su borde hacia el sur los sedimentos contienen relativamente menor cantidad gruesa.

Once núcleos de sedimentos recuperados en el área de estudio muestran que los sedimentos del Holoceno son laminados y presentan bioturbación intermitente. El núcleo ubicado en 5.65°N, 95.28°W a una profundidad de 740 m contiene 13.42 m de sedimentos. Los sedimentos son laminados a través de la mayor parte del núcleo, las condiciones en la superficie de los sedimentos son fuertemente reductivas. Se encontraron capas ocasionales de 0.5 cm de ceniza y depósitos de turbidita [Pisias et al., 2000].

Al noreste del área de estudio se perforaron los pozos Salina Cruz 1, Salina Cruz 2 y Arista 1 (Figura II.3) con los que Pedrazinni et al. [1982], evaluó el potencial petrolero del área. Concluye que en el Mioceno Tardío se preservó materia orgánica dando lugar a buenos intervalos potencialmente generadores de hidrocarburos, sin embargo las condiciones térmicas y de sepultamiento de los sedimentos no llegaron al nivel de generación de aceite. En el pozo Arista 1 y Salina Cruz 2 identificó un intervalo transgresivo en la parte alta del Mioceno Superior. La etapa final de sedimentación en los tres pozos es regresiva.

Características Geofísicas

Couch y Woodcock [1981] realizan un mapa gravimétrico (Figura II.4) que comprende los márgenes continentales del suroeste de México y noroeste de Guatemala. Describen una estructura caracterizada por un alto gravimétrico que se puede seguir a lo largo de la plataforma exterior de Guatemala hasta el Golfo de Tehuantepec donde abruptamente gira hacia tierra. Los autores relacionan esta anomalía a la que aparece en la Península de Nicoya, Costa Rica. Infieren que la litología está genéticamente relacionada a las rocas cretácicas del Complejo Nicoya. En el extremo oeste de la anomalía positiva, en dirección a tierra, hay una anomalía negativa de -60 mGal que indica una cuenca sedimentaria alargada, sugieren que el espesor de los sedimentos probablemente es de 5 km, asumiendo un contraste de densidades de 0.2 g/cm³ entre los sedimentos y el basamento.

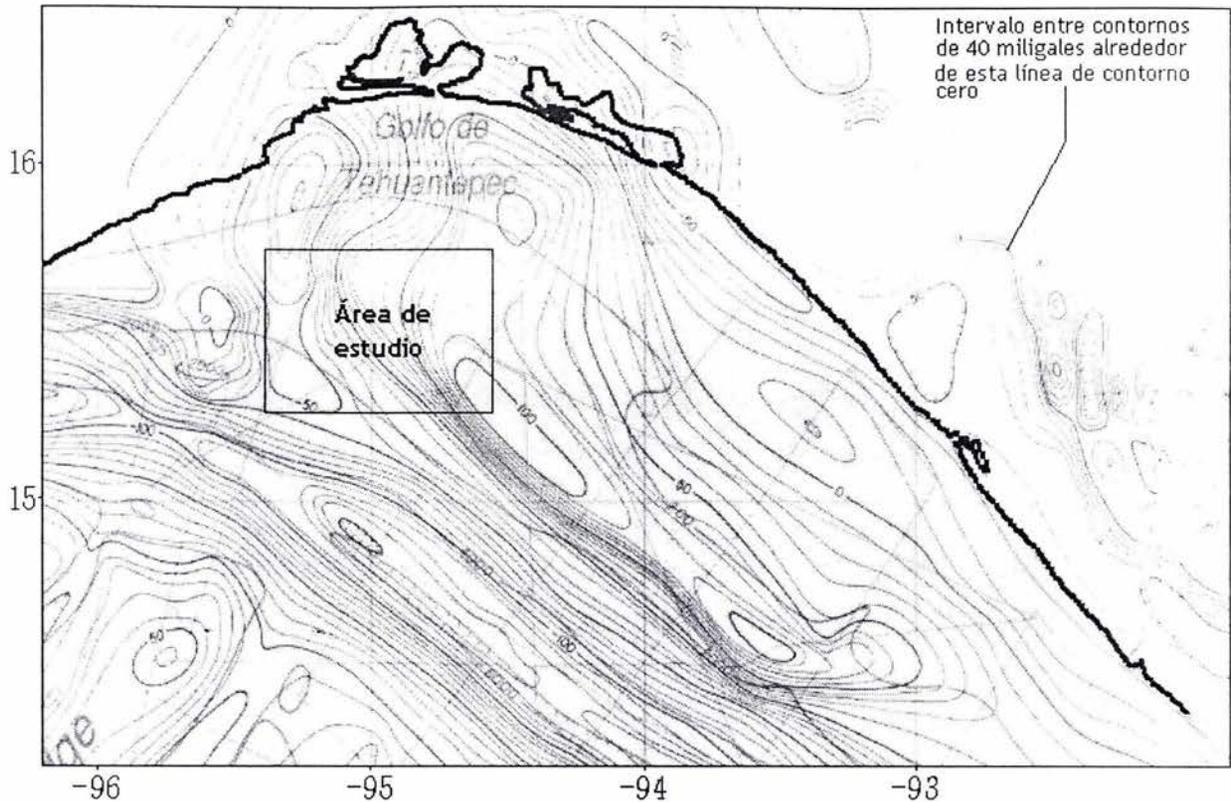


Figura II.4 Mapa Gravimétrico del Golfo de Tehuantepec. Intervalo entre contornos 10 miligales [Tomada del Atlas 7, OMDP, Middle American Trench off Western Central America].

Ponce et al. [1992] estudiaron la actividad sísmica en el Istmo y Golfo de Tehuantepec, concluyendo que ocurre un cambio rápido en la inclinación de la subducción separando dos zonas, una que comprende Chiapas y Centro América y otra la parte sur de México. Relacionan el cambio de la inclinación y el incremento de la profundidad de la zona sísmica a diferencias de la placa de Cocos al cruzar la dorsal de fractura de Tehuantepec. Posicionando una subducción somera al noroeste de la fractura de Tehuantepec donde se encuentra el material oceánico más reciente. Al este de la dorsal la subducción es más inclinada con una sismicidad más profunda y la subducción de la corteza oceánica es alrededor de 15 Ma mayor que al oeste. La sismicidad más somera (50 km) se ubica en las zonas cercanas a la Trinchera

Mesoamericana, mientras que la más profunda domina la parte norte del Istmo de Tehuantepec alcanzando hasta 150 km de profundidad.

A partir de estudios de sismica de refracción se obtuvieron en la plataforma del Golfo de Tehuantepec velocidades de los estratos en el subsuelo (Figura II.5), que han sido validadas en otras investigaciones cercanas a esta área en la plataforma y talud frente las costas de Guatemala. Las velocidades de la Tabla II.1 fueron obtenidas entre las coordenadas 15.26°N y 94.16°W por Shor y Fisher [1961].

Tabla II.1 Velocidades sísmicas en el área de estudio

| Profundidad (m) | Doble Tiempo de Viaje (s) | Velocidad (m/s) | Material |
|-----------------|---------------------------|-----------------|-----------------------------------------------------------------|
| 217 | 0.29 | 1500 | Agua |
| 466 | 0.542 | 1860 | Rocas sedimentarias con grados de consolidación cada vez mayor |
| 867 | 0.922 | 2110 | |
| 1285 | 1.274 | 2370 | |
| 1870 | 1.714 | 2660 | |
| 2528 | 2.154 | 2990 | |
| 3438 | 2.694 | 3370 | |
| 4276 | 3.094 | 4190 | Rocas sedimentarias muy bien consolidadas o el basamento ígneo. |
| 6636 | 4.094 | 4720 | |

En el mismo estudio encontraron velocidades semejantes frente a las costas de Guatemala. En la coordenada 13.5°N y 91.63°W, con un tirante de agua de 120 m hallaron tres capas con velocidades de 1.71, 2.44 y 3.25 km/s y espesores de 0.5, 0.74 y 1.83 km respectivamente, son interpretadas como rocas sedimentarias con mayor grado de consolidación conforme aumenta la profundidad. Dos capas que subyacen a las anteriores con velocidades de 4.40 y 5.8 km/s y espesores de 3.84 y 4.03 km, son consideradas como rocas sedimentarias muy bien consolidadas o rocas ígneas que podrían constituir el basamento sustentados en el vulcanismo en Guatemala y Sur de México. Finalmente una capa de 6.9 km/s de velocidad es más representativa de la corteza oceánica. Además estos autores indican que esta capa es continua desde el océano profundo bajo la trinchera hasta el límite exterior de la plataforma continental.

Ibrahim et al. [1979], obtuvo resultados semejantes a lo anterior en una localidad del golfo (13.3N°, 91.02°W), sobre la plataforma continental. El estudio evidenció que antes del basamento de 5.6 km/s hay cuatro unidades litológicas sedimentarias con velocidad de 1.6, 2.1, 3.3 y 4.5 km/s, y espesores de 0.27, 0.24, 2.27 y 2.4 km respectivamente. Mientras que en otro sitio sobre el talud continental (13.12°N, 90.82°W), se encontraron tres unidades sedimentarias con velocidades de 1.8, 2.1 y 4.8 km/s y espesores de 0.76, 0.35 y 1.33 km; y al basamento lo identifica como una unidad de 2.57 km de espesor con una velocidad de 5.6 km/s. Mientras que la corteza tiene un espesor de 3.11 km con una velocidad de 6.5 km/s.

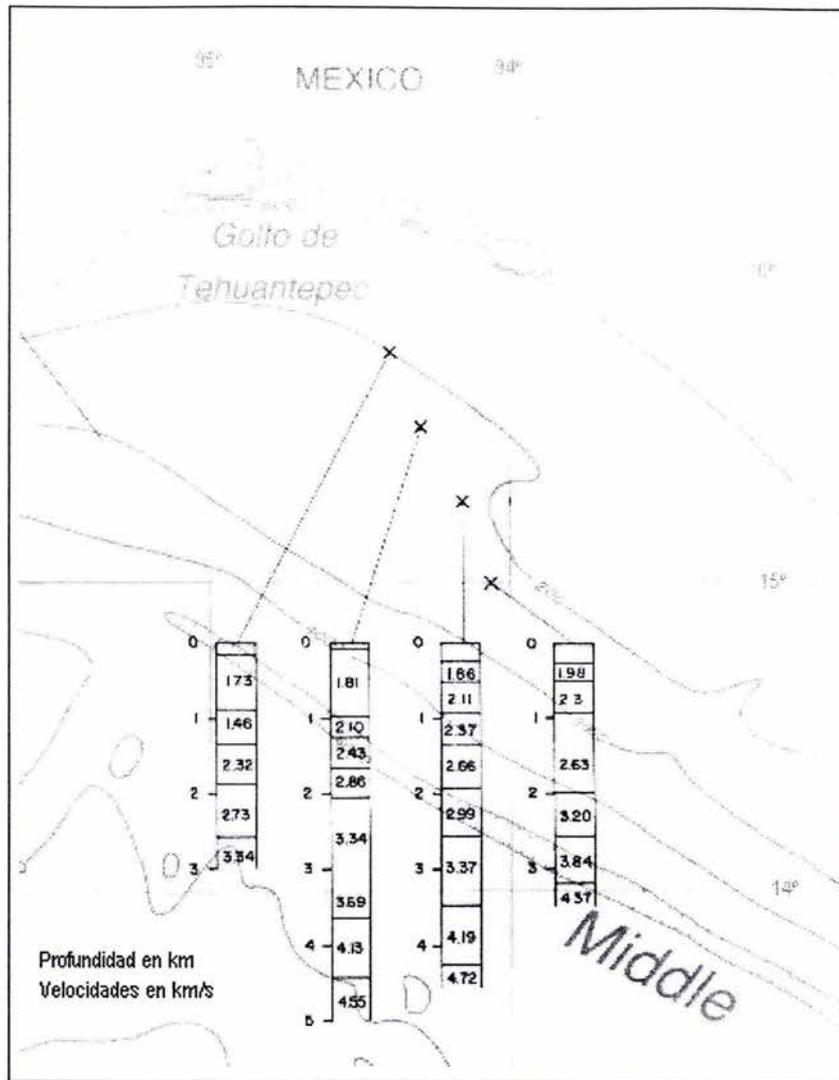


Figura II.5 Localización de las velocidades de los estudios sísmicos previos [Tomada del Atlas 7, OMDP, Middle American Trench off Western Central America].

Seely [1974] propone modelos de cuencas de antearco volcánico (entre el arco y la trinchera) a lo largo de la Trinchera Mesoamericana a partir de perfiles sísmicos. En la región cercana al Golfo de Tehuantepec, frente a Guatemala, el límite exterior de lo que parece ser una cuenca de antearco ocurre debajo de la plataforma continental exterior y el talud superior de la trinchera. Un pozo situado cerca del límite de la plataforma y del perfil sísmico que utiliza para interpretar frente a Guatemala, revelan

que los sedimentos cretácicos y paleocenos están inclinados hacia tierra sobre los flancos de un alto estructural. Reconoce un levantamiento relativo al nivel del mar entre los periodos del Paleoceno y Eoceno indicado por depósitos abisales del Paleoceno y depósitos batiales del Eoceno. Registra una inconformidad angular en la base de los sedimentos del Mioceno Temprano. Estima que en el límite entre la plataforma y el talud a los 3 segundos de doble tiempo de viaje de la onda sísmica se localiza el basamento.

Ladd [1985] apoyándose en la descripción hecha por Seely [1974] del pozo Esso Petrel 1 ubicado frente a Guatemala, interpreta cinco reflectores en la sección GO (Figura II.6 y II.7). Los reflectores A y B son continuos en dirección E-W hasta llegar a la zona donde se ha propuesto el paso de la falla transformante Salina Cruz enfrente de las lagunas Superior e Inferior. La Figura II.7 utiliza la fecha y la hora del estudio sísmico GO para ubicar la sección sísmica en el mapa de la Figura II.6 Entre las 12:00 y 04:00 horas del 7 de Junio de 77 la sección sísmica GO pasa aproximadamente a 8 km del área de estudio.

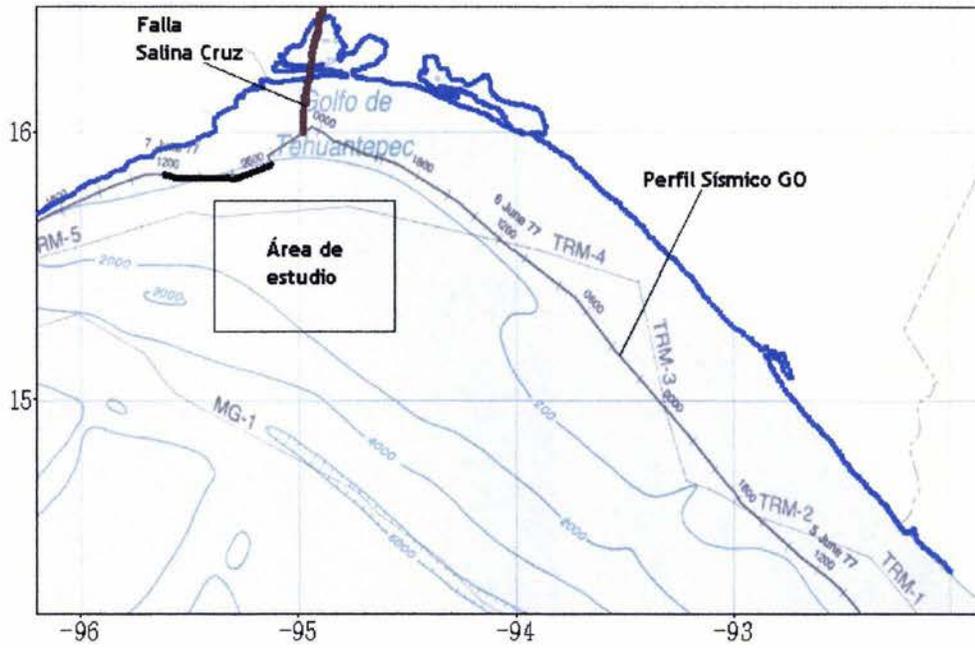


Figura II.6 Área de estudio y la sección sísmica GO.

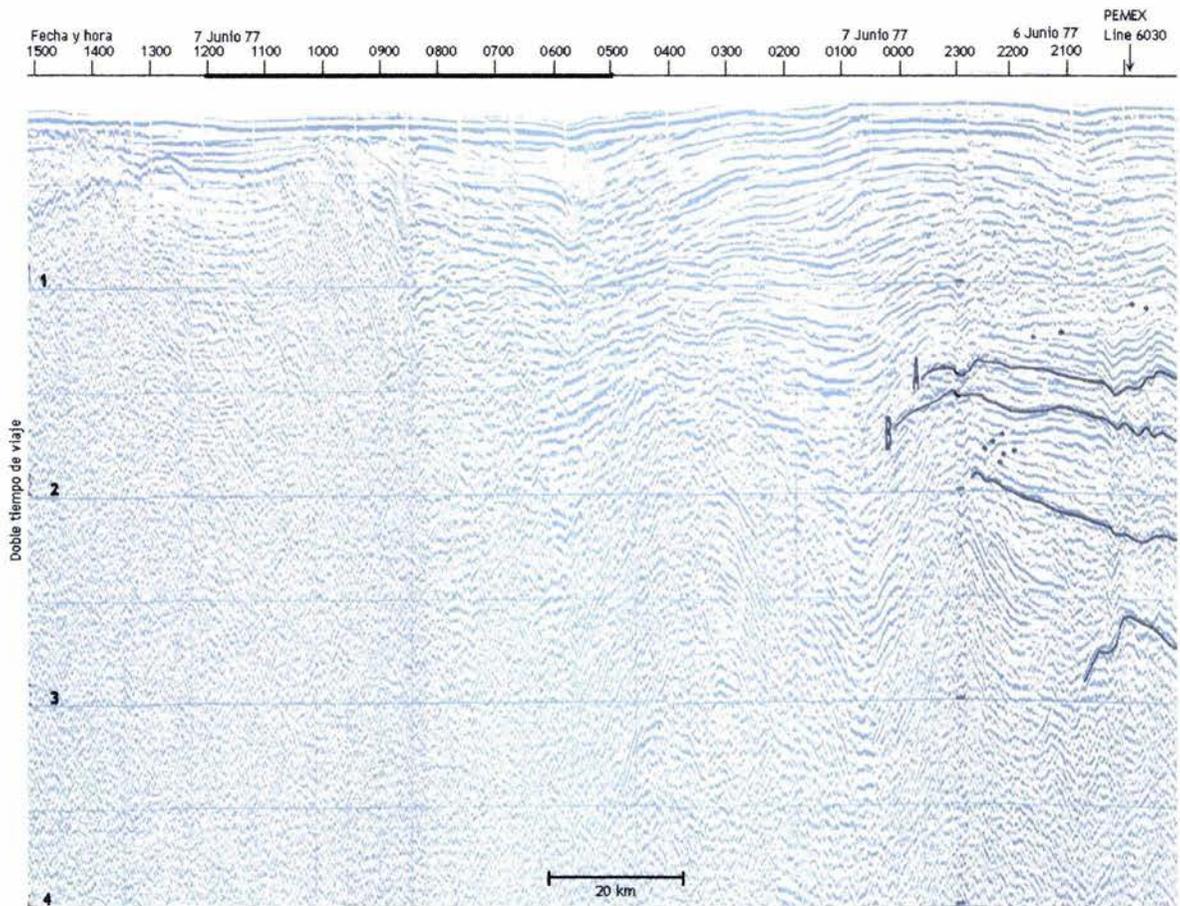
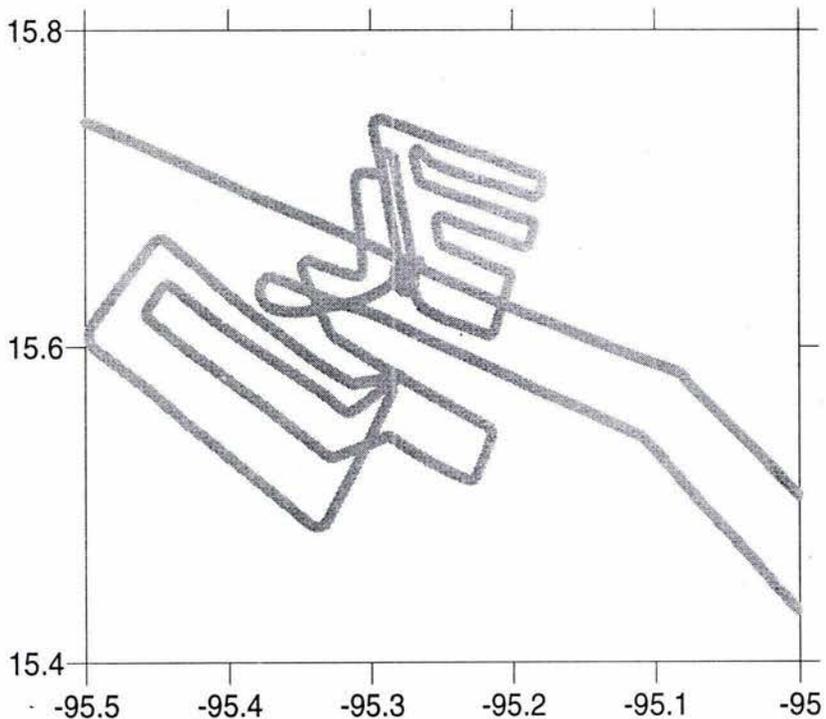


Figura II.7 Sección sísmica GO. La línea resaltada del eje horizontal corresponde a la parte de la sección más cercana al área de estudio.

III METODOLOGÍA

Datos de batimetría y de reflexión sísmica

Con la finalidad de observar a detalle las características morfológicas del fondo marino, tales como derrumbes, drenaje, cañones submarinos y ubicar los perfiles sísmicos en el piso marino, durante el crucero NEMO-03 se registraron datos batimétricos de la parte central del área de estudio (Figura III.1) con el sistema Seabeam. Con los valores de profundidad del centro del multihaz se realizó un mapa en 3 dimensiones que constituye una excelente herramienta para orientarnos en el área de estudio y visualizar los rasgos de interés. Los mapas son presentados y analizados en el capítulo siguiente.



Los datos sísmicos de reflexión marina multicanal utilizados en este estudio consisten de datos recolectados entre los días 18 y 20 de Mayo de 2000 a bordo del buque Melville de la institución oceanográfica SCRIPPS como parte inicial de la campaña NEMO-03. Como fuente sísmica se usaron dos pistolas de aire de 150 pulgadas cúbicas dispuestas de manera paralela y alejadas 60 m del sistema de navegación con posicionamiento en el puente de control y remolcadas a 6 m de profundidad. Los receptores en el cable de hidrófonos están conformados por cuatro canales separados 50 m entre sí y la distancia de la fuente al primer canal es de 125 m. Cada canal está compuesto de 48 hidrófonos separados a cada 1 metro. La distribución de los perfiles llevados a cabo en el Golfo de Tehuantepec se presenta en la Figura III.2.

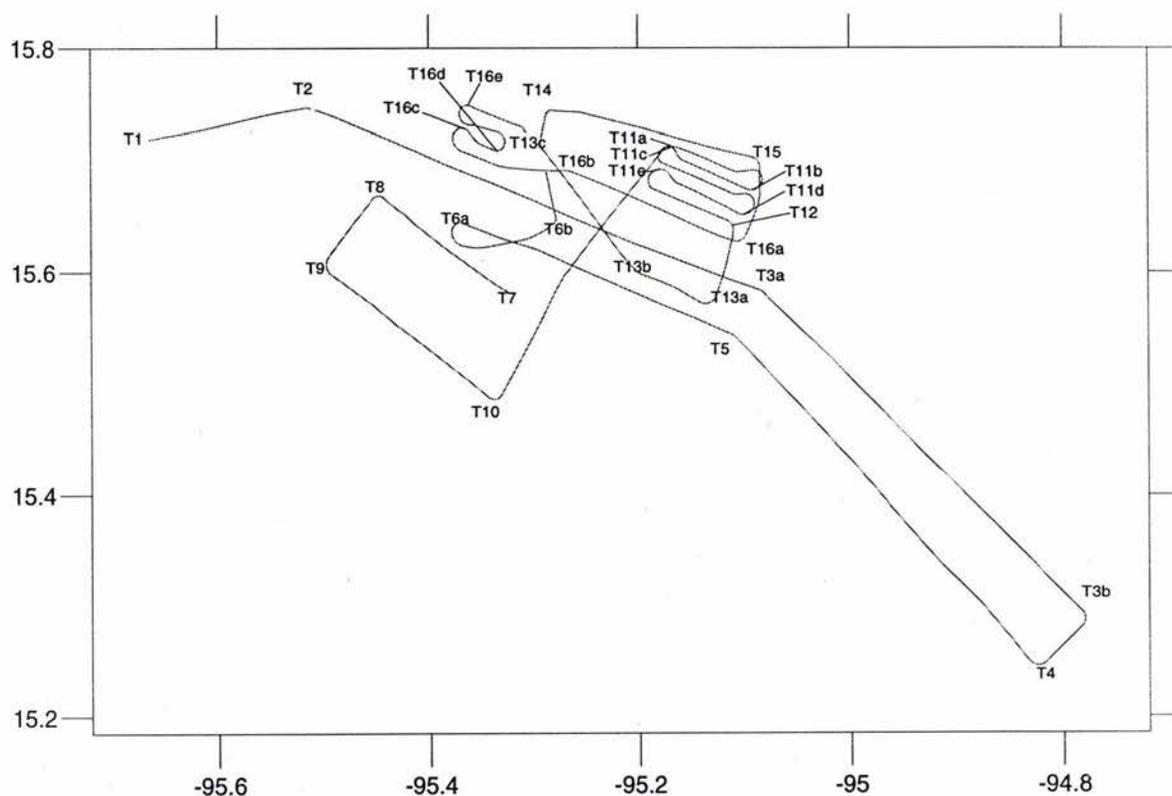


Figura III.2 Distribución de los perfiles sísmicos. T1 a T16 es la secuencia cronológica de los perfiles. Las etiquetas marcan el inicio de cada perfil.

La longitud total cubierta por los perfiles sísmicos es de aproximadamente 463 km. Los perfiles se llevaron a cabo en un tirante de agua entre 185 m y 1860 m de profundidad. La Tabla III.1 resume el punto de profundidad común (CDP) inicial y final, el número de CDP's y cruces entre los perfiles.

Tabla III.1 Número de CDP de cada perfil sísmico e intersecciones.

| Perfil sísmico | Número de CDP's | CDP inicial y CDP final | Perfil con el que interseca | CDP de intersección |
|----------------|-----------------|-------------------------|-----------------------------|---------------------|
| T1 | 380 | 0-379 | - | - |
| T2 | 1179 | 380-1558 | T6b | 982 |
| | | | T10 | 1104 |
| | | | T13a | 1117 |
| | | | T12 | 1432 |
| T3a | 1107 | 1559-2665 | - | - |
| T3b | 222 | 2666-2887 | - | - |
| T4 | 1087 | 2888-3974 | - | - |
| T5 | 795 | 3975-4769 | T10 | 4430 |
| | | | T6 | 4612 |
| T6a | 334 | 4770-5103 | T5 | 4971 |
| T6b | 152 | 5104-5255 | T2 | 5135 |
| T7 | 449 | 0-448 | - | - |
| T8 | 228 | 449-676 | - | - |
| T9 | 472 | 677-1148 | - | - |
| T10 | 793 | 1149-1941 | T5 | 1535 |
| | | | T2 | 1650 |
| | | | T13b | 1656 |
| | | | T16a. | 1767 |
| | | | T11c | 1897 |
| | | | T11c | 1930 |
| T11a | 308 | 1942-2249 | T15 | 2185 |
| | | | T15 | 2221 |
| T11b | 200 | 2250-2449 | - | - |
| T11c | 400 | 2450-2849 | T10 | 2472 |
| | | | T10 | 2503 |
| T11d | 210 | 2850-3059 | - | - |
| T11e | 295 | 3060-3354 | - | - |
| T12 | 203 | 3355-3557 | T16a | 3393 |
| | | | T2 | 3478 |

| | | | | |
|------|-----|-----------|------|------|
| T13a | 163 | 3558-3720 | - | - |
| T13b | 382 | 3721-4102 | T2 | 3851 |
| | | | T10 | 3863 |
| | | | T16b | 4033 |
| T13c | 116 | 4103-4218 | - | - |
| T14 | 567 | 4219-4875 | - | - |
| T15 | 225 | 4786-5010 | T11a | 4828 |
| | | | T11a | 4861 |
| T16a | 442 | 5011-5452 | T12 | 5021 |
| | | | T10 | 5296 |
| T16b | 249 | 5453-5701 | T13b | 5473 |
| T16c | 79 | 5702-5780 | - | - |
| T16d | 136 | 5781-5916 | - | - |
| T16e | 141 | 5917-6057 | - | - |

La Tabla III.2 muestra los parámetros de adquisición. La Figura III.3 muestra el diagrama del arreglo fuente-receptores utilizado en el estudio. Los tiros fueron realizados a cada 25 m por lo que se obtuvo un apilamiento de 4 puntos medio comunes (CMP).

Tabla III.2 Parámetros de adquisición

| | |
|-------------------------------------------------|-------------------------------------------|
| Número de canales | 4 |
| Intervalo de muestreo | 0.5 ms |
| Distancia entre canales | 50 m |
| Distancia de la fuente al primer canal | 125 m |
| Distancia entre disparos | 25 m |
| Tiempo de registro | 7 s |
| Fuente | 2 pistolas de aire de 150 in ³ |
| Profundidad de las fuentes y los receptores | 6 m |
| Distancia entre las pistolas de aire y el barco | 20 m |
| Espaciamiento entre punto de reflejo común | 25 m |

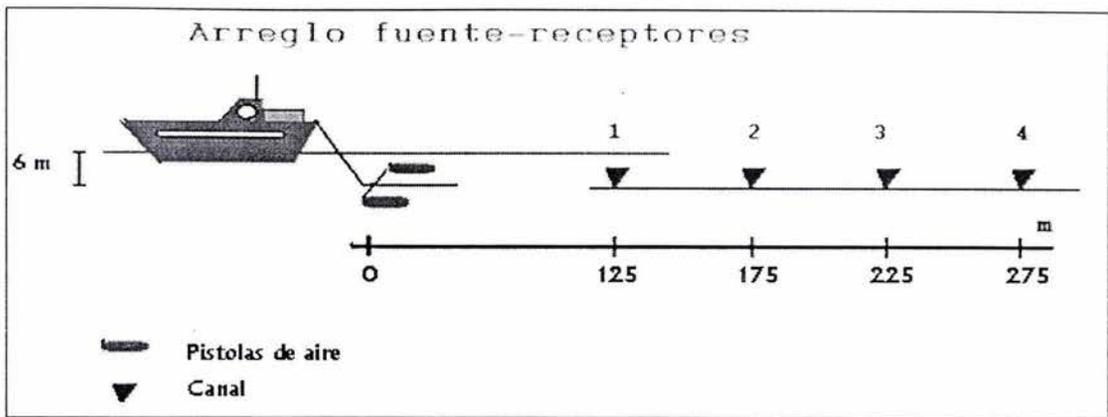


Figura III.3 Arreglo Fuente-Receptores.

La Figura III.4 muestra la secuencia del apilamiento. La onda sísmica viaja de la fuente a una interfase que contrasta con las propiedades del medio donde se refleja para ser registrada en los receptores, si la interfase es horizontal el punto medio común (CMP) coincide con el punto de reflejo o de profundidad común (CDP). Los puntos representan la posición de los CDP. La posición de la fuente y los receptores en el diagrama tiene como finalidad hacer coincidir al primer CDP en la posición cero para facilitar su reconocimiento en la etapa de interpretación. Se observa que con este arreglo y haciendo los disparos cada 25 m el apilamiento máximo es 4 y se obtiene a partir de cuarto disparo.

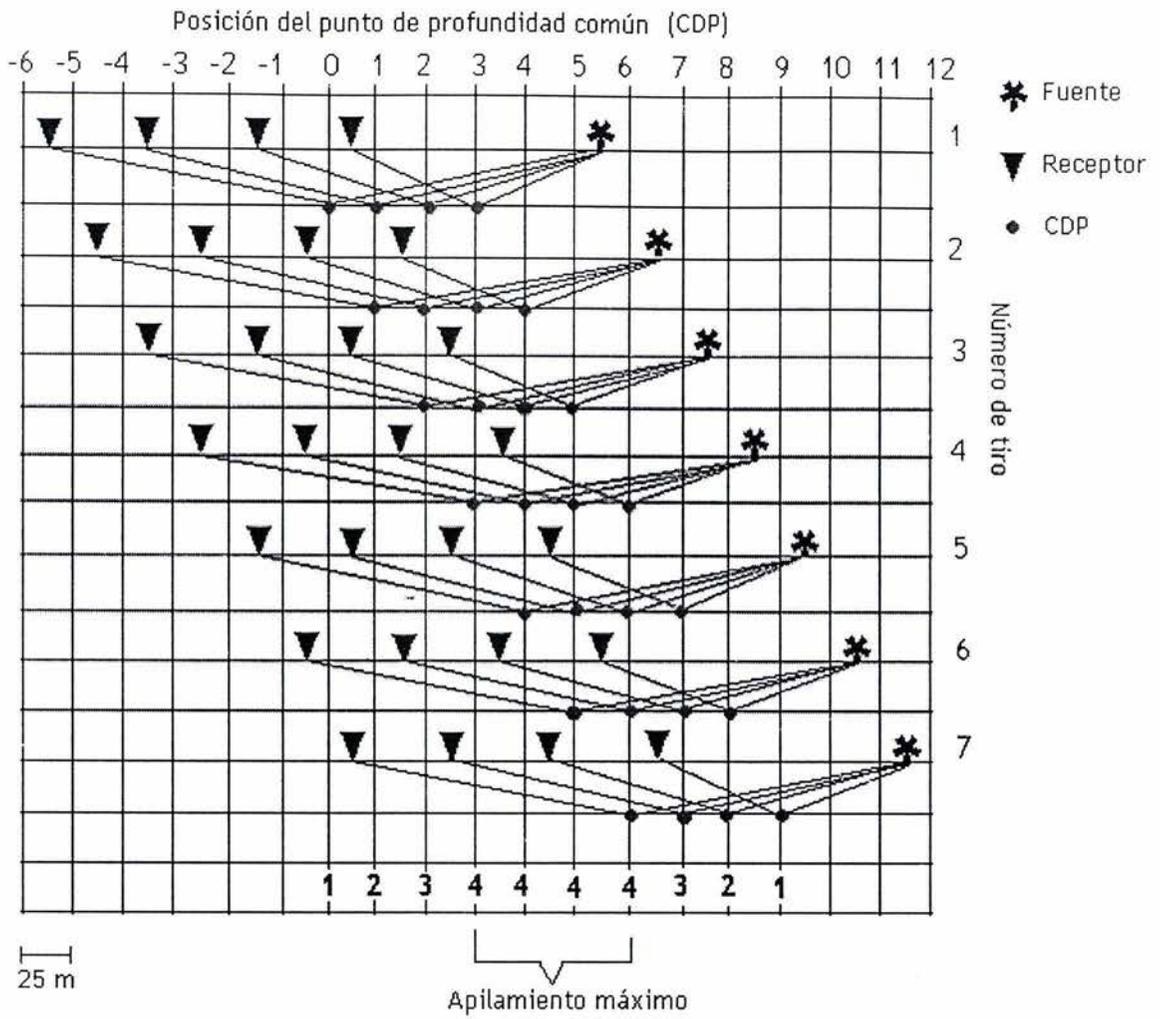


Figura III.4 Diagrama de apilamiento.

Procesamiento de los datos de reflexión sísmica

El procesamiento de datos es una tarea inherente al trabajo geofísico y surgió por la necesidad de extraer la mayor información posible de los datos registrados. Los datos digitales de un estudio sísmico de reflexión se caracterizan por estar conformados en arreglos de datos digitales que contienen gran cantidad de valores registrados que cubren un gran rango dinámico de frecuencias. Los datos incluyen información no deseada como varios tipos de ruidos que necesitan ser eliminados o atenuados sin incorporar ningún artefacto ajeno a la realidad.

Para procesar los datos sísmicos es necesario tener una buena capacidad de almacenamiento de datos y programas adecuados para la realización del procesamiento que nos conduzca al despliegue de una sección sísmica que pueda ser interpretada. En lo que se refiere al almacenamiento, los perfiles sísmicos iniciales (previo al procesamiento) se componían de 2.5 GB de datos digitales. Durante el procesamiento, entre pruebas, análisis y resultados se crearon más de 25 GB de datos digitales. Este estudio nos da una idea de la capacidad de memoria requerida para los estudios petroleros donde la información se mide en terabytes.

Secuencia de procesamiento

La secuencia de procesamiento sísmico constituye un tratamiento de los datos sísmicos a fin de lograr la eliminación de la información inútil y procesar los datos para obtener de la mejor manera posible la imagen más realista de la estructura del subsuelo.

La secuencia se constituyó en dos etapas:

(1) Preprocesamiento

- Lectura de las cintas con los datos registrados en el buque.
- Captura de los datos de cinta magnética a disco duro.
- Cambio de formato de SEG-Y a SPW ó SU.
- Edición de trazas.
- Inserción de los parámetros de la geometría del levantamiento sísmico.
- Borrado de picos de baja frecuencia y alta amplitud en las trazas.
- Eliminación de los datos dentro del intervalo de la columna de agua.
- Delimitación de la sección y remuestreo
- Corrección por divergencia esférica

(2) Procesamiento

- Deconvolución impulsiva
- Filtrado de frecuencias
- Ordenamiento de trazas por punto medio común
- Análisis de velocidades
- Corrección por sobretiempo normal (NMO)
- Apilamiento
- Migración

Análisis de la sección apilada preliminar.

Antes de comenzar el procesamiento se hizo un apilamiento preliminar usando los parámetros disponibles. Producir una sección apilada en este momento es muy útil para examinar de manera general el contenido de frecuencia, tipos de ruido, presencia de múltiples, variaciones de velocidad, entre otros. Para llegar al apilamiento preliminar se hicieron cambio de formato, edición de trazas e introducción de la geometría de campo, preprocesos que son explicados en los subsecuentes párrafos. También se ordenó por puntos medios comunes y se hizo la corrección por NMO a velocidad constante (1500 m/s) para finalmente apilar.

Análisis general

La sección apilada preliminar de la Figura III.5 muestra un ejemplo del subsuelo hasta aproximadamente 700 ms a partir del fondo marino. Se aplicará la corrección por divergencia esférica para tratar de recuperar la información más profunda. Se observa que una serie de picos resaltan en tiempos de arribo tempranos y quedan imbuidos en la parte inferior, afectando los datos que contienen las reflexiones, pero cuando las amplitudes de las reflexiones se hacen débiles, predominan e interfieren fuertemente. Los picos se repiten cada 400 ms y no están alineados de traza a traza. Antes de hacer la corrección por divergencia esférica, se procede a eliminar los picos para que la corrección levante la magnitud de las amplitudes de las ondículas correspondientes a las reflexiones.

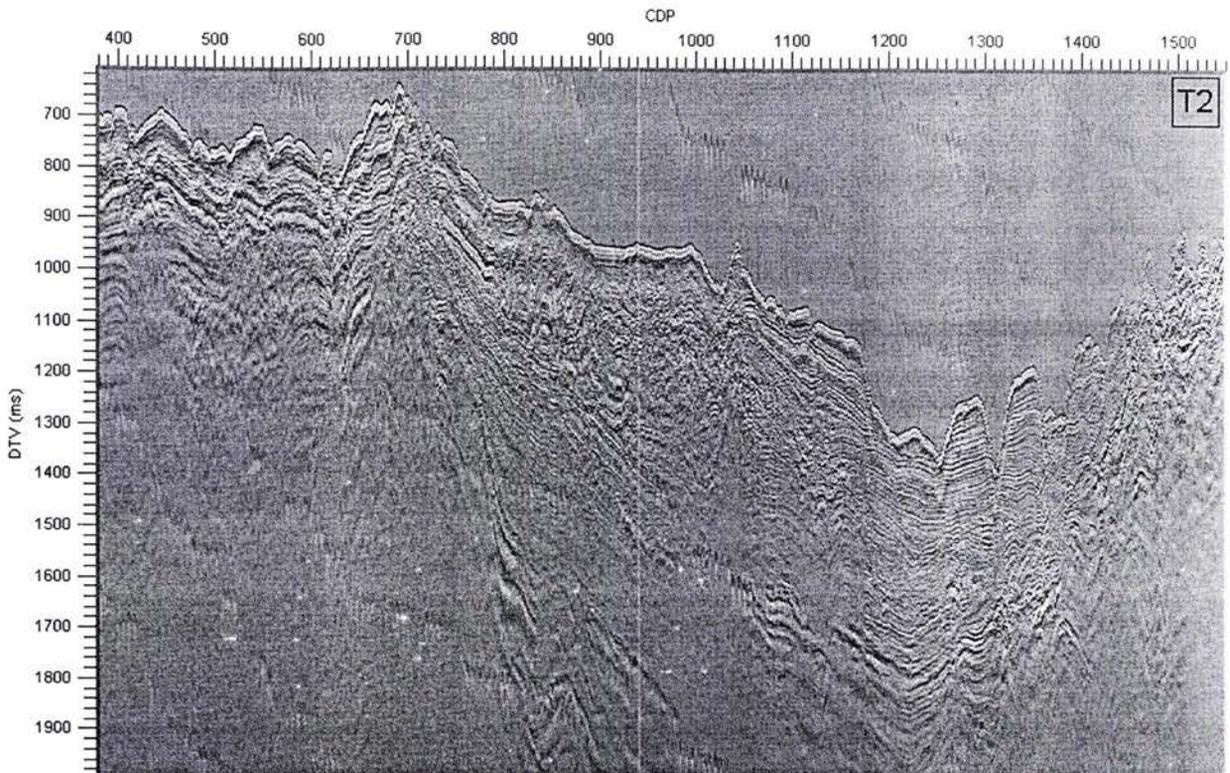


Figura III.5 Sección apilada preliminar del perfil T2. El eje horizontal indica la posición del CDP y el eje vertical corresponde al doble tiempo de viaje (DTV) de la onda sísmica.

Espectro de amplitudes

Un análisis del espectro de amplitudes fue realizado. La Figura III.6 muestra el espectro de amplitudes cada 5 trazas, del CDP 1264 al 1334 del perfil T2. La semejanza de los espectros de amplitudes de las trazas sísmicas queda de manifiesto en la Figura III.7 donde se muestran superpuestos.

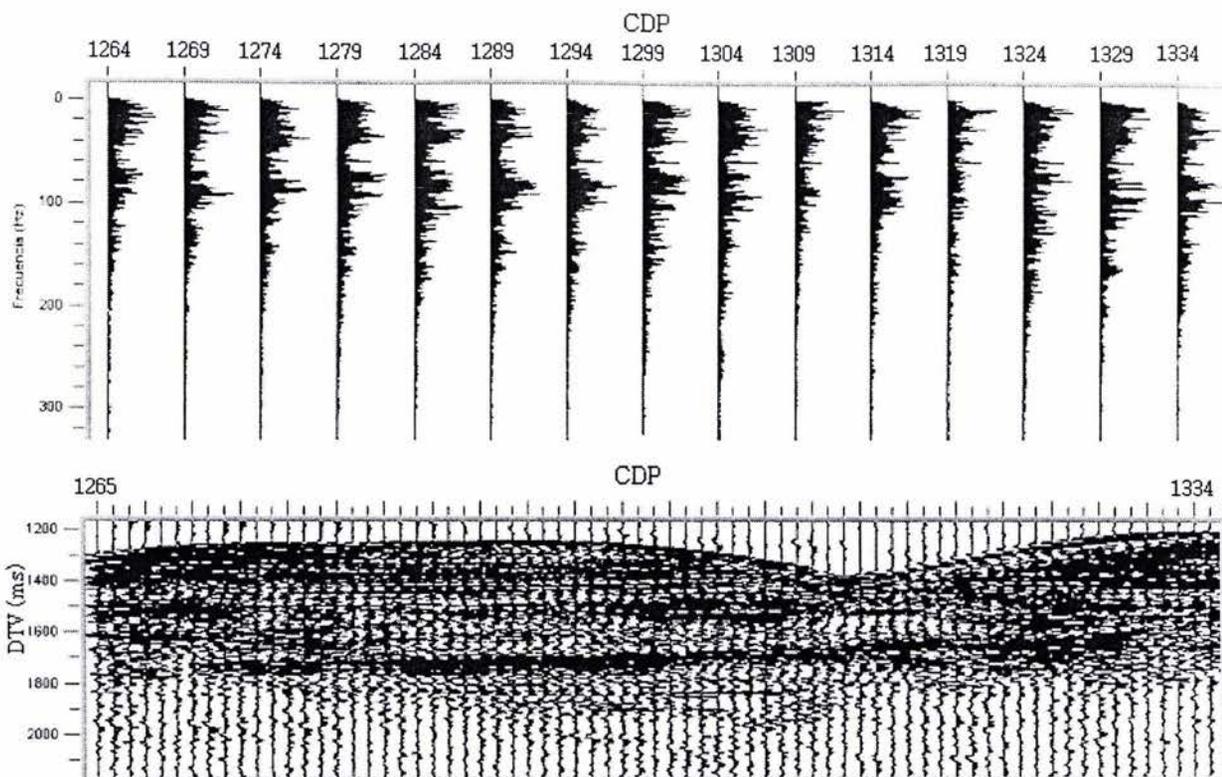


Figura III.6 Espectro de amplitudes cada 5 trazas sísmicas de la sección con apilada preliminar. Perfil T2 (CDP: 1265-1334).

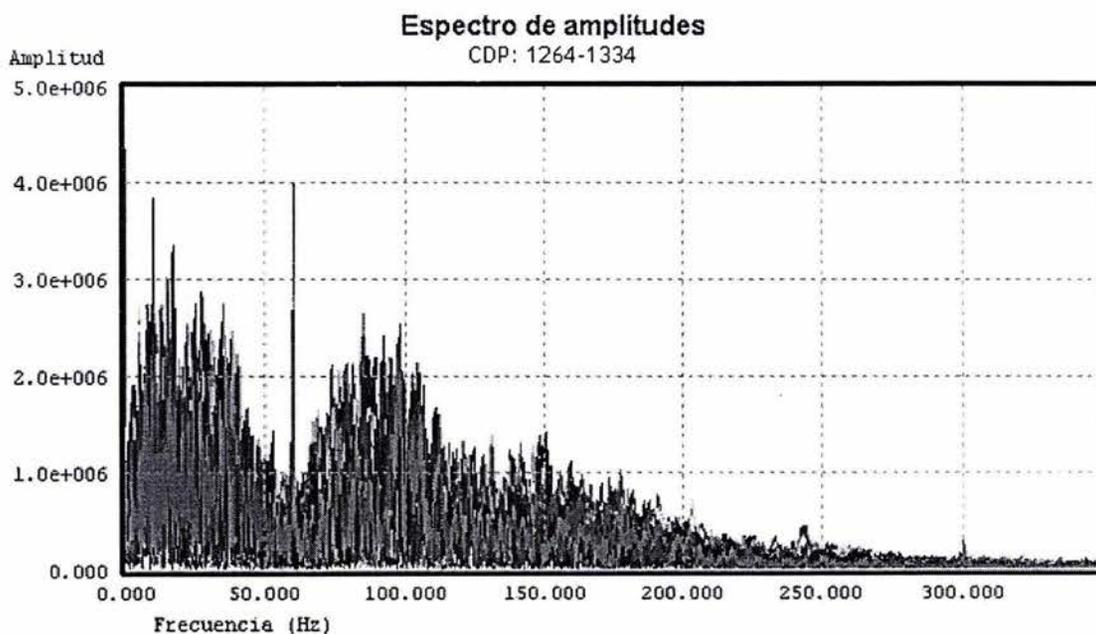
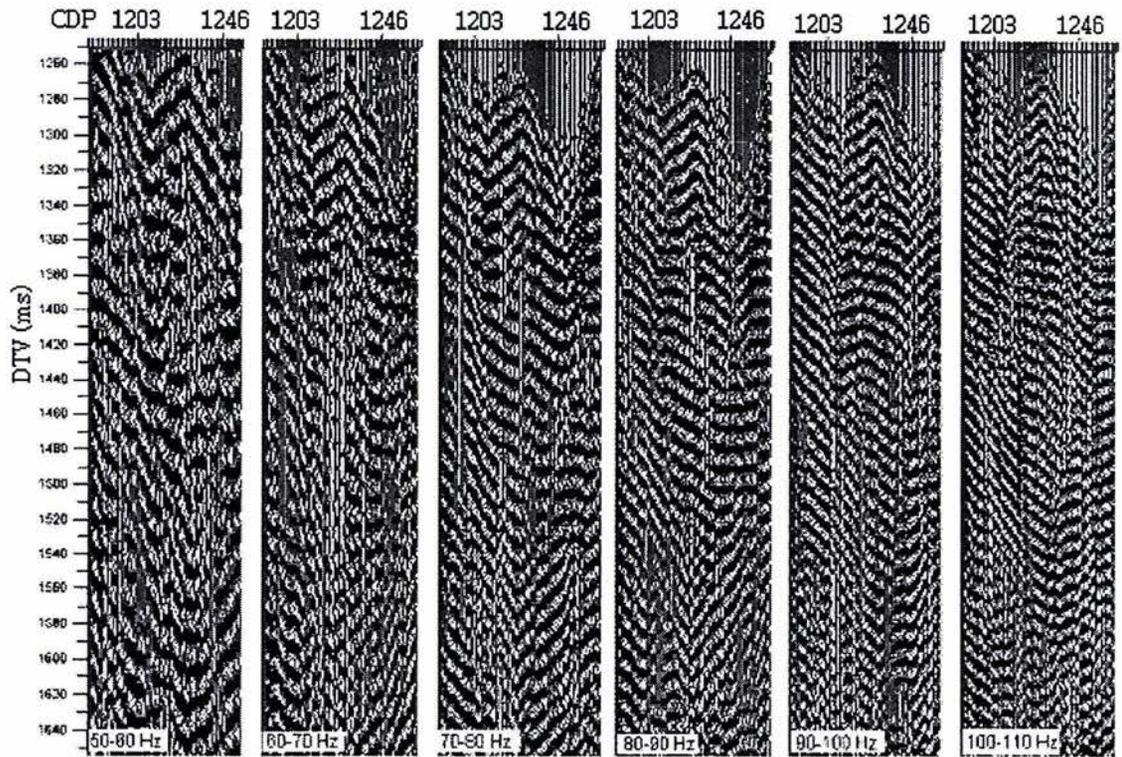
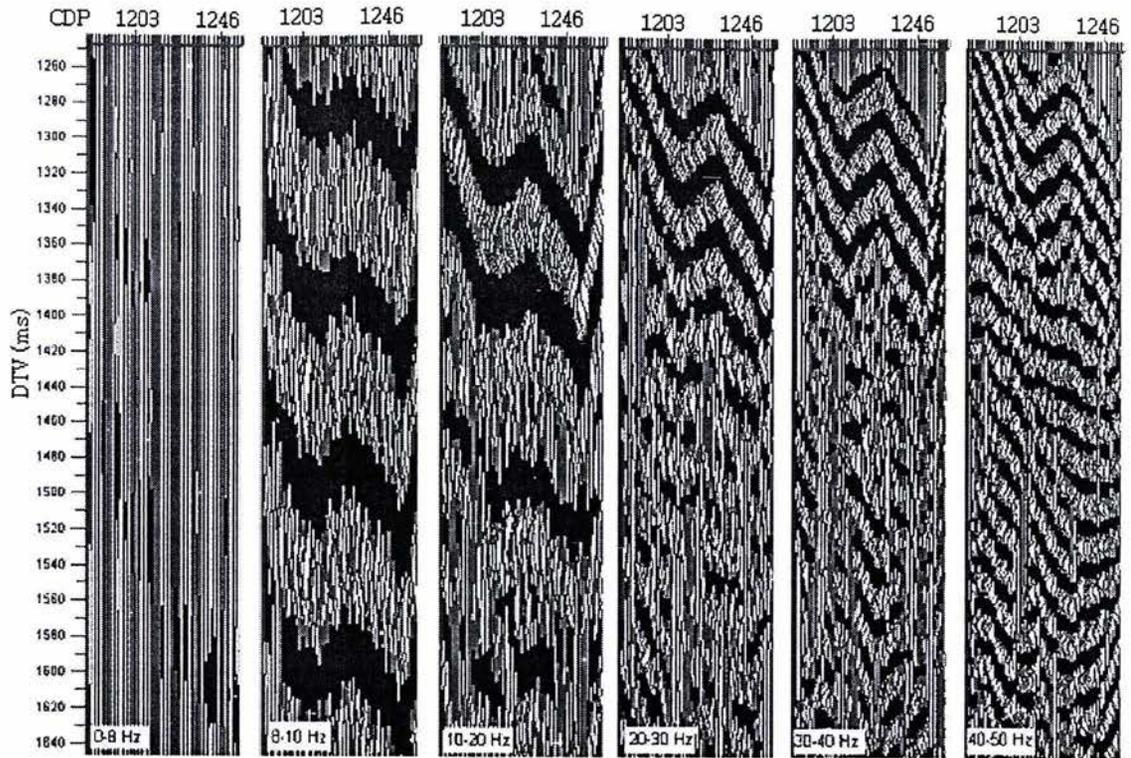


Figura III.7 Espectros de amplitudes superpuestos de las trazas de la Figura III.5.

Las Figuras III.6 y III.7 muestran que hasta 250 Hz es el rango de frecuencias que contiene los datos registrados. Para evitar el error de aliasing en los datos, comúnmente es aplicado un filtro con frecuencia de corte (f_c) que es igual a un cuarto la frecuencia de muestreo (f_m) [Lavergne,1986]. La frecuencia de aliasing (f_a) es el inverso del doble del intervalo de muestreo; para el intervalo de muestreo $\Delta t = 0.5$ ms, $f_a = 1000$ Hz. La frecuencia de muestreo es igual al inverso del intervalo de muestreo, $f_m = 2000$ Hz. Por lo tanto, $f_c = 500$ Hz. Debido a que hay energía hasta 250 Hz, se pueden remuestrear los datos a un $\Delta t = 1$ ms. Con este nuevo Δt , la $f_c = 250$ Hz para evitar aliasing. Con esto se asegura que no hay pérdida de información. Además la Figura III.7 muestra un pico en la frecuencia de 60 Hz lo que implica la necesidad aplicar un filtro Notch.

Para seleccionar la banda de frecuencias con mayor información un filtro de pasabandas fue usado. La Figura III.8 muestra paneles de datos a los que se les aplicó un filtro pasa bandas con diferentes frecuencias de corte. El ancho de banda se especifica en la esquina inferior izquierda de cada panel. Se observa que de 0-8 Hz no provee información útil, pero después de 8 Hz se observa una señal coherente y después de 220 Hz la señal se ha degradado, evidenciado por las manchas negras cada vez más extendidas. A partir de 240 Hz, el ruido predomina. Este análisis conduce a que un filtro pasa bandas de 8 a 220 Hz es el más adecuado para estos datos.



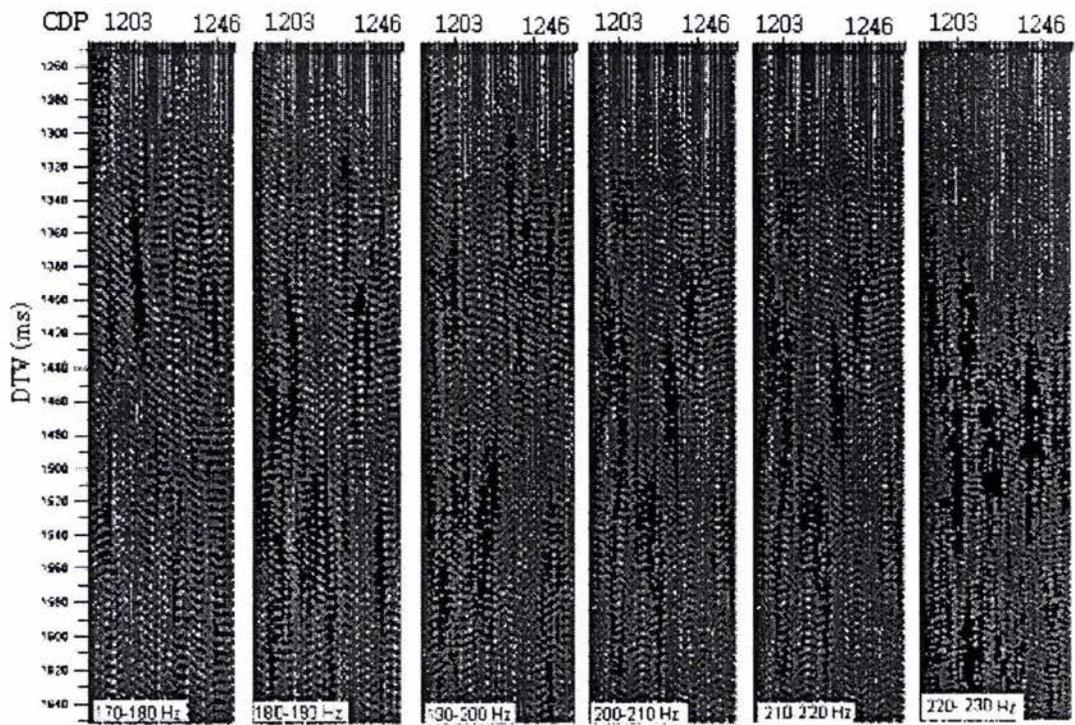
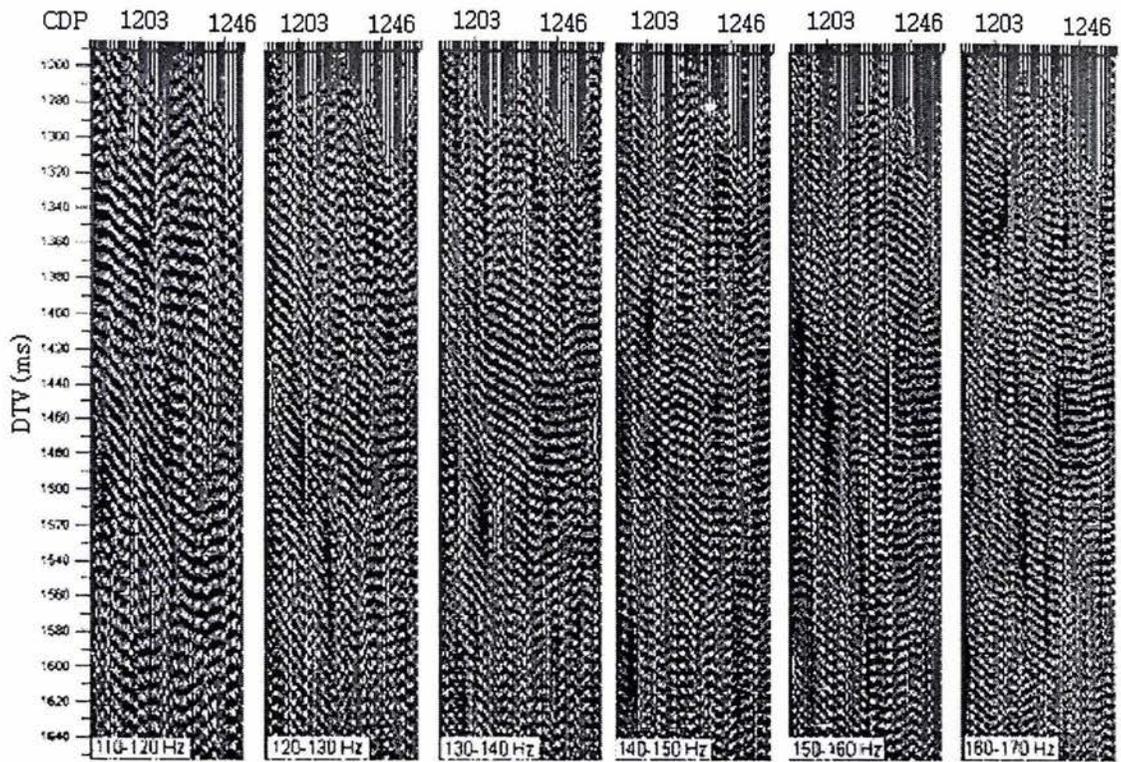


Figura III.8 Aplicación de filtros pasa bandas con diferentes frecuencias de paso. Perfil T2.

Autocorrelación

La autocorrelación ayuda a definir un parámetro muy importante de la deconvolución, que es la longitud del operador. Por ejemplo, Yilmaz [1987] y Sheriff y Geldart [1995] explican que la primera zona transitoria de la autocorrelación de la traza sísmica emula la ondícula sísmica. La Figura III.9 muestra las autocorrelaciones superpuestas del CDP 1264 al 1334 del perfil T2, en ella se observan dos zonas, una 0 a 20 ms y otra de 20 ms en adelante; la primera zona representa la duración de la ondícula. Por lo que la longitud del operador del filtro de deconvolución será de 20 ms por lo menos.

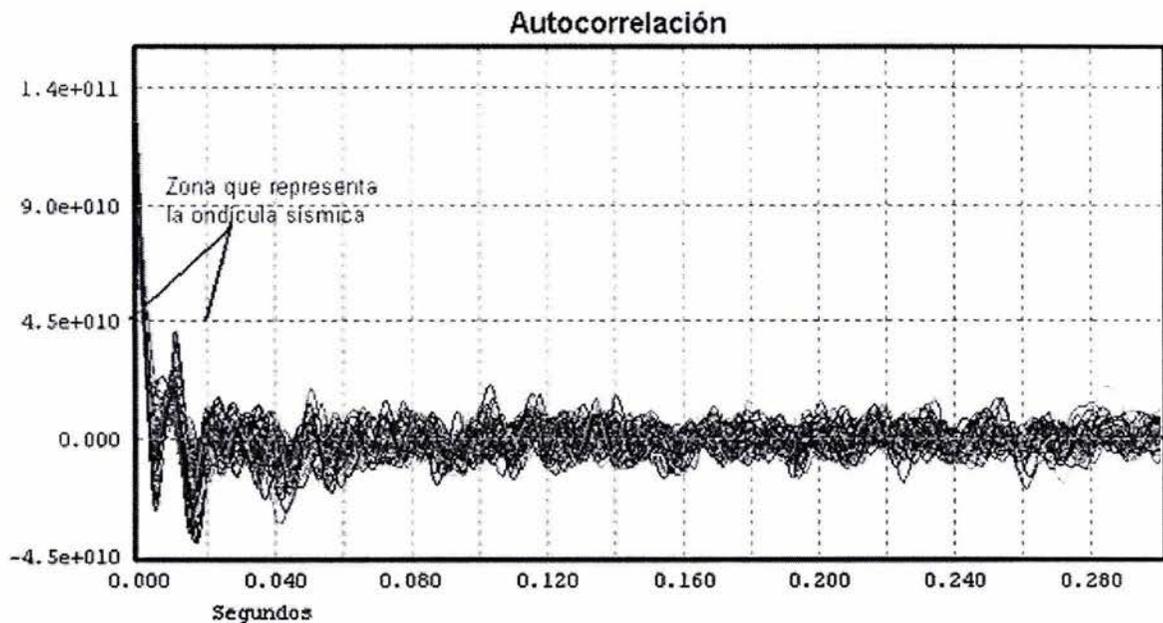


Figura III.9 Autocorrelación de las trazas sísmicas de la sección con apilada preliminar

Resolución sísmica

La resolución de los datos sísmicos está relacionada con la capacidad de distinguir dos puntos cercanos entre sí. Existen dos tipos, la resolución horizontal y la vertical, ambas controladas por el ancho de banda espectral.

Resolución vertical

Entre la base y el techo de una capa, existe un límite para que ésta pueda ser observada en los datos sísmicos. La resolución temporal se mide con la longitud de onda dominante (λ_d) que es igual a la velocidad de la onda sísmica (v) entre la frecuencia dominante

$$\lambda_d = v/f_d. \quad (\text{III.1})$$

La deconvolución trata de incrementar la resolución vertical expandiendo el espectro, es decir comprimiendo la ondícula. El umbral de resolución vertical es la longitud de onda entre cuatro

$$R_v = \lambda_d/4. \quad (\text{III.2})$$

Las secciones sísmicas de este estudio pueden ser divididas en dos zonas de diferente frecuencia dominante (Figura III.10), la primera es la más somera y presenta principalmente estratos subhorizontales, la frecuencia dominante para esta zona es de aproximadamente 90 Hz (Figura III.11). La segunda zona contiene estratos aparentemente más potentes y deformados, y le corresponde una frecuencia dominante de aproximadamente 35 Hz (Figura III.12).

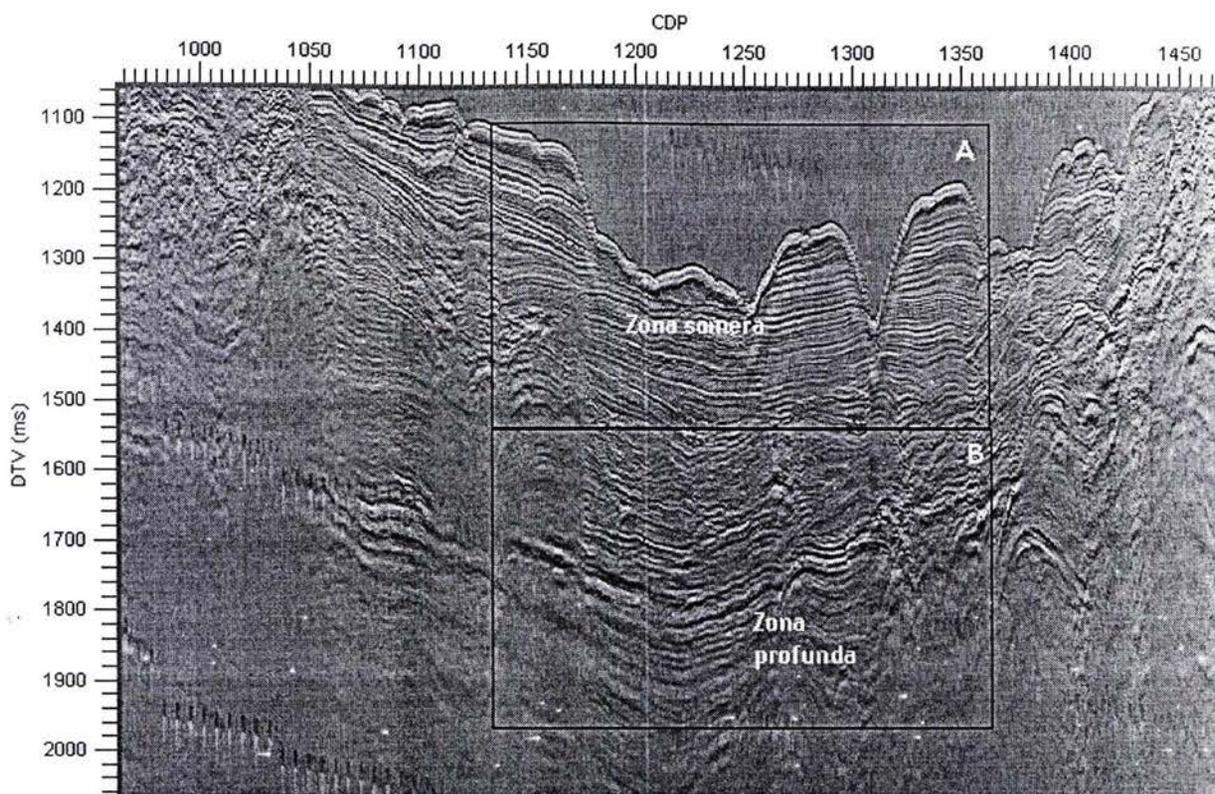


Figura III.10 División de la sección en dos zonas con diferente frecuencia dominante. Perfil T2 con apilamiento preliminar.

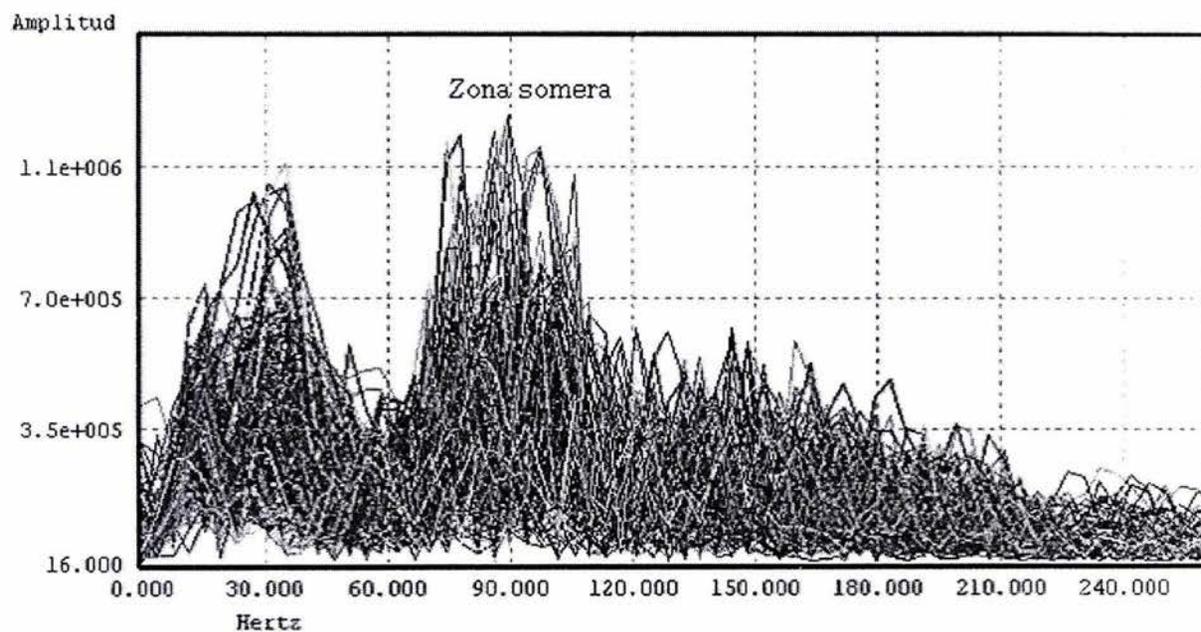


Figura III.11 Espectro de amplitudes de los reflectores someros (Recuadro A, Figura III.10)

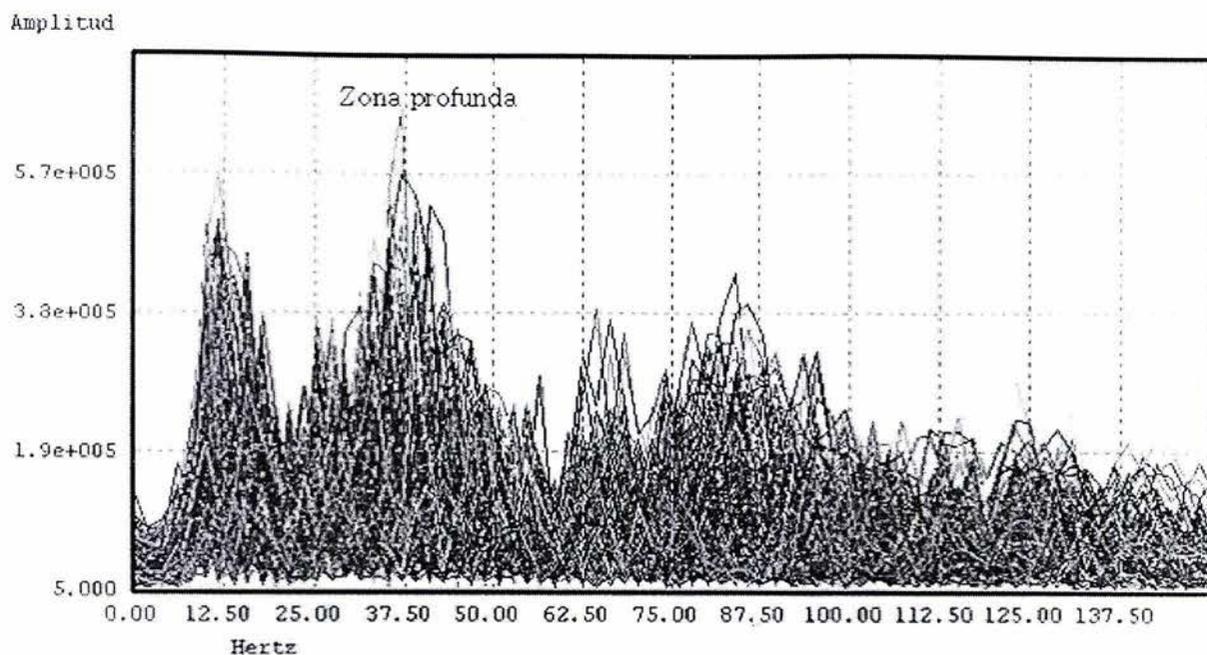


Figura III.12 Espectro de amplitudes de los reflectores profundos (Recuadro B, Figura III.10)

Tomando en cuenta que los sedimentos en la región tienen velocidades de 1600 a 3000 m/s [Shor, et al., 1961; Ibrahim et al., 1979], el rango de resolución está entre 4.6 m y 20 m (Tabla III.3), lo que implica que los estratos de la primera zona que pueden ser distinguidos en este estudio tienen un espesor mínimo de aproximadamente 5 m. Para la segunda zona se espera que la velocidad se incremente y que la frecuencia dominante sea menor, por lo que el espesor mínimo para que los estratos puedan ser registrados deberá ser del orden de 20 m.

Tabla III.3 Rango de resolución vertical

| Frecuencia dominante (Hz) | Velocidad del medio (m/s) | Longitud de Onda (m) | Resolución (m) |
|---------------------------|---------------------------|----------------------|----------------|
| 90 | 1650 | 18.3 | 4.6 |
| 37.5 | 3000 | 80 | 20 |

Resolución horizontal

Existe un límite para distinguir dos puntos reflectantes entre dos cuerpos separados. La medida para la resolución horizontal es la primera zona de Fresnel, un área circular sobre el reflector que depende de la profundidad, la velocidad del medio y la frecuencia dominante. La migración mejora la resolución lateral incrementando el ancho de la zona de Fresnel, por lo tanto, ayuda a visualizar características que son ambiguas en la dirección lateral. El radio de la primera zona de Fresnel se determina con la siguiente ecuación [Yilmaz, 1987]:

$$r = (v/2)(t/f)^{1/2}. \quad (\text{III.3})$$

La Tabla III.4 muestra la resolución horizontal para este estudio sísmico. Al desconocer la velocidad exacta del subsuelo, solamente es posible estimar la resolución espacial para los tiempos más someros que varía entre los 56 y 106 m, dependiendo de la profundidad del fondo marino. La Figura III.13 ejemplifica como funciona la Ecuación III.3 para la región del fondo marino considerando un tiempo doble de viaje de 0.5 s.

Tabla III.4 Zona de Fresnel para los primeros reflectores

| Velocidad (m/s) | Frecuencia dominante (Hz) | Tiempo (s) | Resolución Lateral Primera Zona de Fresnel (m) |
|-----------------|---------------------------|------------|------------------------------------------------|
| 1500 | 90 | 0.5 | 55.9 |
| 1500 | 90 | 1.8 | 106 |

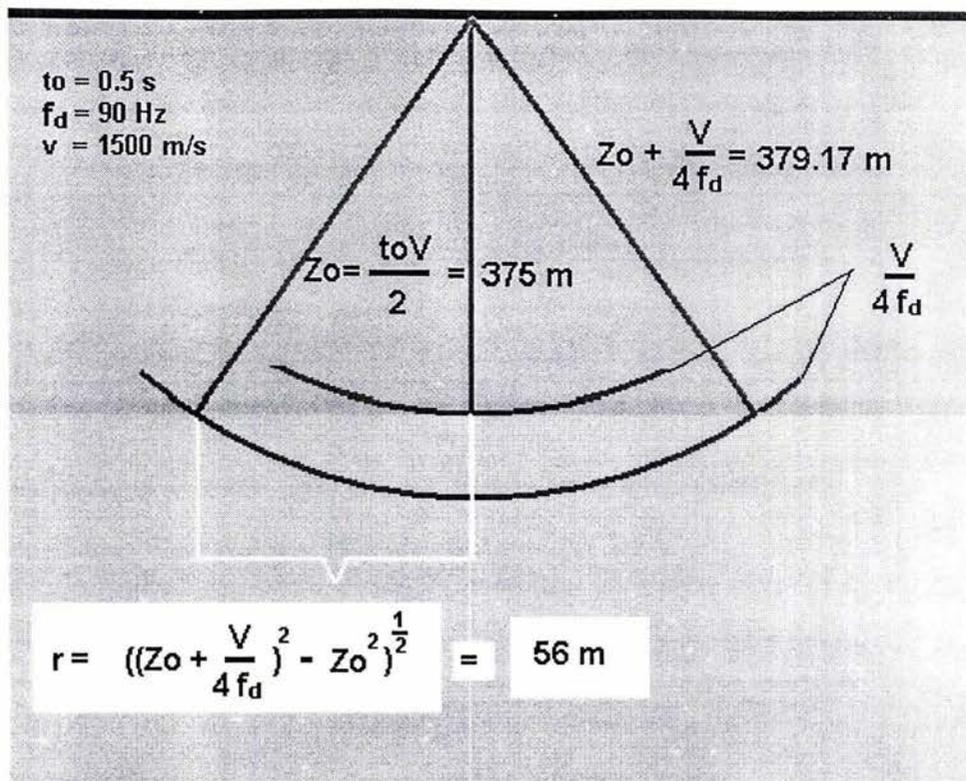


Figura III.13 Primera zona de Fresnel para el fondo marino a 0.5 s de doble tiempo de viaje, considerando offset cero.

Preproceso

Cambio de formato.

Los datos sísmicos originales se encontraban en formato SEG Y [Hatton et al., 1986]. Para el procesado los datos tuvieron que transformarse a los formatos SPW y SU utilizados por los programas Seismic Processing Workstation (Parallel Geoscience Corp.) y Visual SUNT (Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines), respectivamente. Se pasó de un formato a otro según las necesidades. La edición de los picos mostrados en la Figura III.16 se hizo en Visual SUNT, el resto de los procesos se hicieron en SPW.

Edición de trazas.

Con el programa SPW se eliminó el canal 2 de los registros debido a que estaba dañado. En los canales restantes se invalidaron trazas muy ruidosas o monocromáticas. Como lo muestra la Figura III.14, donde se puede ver que las trazas de los CDP's 1273 y 1274 con sus respectivas distancias fuentes-receptor (offset). Las ondículas del canal 2 muestran el carácter ruidoso debido al canal 2. La figura III.15 muestra las trazas de los mismos CDP's de la Figura III.14 sin las trazas del canal 2.

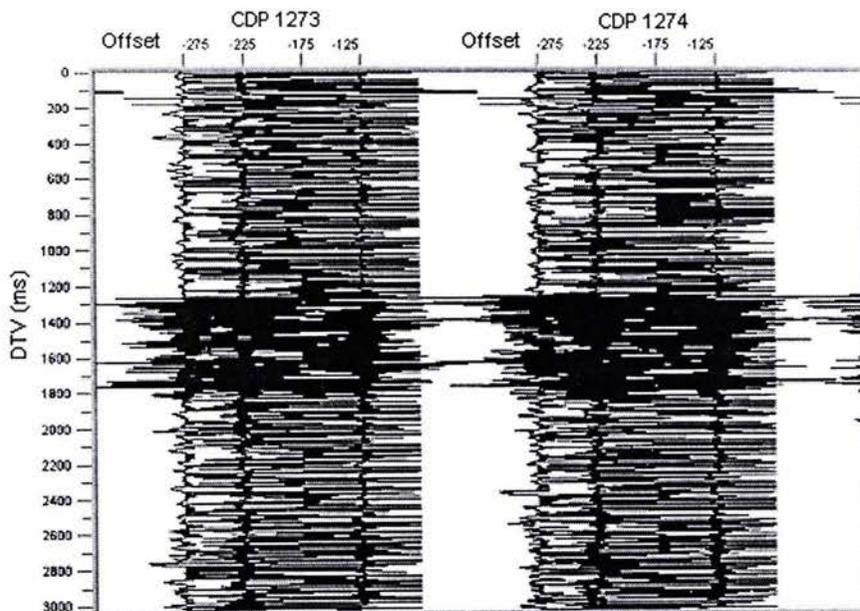


Figura III.14 Trazas de los CDP's 1273 y 1274 acomodadas por su offset.

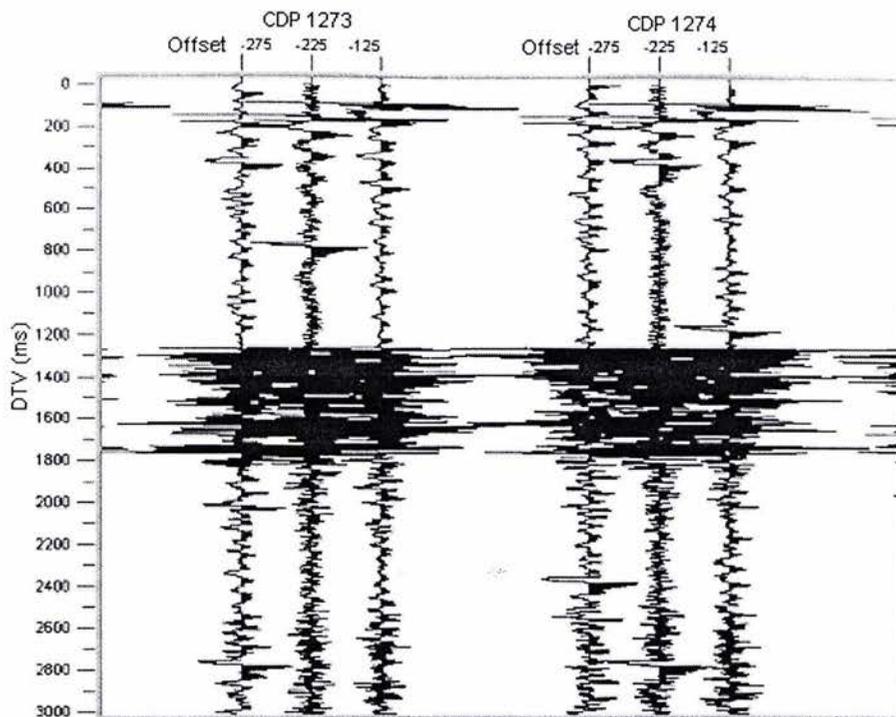


Figura III.15 Trazas de los puntos medios comunes 1273 y 1274 acomodadas por su offset. El canal 2 correspondiente al offset de 175 m ha sido eliminado.

Eliminación de picos.

Los picos señalados en la Figura III.16 fueron eliminados con el programa VisualSUNT. Este programa permite seleccionar entre un conjunto de trazas, zonas que se deseen eliminar. Si no se eliminan los picos, los procesos como corrección por divergencia esférica y deconvolución no producen los efectos deseados.

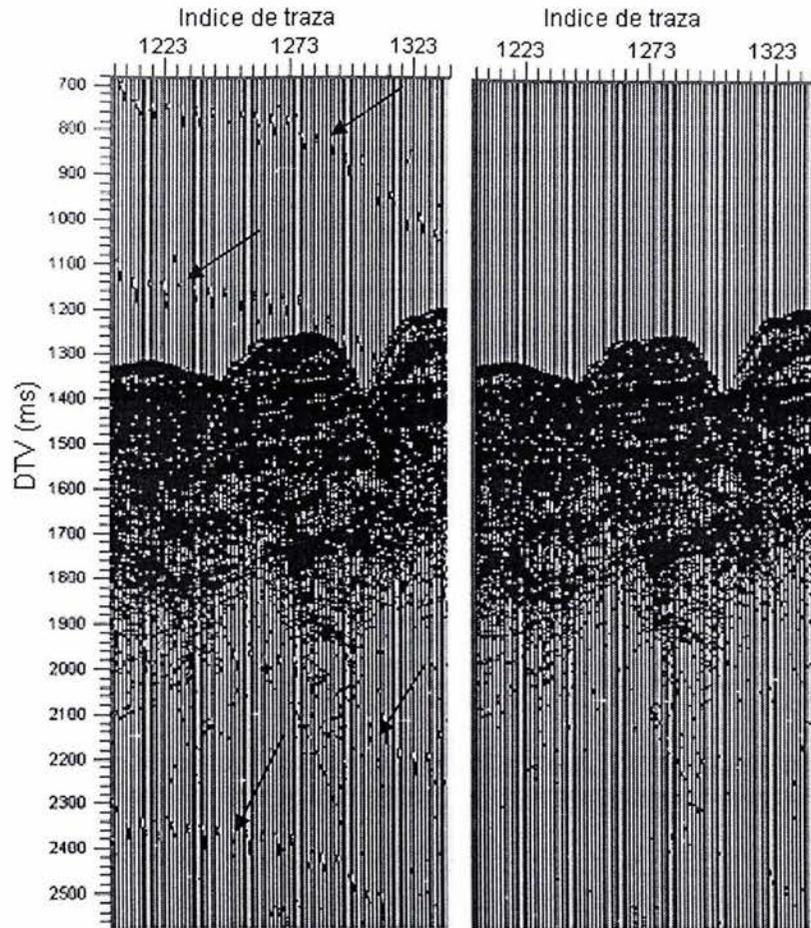


Figura III.16 Sección con picos y sección sin picos (perfil T2).

Geometría

En los estudios sísmicos marinos, la geometría se integra durante la adquisición de los datos sísmicos. Para este estudio se procedió a incorporar la geometría usando la información de la Figura III.17 que expresa el sistema de referencia que se usó como base considerando que cada unidad está separada 25 m. Para el primer tiro los canales 4, 3, 2 y 1 se situaron en las posiciones -5.5, -3.5, -1.5 y 0.5 respectivamente, la fuente ocupa la posición 5.5. En cada disparo los elementos del arreglo se desplazan una unidad, por lo tanto, las posiciones de la fuente y los

receptores aumentan una unidad cada vez que se hace un registro. De esta manera se define la posición en que se localiza cada CDP para cada canal en todos los disparos. Es importante tener control de la posición de la fuente y los receptores en cada disparo ya que esto servirá para ordenar los datos por CDP's lo cual es indispensable el apilamiento.

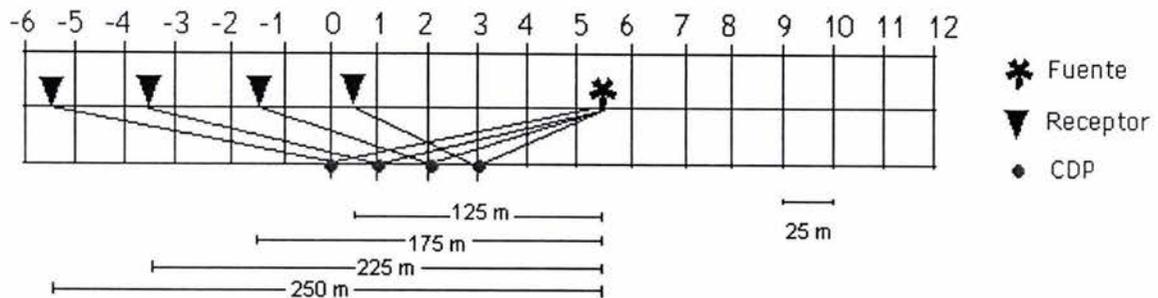


Figura. III.17 Geometría de las fuentes y receptor.

Corrección por divergencia esférica

Esta corrección es necesaria ya que conceptualmente el campo de onda originado por una fuente que se considera puntual se propaga de manera esférica. Así la energía que en el tiempo cero se concentra en un punto, en un tiempo t se distribuye a lo largo de una superficie esférica. En un medio homogéneo, la densidad de energía decae proporcionalmente a $1/r^2$, donde r es el radio del frente de onda. La amplitud de la onda es proporcional a la raíz cuadrada de la densidad de energía y por lo tanto decae como $1/r$. Como normalmente la velocidad se incrementa con la profundidad la divergencia del frente de onda es mayor y el decaimiento de las amplitudes es más rápido con la profundidad. Además existe también la atenuación de

las ondas sísmicas a través las rocas, lo que provoca que el contenido de frecuencias de la fuente inicial sea diferente conforme avanza el frente de la onda. Las altas frecuencias son más rápidamente absorbidas que las bajas (Yilmaz, 1987).

SPW utiliza la siguiente función para corregir la amplitud debida a la divergencia del frente de onda:

$$G = T(t^a)V(v^b), \quad (III.4)$$

donde: G = ganancia, T=2, a =3, V = 2, b = 1, t = tiempo de grabación y v = función de velocidad; [Claerbout, 1985].

Los parámetros T, a, V, b, fueron obtenidos tras hacer varias pruebas con diferentes valores y compararlas, seleccionando los parámetros que mostraban de mejor manera la información. Como función de velocidad se obtuvieron las velocidades rms de las velocidades en la Tabla II.1. Los promedios de las velocidades son mostrados en la Tabla III.5 y la Figura III.18. Para este caso se tomó como doble tiempo de viaje de la fuente al fondo marino 800 ms. Las velocidades promedio en la Figura III.18 son obtenidas del Atlas 7 Middle America Trench Off Western Central America.

La fórmula [Sheriff, 1987] utilizada para la calcular la velocidad rms es:

$$V_{rms} = \sqrt{\frac{v_1^2 t_1 + v_2^2 t_2 + \dots + v_n^2 t_n}{t_1 + t_2 + \dots + t_n}}. \quad (III.5)$$

Tabla III.5 Velocidad rms utilizada para la corrección por divergencia esférica.

| T (s) | V (m/s) | Δt (s) | Vrms (m/s) |
|-------|---------|----------------|------------|
| 0 | 1500 | 0 | 1500 |
| 0.8 | 1500 | 0.8 | 1500 |
| 1.05 | 1980 | 0.252 | 1788 |
| 1.43 | 2110 | 0.38 | 1935 |
| 1.78 | 2370 | 0.362 | 2098 |
| 2.22 | 2660 | 0.44 | 2284 |
| 2.66 | 2990 | 0.44 | 2492 |
| 3.20 | 3370 | 0.54 | 2732 |
| 3.60 | 4190 | 0.4 | 3104 |
| >3.60 | 4720 | - | 3515 |

Modelo de Velocidades

(Referencia: Atlas 7 Middle america Trench Off Western Central America)

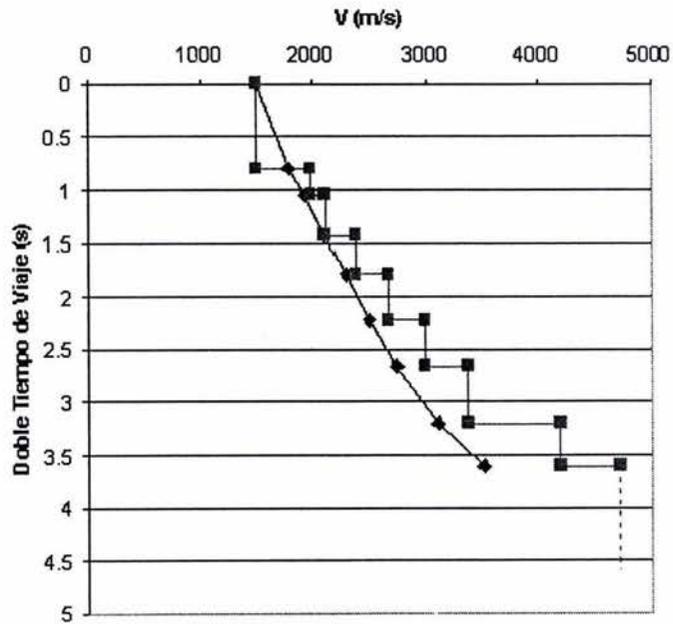


Figura III.18 Velocidades rms

La Figura III.19 muestra el factor de corrección por la divergencia esférica del frente de onda utilizando las velocidades rms de la Tabla III.5.

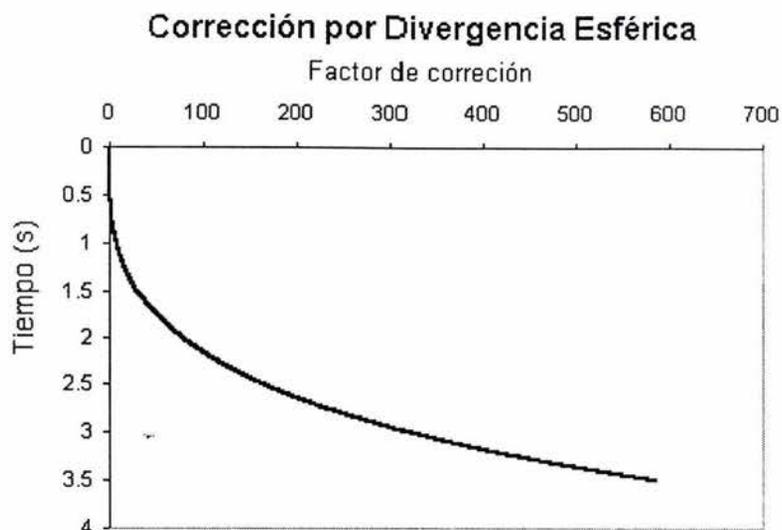


Figura III.19 Corrección por divergencia esférica

Filtro Notch

La Figura III.20 es el espectro de amplitudes de los datos sísmicos después de aplicar la corrección por divergencia esférica. A los 60 Hz se presenta un pico que representa el ruido introducido por las corrientes eléctricas. Para eliminar ese ruido se aplicó un filtro Notch, cuyo resultado es ilustrado en el espectro de la Figura III.21.

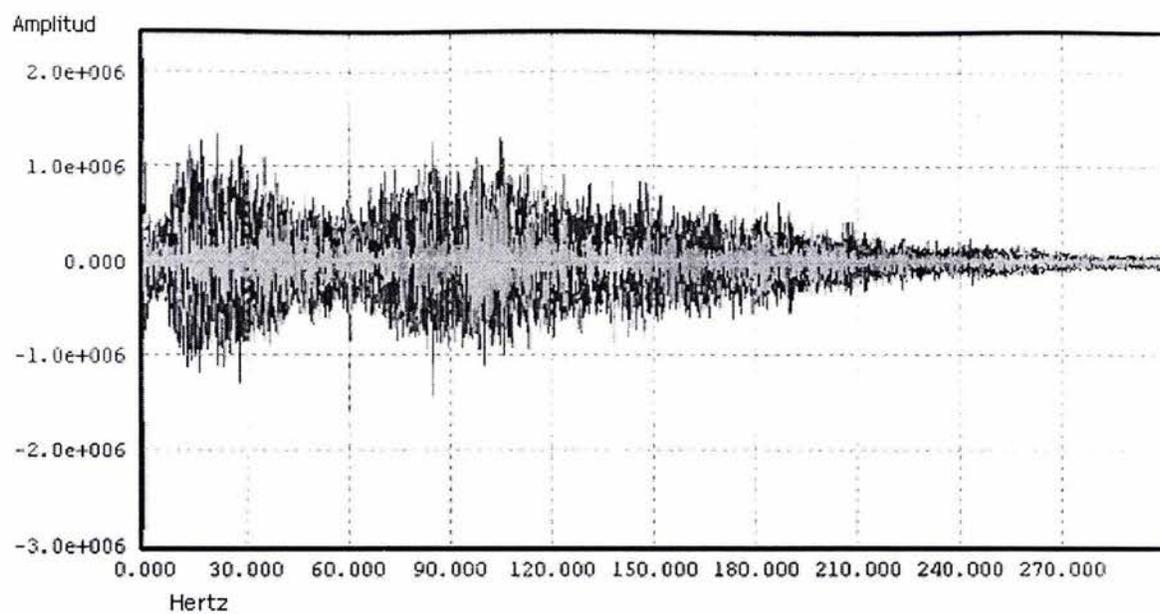


Figura III.20 Espectro de amplitudes de la sección sísmica T2.

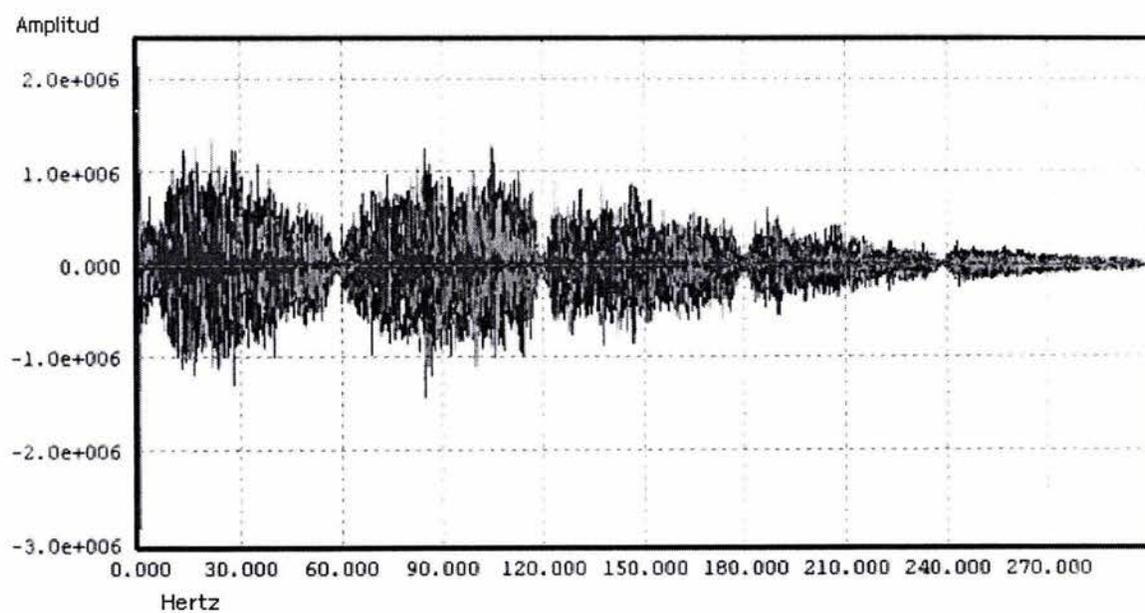


Figura III.21 Espectro de amplitudes de los datos sísmicos después de aplicarle el filtro Notch para eliminar la frecuencia de 60 Hz.

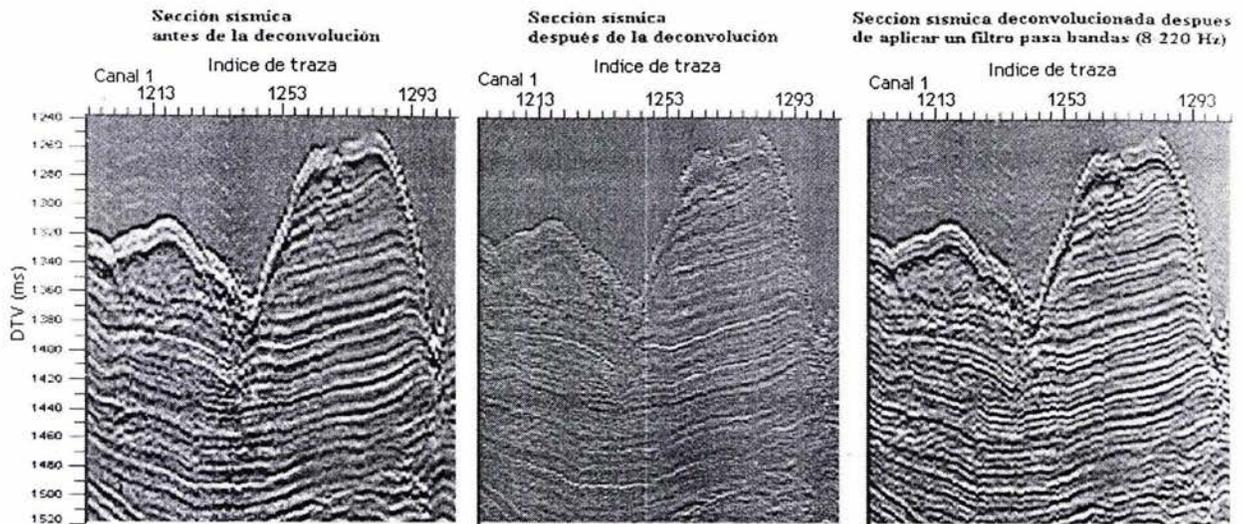
Procesamiento

Los tres principales pasos conforman el procesamiento son la deconvolución, el apilamiento y la migración.

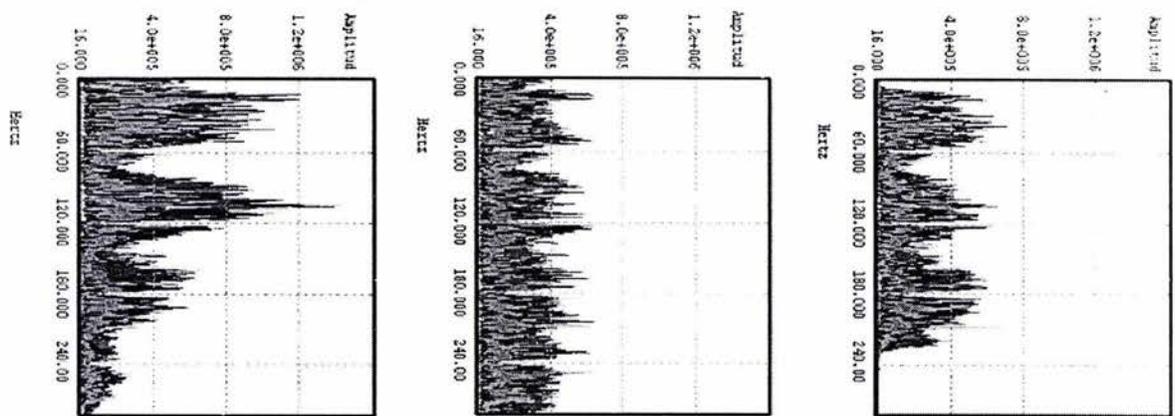
La deconvolución se aplica para mejorar la resolución temporal. Antes de apilar las trazas, la deconvolución se diseña para convertir al pulso emitido por la fuente a un pulso corto con un número pequeño de oscilaciones [Lavergne, 1989]; esta compresión de la ondícula permite separar interfases que estaban enmascaradas por el pulso más ancho [e.g. Hatton et al., 1986; Yilmaz, 1987].

La deconvolución está basada en el modelo convolucional en el cual las reflexiones son la convolución del pulso de entrada con la serie de reflectividades $e(t)$. Las reflectividades se localizan en contrastes de impedancia acústica y sus amplitudes son proporcional a la magnitud de la diferencia de impedancias acústicas, consecuentemente, la serie de reflectividades puede ser obtenida al aplicarle a la traza sísmica $x(t)$ un filtro inverso o un filtro de Wiener $a(t)$ que es el operador inverso de la ondícula sísmica $w(t)$. Para obtener los coeficientes del filtro de Wiener se utiliza la ondícula sísmica. Cuando la ondícula sísmica es conocida la deconvolución se llama determinística. Cuando la ondícula es desconocida, como sucede en la mayoría de los casos, la ondícula se aproxima utilizando la autocorrelación de la traza sísmica, en este caso la deconvolución es estadística. La autocorrelación de la ondícula es muy parecida a la traza sísmica; la explicación de esa semejanza es que la serie de reflectividades es aleatoria. La autocorrelación de la traza sísmica sirve para definir la

longitud del operador de deconvolución. La longitud del operador debe representar la ondícula sísmica. Además la autocorrelación del sismograma contiene a esta en los tiempos cercanos a cero, se toman sus primeros cruces por cero para definir la longitud del operador, lo que Yilmaz [1987] llama la primera parte transitoria de la autocorrelación. La Figura III.22 muestra una parte la sección registrada en el canal 1 antes y después de deconvolucionar y después de aplicar un filtro pasa bandas de 8-220 Hz. La deconvolución agrega al espectro altas frecuencias como se observa en la parte media de la Figura III.22b, lo que nos origina una sección ruidosa y al parecer peor que la que teníamos originalmente, pero al eliminar las frecuencias arriba de 220 Hz se aprecia el efecto de la deconvolución al mejorar la resolución vertical. En las autocorrelaciones de la parte inferior de la Figura III.22, se observa una compresión de la ondícula como era de esperarse.



Espectro de frecuencias de las secciones superiores



Autocorrelaciones de las secciones superiores

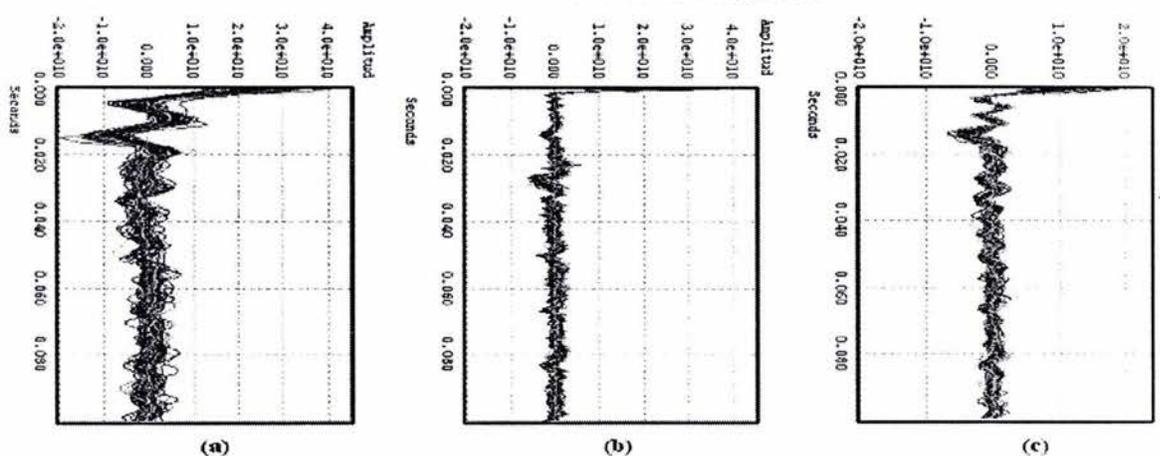


Figura III.22 Sección antes de deconvolucionar (a), después de deconvolucionar (b) y sección deconvolucionada y filtrada con sus respectivos espectros y autocorrelaciones.

En el ordenamiento por puntos medio comunes se hacen los conjuntos de trazas que tengan el mismo CDP. En un estudio con offsets grandes, este ordenamiento permitiría ver hipérbolas en el caso de reflectores horizontales. Debido a que en este estudio no tenemos offsets grandes no se pueden observar claramente las hipérbolas. Lo anterior tiene serias implicaciones en lo que se refiera a la obtención de una función de velocidad, ya que los métodos más utilizados para la obtención de la velocidad para la corrección por sobretiempo normal (NMO) están basados en el tiempo de viaje hiperbólico.

La corrección por sobre tiempo normal o NMO es necesaria debido a la distancia entre la fuente y los receptores. Un CDP es registrado por diferentes canales que se encuentran a diferentes distancias u offsets de la fuente. Con esta corrección la fuente y los receptores se encuentran en la misma posición. Con lo anterior, los reflectores captados con diferentes receptores que corresponden al mismo CDP se ubican en el mismo doble tiempo vertical. La Figura III.23 muestra un conjunto de trazas correspondientes a un CDP, es decir, las trazas registraron el mismo punto de un reflector en el subsuelo. Las hipérbolas están descritas por la Ecuación III.6 que se obtiene de la Figura III.24:

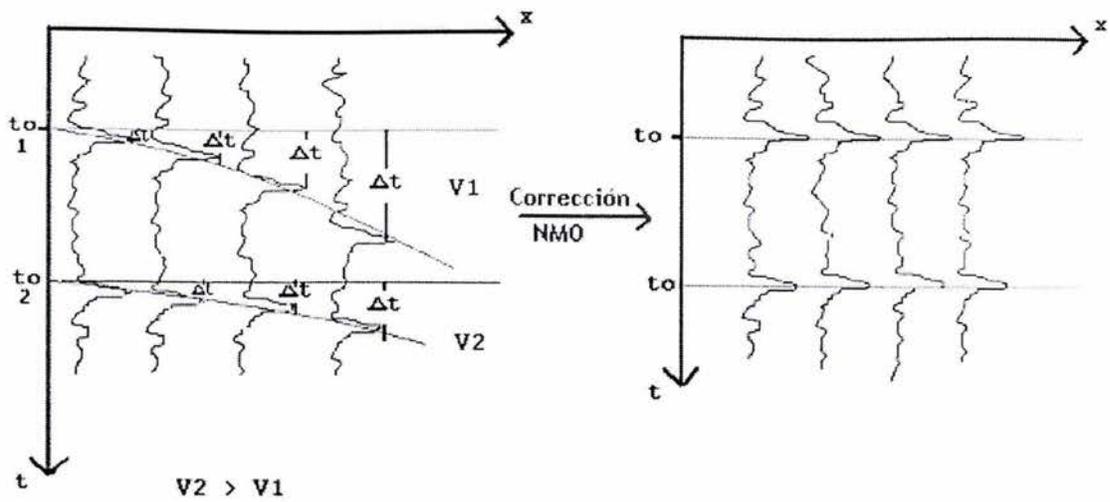


Figura III.23 Corrección NMO

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2}, \tag{III.6}$$

donde: t = doble tiempo de viaje, t_0 = doble tiempo vertical, x = offset, distancia de la fuente al receptor, v = velocidad, h = espesor de la capa.

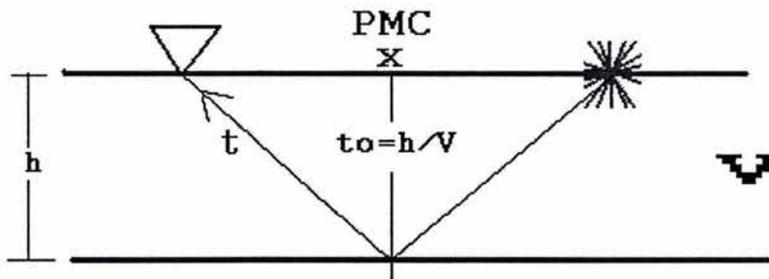


Figura. III.24 Obtención de la ecuación hiperbólica

Para un reflector la corrección por NMO es un intervalo de tiempo dado por:

$$\Delta t = t - t_0 = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{v^2}} - t_0. \quad (\text{III.7})$$

Debido a que los datos sísmicos de este trabajo fueron obtenidos con sólo cuatro canales de los cuales el segundo estaba dañado, no se pudo realizar un análisis de velocidad basado en la hipérbola de sobre tiempo normal. Se probó el método de apilamiento a velocidad constante (CVS, constant velocity stack) para tratar de conseguir una función de velocidad con la cual realizar la corrección por sobretiempo normal y apilar.

En la Figura III.25 muestra los datos analizados con la técnica CVS en la que se despliegan varios paneles de una sección apilada a diferentes velocidades constantes. Las velocidades más óptimas para diferentes son aquellas que muestran los reflectores con mejor calidad. Desafortunadamente el contar solamente con 4 canales no permite mostrar grandes diferencias en el rango de velocidades utilizadas. Se observa que para los primeros reflectores es posible escoger una velocidad óptima, pero para los reflectores más profundos todas las velocidades presentan en general el mismo efecto. Para los eventos someros las velocidades óptimas de apilamiento están entre 1650 y 1750 m/s. Al comparar dos secciones apiladas, una con las velocidades obtenidas del análisis CVS (Tabla III.6) y otra con velocidad constante de 1650 m/s, no

se observan diferencias sustanciales por lo que se apilaron todos los perfiles usando la velocidad constante de 1650 m/s.

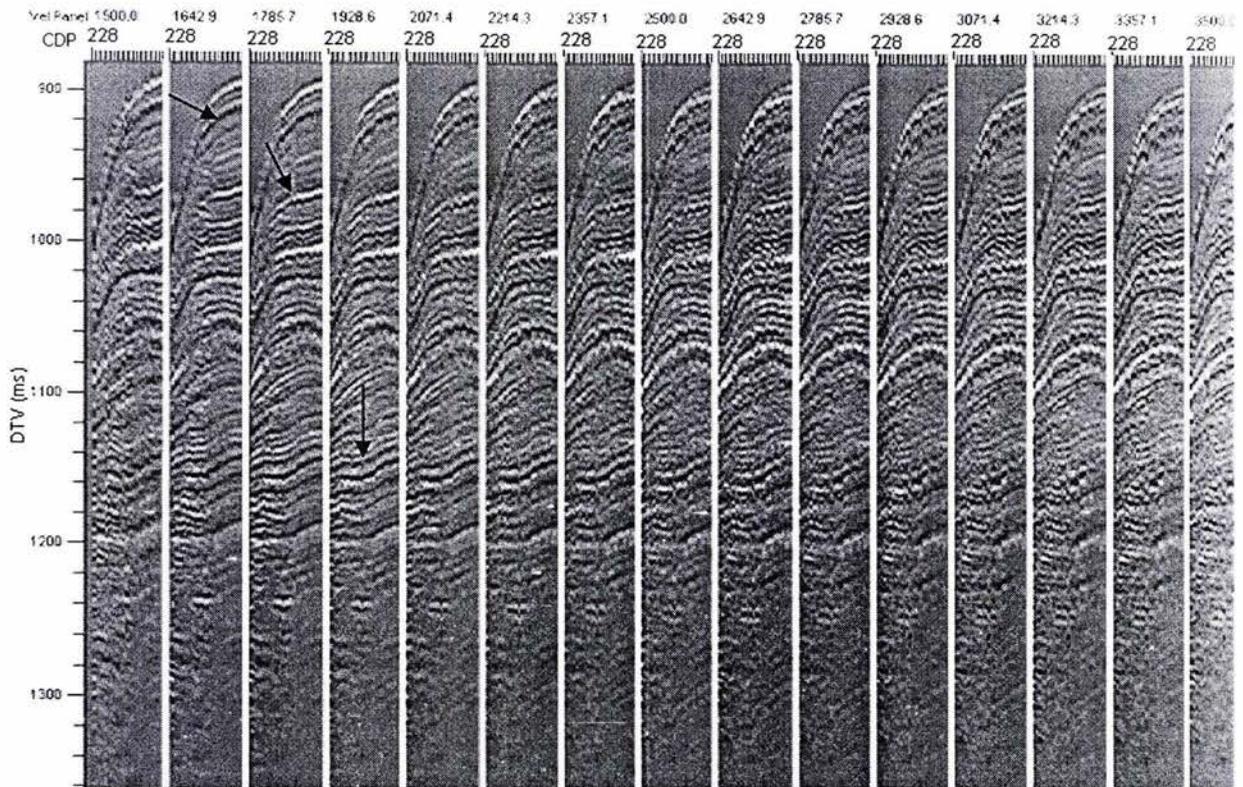


Figura III.25 Análisis de velocidad por el método CVS para el perfil T1. La flechas indican aquellos horizontes que se ven más claros a una velocidad determinada

Tabla III.6 Velocidades obtenidas por el método CVS para el perfil T1

| Line | T1 | Location | 12.500000 |
|------|----|-------------|-------------|
| | | Time | Velocity |
| 1 | | 953.993042 | 1500.000000 |
| 2 | | 1085.069458 | 1642.857056 |
| 3 | | 1164.062500 | 1785.714355 |

| Line | T1 | Location | 99.500000 |
|------|----|-------------|-------------|
| | | Time | Velocity |
| 1 | | 970.486084 | 1642.857056 |
| 2 | | 1129.340332 | 1785.714355 |
| 3 | | 1243.055542 | 1928.571411 |

| Line | T1 | Location | 169.500000 |
|------|----|-------------|-------------|
| | | Time | Velocity |
| 1 | | 973.090271 | 1500.000000 |
| 2 | | 1101.562500 | 1642.857056 |
| 3 | | 1145.833252 | 1785.714355 |
| 4 | | 1235.243042 | 1928.571411 |

| Line | T1 | Location | 221.500000 |
|------|----|-------------|-------------|
| | | Time | Velocity |
| 1 | | 893.229187 | 1642.857056 |
| 2 | | 1076.388916 | 1785.714355 |
| 3 | | 1131.076416 | 1928.571411 |

| Line | T1 | Location | 352.500000 |
|------|----|-------------|-------------|
| | | Time | Velocity |
| 1 | | 701.388916 | 1500.000000 |
| 2 | | 769.097229 | 1642.857056 |
| 3 | | 1070.312500 | 1785.714355 |

El apilamiento de trazas es la suma del conjunto de trazas en un PMC que han sido corregidas por el sobre tiempo normal (NMO). Al sumar las trazas lo que se busca es resaltar la señal útil (los reflectores) y reducir el ruido aleatorio como es mostrado en la Figura III.26.

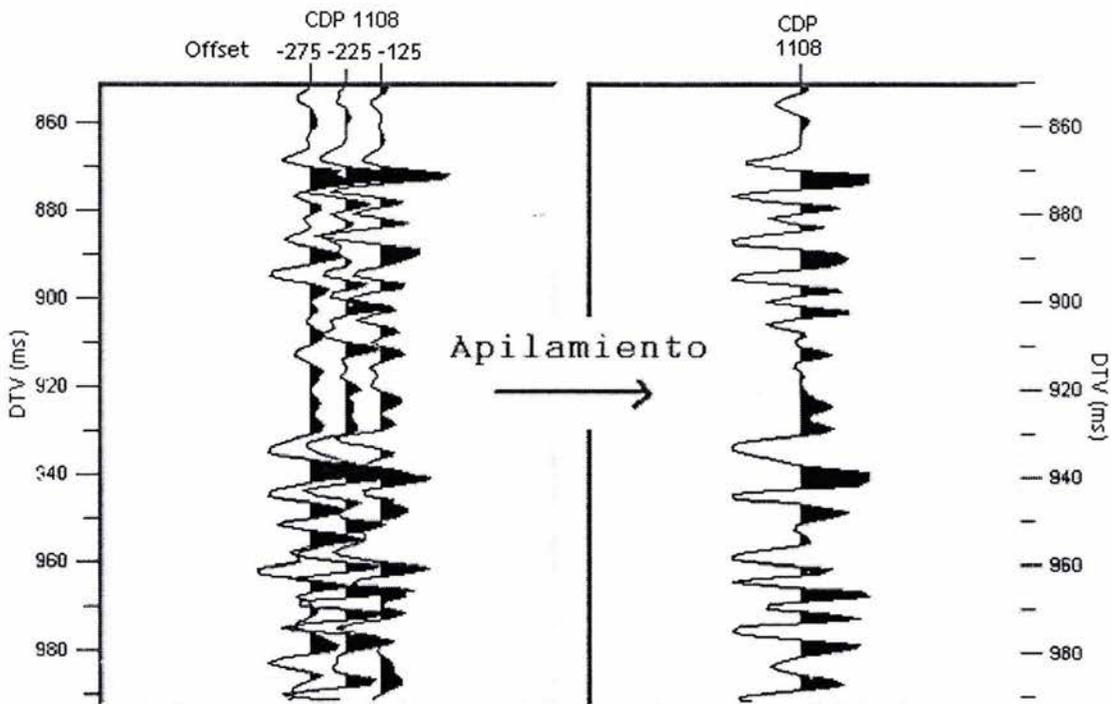


Figura III.26 Apilamiento

La Figura III.27 muestra la estrecha relación entre la corrección por NMO y el apilamiento. El pequeño cuadro en la parte superior de las secciones apiladas en la gráfica (a) ubica la posición de los CDP's que son mostrados en las gráficas (b) y (c). Para ambas gráficas (b) y (c) se desplegaron las trazas de los CDP's 807 y 808 (perfil T2) antes y después de corregirlas por el sobretiempo debido al offset. Se observan reflexiones difusas en la sección que fue apilada sin corregir las trazas por NMO;

mientras que la sección apilada con trazas corregidas por NMO presenta reflexiones más fuertes.

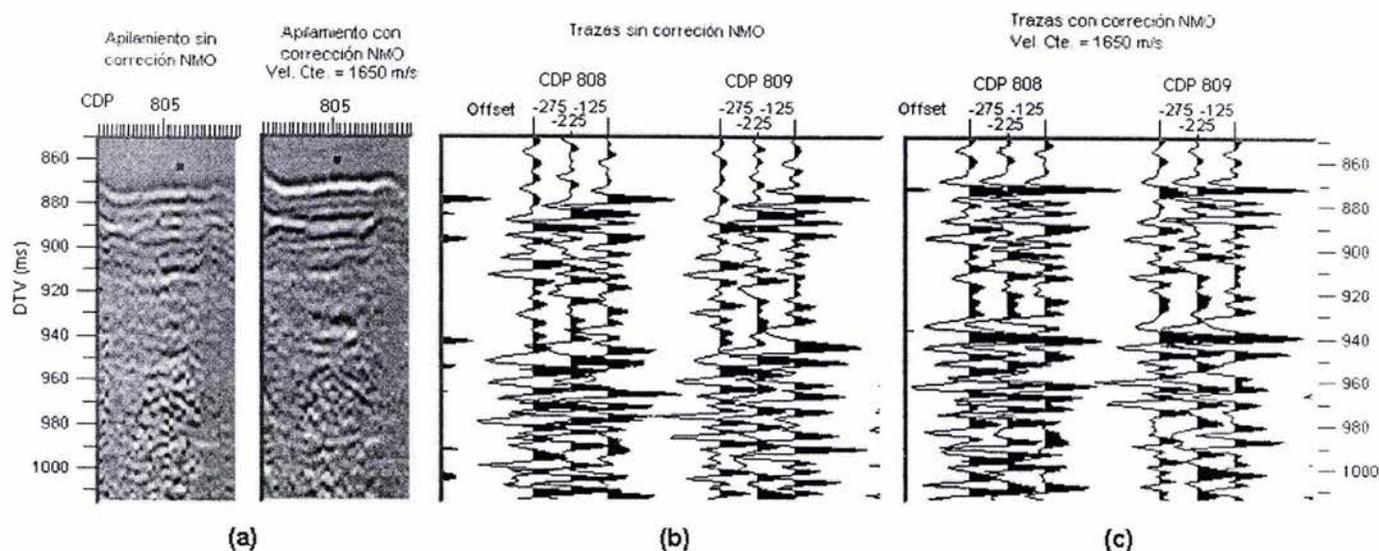


Figura III.27 Corrección NMO y Apilamiento

Finalmente la sección apilada se considera como la meta principal en una secuencia de procesamiento normal. Los intérpretes usan la sección final para reconocer las características geológicas del subsuelo. Para reducir la ambigüedad que ciertas secciones sísmicas puedan tener y llegar a una solución geológica correcta se puede aplicar otros procesamientos adicionales como los procesos de migración o coherencia [Al Sadi, 1980].

Las estructuras geológicas suelen estar distorsionadas en las secciones no migradas. La migración mueve los reflectores inclinados a sus posiciones verdaderas en el subsuelo y colapsa las difracciones. Después de la migración los reflectores horizontales no tienen cambios de posición. Algunas veces se observan moños en las

secciones apiladas que al ser migradas producen sinclinales. Las difracciones se originan por cambios litológicos laterales abruptos que pueden estar asociados a fallas. El objetivo de la migración es hacer que una sección apilada parezca similar a la sección geológica a lo largo de una línea sísmica. Idealmente se quiere tener una sección en profundidad de una sección apilada, sin embargo, la sección migrada comúnmente se despliega en tiempo debido a que la velocidad estimada basada en sísmica y en otros datos casi siempre es limitada en exactitud. El proceso de migración en tiempo produce una sección migrada apropiada cuando las variaciones laterales de velocidad son moderadas. Cuando los gradientes de velocidad lateral son significativos, la migración en tiempo no produce una imagen del subsuelo verdadera, entonces se utiliza la migración en profundidad.

Debido a la falta de un modelo de velocidad en este estudio se aplicó migración a velocidad constante. Se hicieron varias pruebas para conocer que velocidades de migración producen la mejor sección. El análisis se basa en las hipérbolas de difracción. Una velocidad baja produce submigración por lo que la hipérbola no se colapsa totalmente en un punto, por otro lado, una velocidad alta produce sobremigración lo que se observa en los brazos levantados de la hipérbola. De esta manera se puede escoger la velocidad que produce la mejor sección migrada.

Se utilizó el método de migración de Stolt [Yilmaz, 1987], que trabaja de la siguiente manera:

La primera etapa requiere de una sección de offset cero. La geometría de registro de PMC provee un campo de ondas de offsets diferentes de cero; al apilar los datos del plano punto medio-tiempo se está colapsando el eje del offset a cero. Al hacer esto se asume un sobretiempo hiperbólico. En la segunda etapa es utilizada la transformada de Fourier 2D, esto es requerido para implementar el algoritmo de migración en el dominio de las frecuencias. En las subsecuentes etapas se realiza el mapeo de ω a k_z , la aplicación de un factor de escalamiento y el principio de representación, realizar la transformada inversa de Fourier para obtener la sección migrada.

La Figura III.28 muestra cuatro paneles. El primero a la izquierda muestra la sección apilada sin migrar para utilizarla como punto de partida y comparación con los otros paneles donde se muestran migraciones a diferentes velocidades. Se observa que la velocidad de 1500 m/s migra mejor las difracciones y los reflectores inclinados. El recuadro en la primera sección es el área seleccionada de los paneles en la parte inferior de la figura para mostrar mayor detalle.

El detalle a observar en este procesamiento es el colapso de las hipérbolas de difracción así como la reubicación de los reflectores inclinados. Las hipérbolas de difracción del fondo marino para todas las velocidades mostradas presentan sobremigración. En los paneles de la parte inferior, se observa que con una velocidad menor a la del agua hay submigración lo que no permite ver claramente la interrupción de los estratos probablemente como resultado de la presencia de una falla. En la migración con velocidad de 1650 m/s ya se presenta sobremigración en esta zona lo que tampoco permite ver bien los cambios laterales.

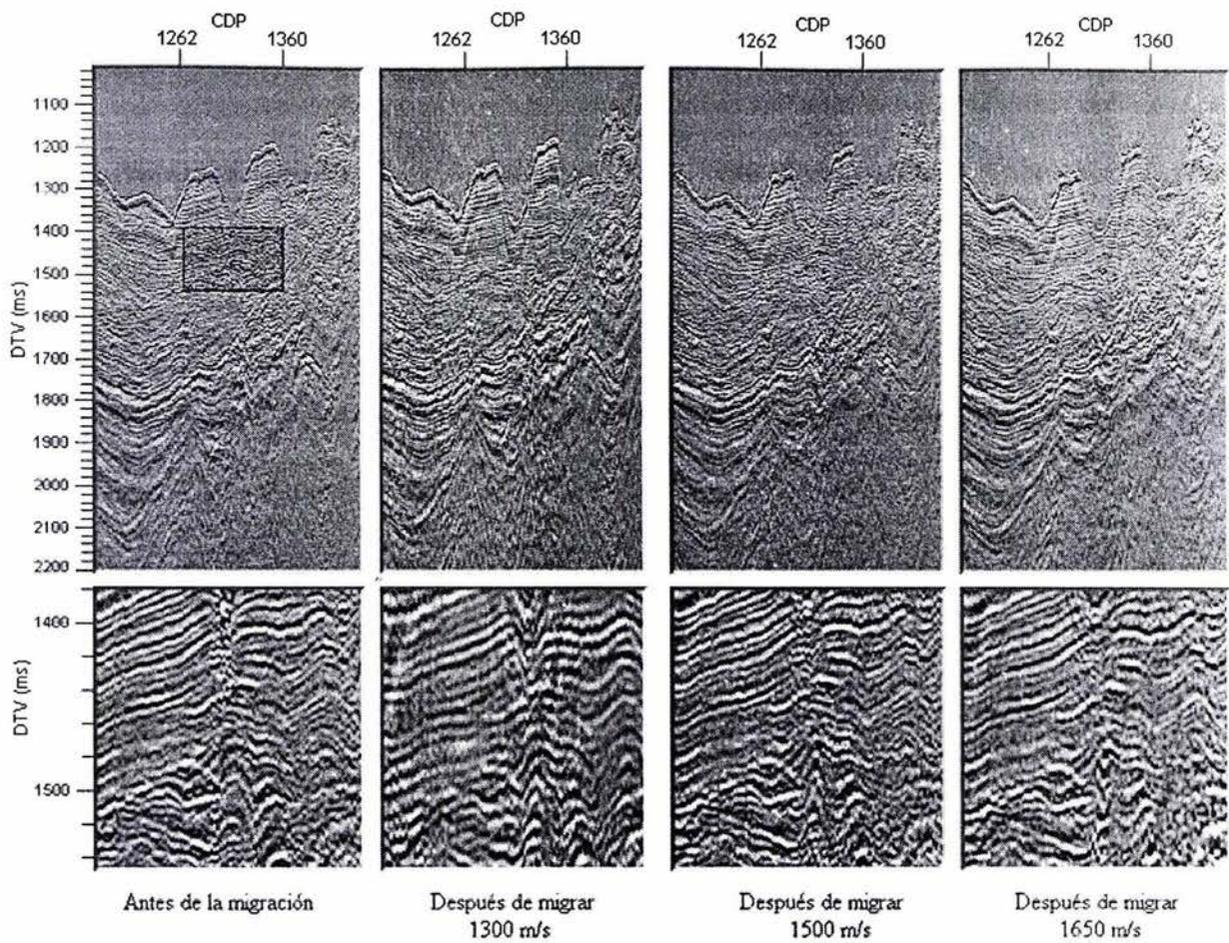


Figura III.28 Paneles de migración a velocidad constante (Perfil T2).

Las secciones sísmicas finales se muestran en el anexo en el orden en que fueron registradas, de T1 a T16e.

IV RESULTADOS

Batimetría y Perfiles Sísmicos

La Figura IV.1a muestra la batimetría del área de estudio obtenida con el ecosondeo de multihaz (SEABEAN) y su relación con los perfiles sísmicos (Figura IV.1b), ambos son utilizados para correlacionar estructuras como cañones, derrumbes, los depósitos masivos caóticos de los derrumbes, trazas de fallas y para visualizar la configuración espacial de las fallas identificadas en los perfiles sísmicos.

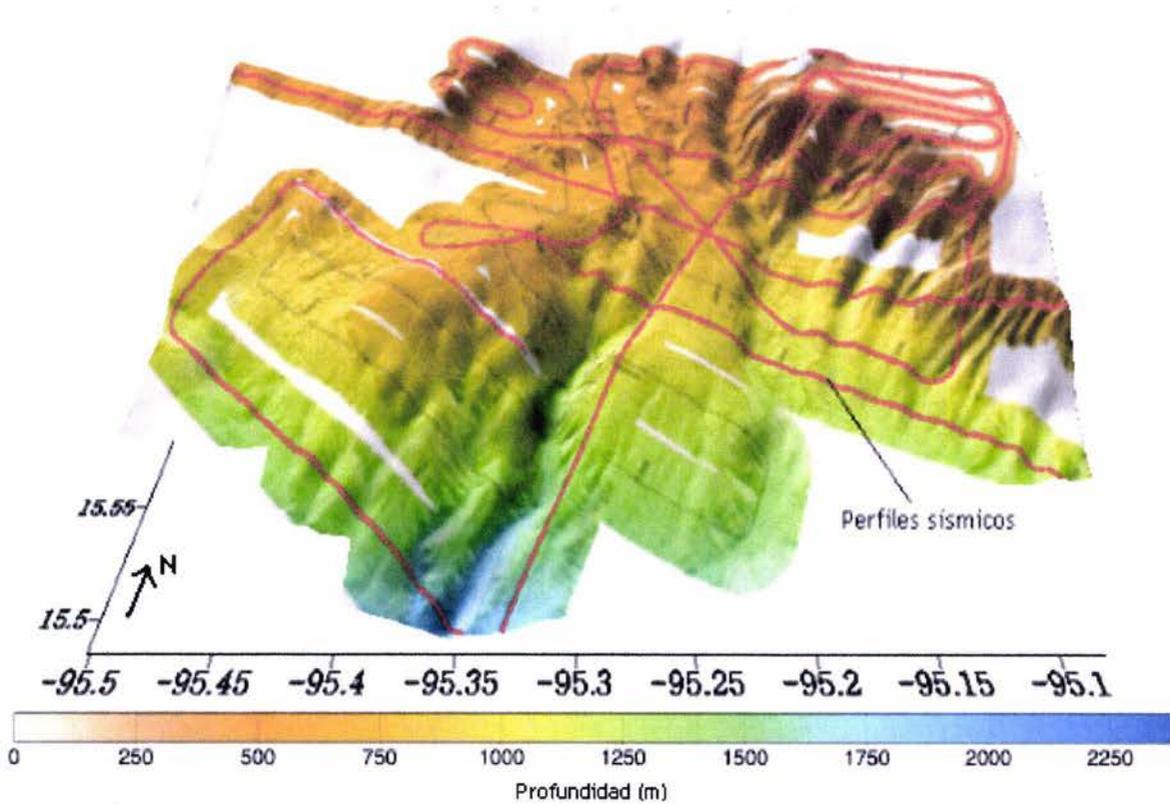


Figura IV.1a Batimetría del área de estudio y perfiles sísmicos.

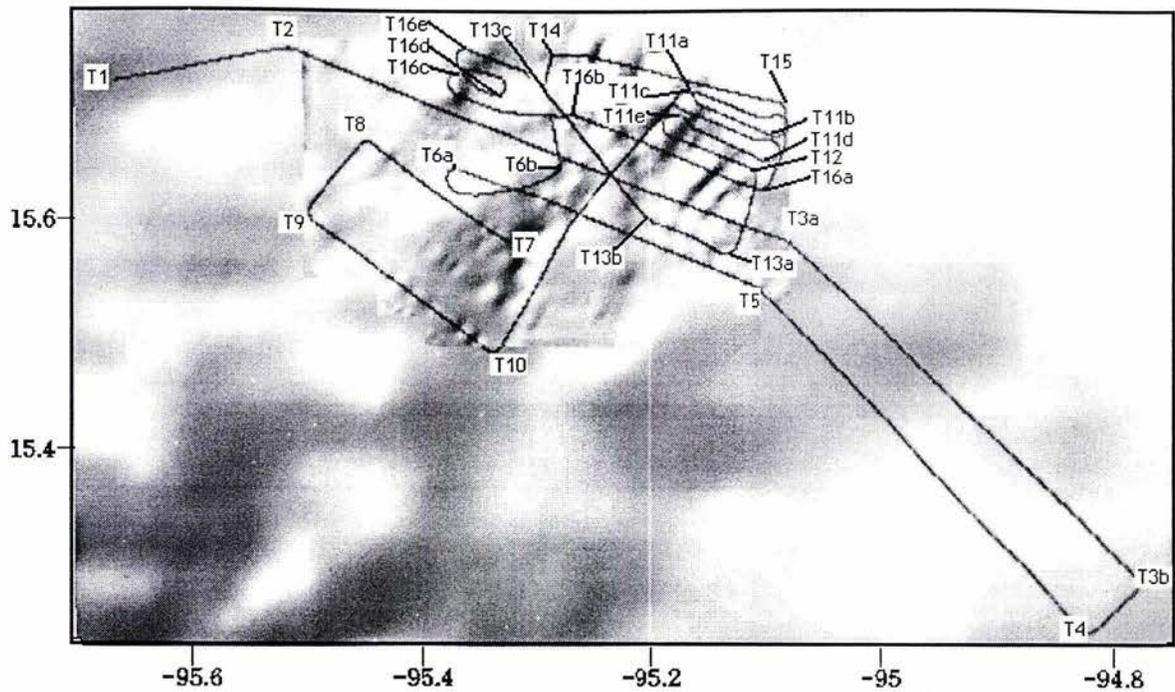


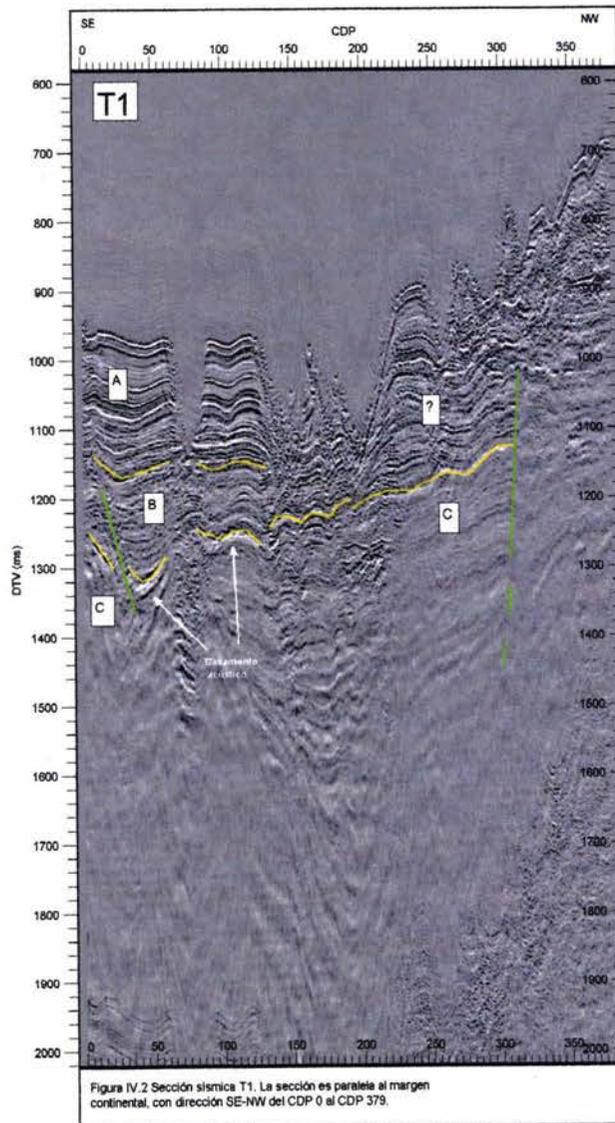
Figura IV.1b Perfiles sísmicos en la zona central del área de estudio

Secciones sísmicas

Sección sísmica T1

Una serie de cañones cortan la superficie del fondo marino a través de toda la sección sísmica T1 (Figura IV.2); los cuales rompen con la continuidad de los estratos más jóvenes. Entre los CDP's 1 al 135, los estratos son semihorizontales y prácticamente sin deformación constituyendo la unidad estratigráfica A. A 1160 ms-DTV se observa la unidad B con su carácter entrecortado. Debajo de la unidad B a aproximadamente 1280 ms-DTV, está presente la unidad C con alta amplitud y baja frecuencia y presenta mayor deformación que los estratos suprayacentes. El estrato de la unidad C es discontinuo a lo largo de la sección y presenta hipérbolas de difracción. Para los tiempos mayores, debajo de este reflector, la señal sísmica se atenúa fuertemente por lo que las reflexiones subyacentes son

más débiles y difícilmente se distinguen. Del CDP 314 al final de la sección (CDP 379), la zona más somera es caótica y los reflectores subyacentes están truncados por una falla. Cerca del CDP 10, una falla corta al basamento acústico (1280-1350 ms-DTV) y a los reflectores suprayacentes sin alcanzar la superficie.



Sección sísmica T2

Al comienzo (CDP 380) de la sección sísmica T2 (Figura IV.3) los reflectores terminan bruscamente en el CDP 408, a partir de esta posición se observa una serie de reflectores discontinuos e imbuidos en un carácter caótico que domina hasta el CDP 645 donde aparecen unos reflectores posiblemente de la unidad A divididos por una serie de fallas escalonadas. En esta posición, el basamento acústico se localiza a 1080 ms-DTV. En el CDP 700 se localiza la falla F1 que corta todos los reflectores visibles en la sección y separa dos zonas estratigráficas con marcadas diferencias. En el lado sureste la secuencia de reflexiones tiene un espesor máximo de 525 ms-DTV, mientras que del lado noroeste el espesor de las reflexiones tiene una longitud de aproximadamente 950 ms-DTV. Para el lado sureste de F1, entre el CDP 830 y el CDP 1015, se observan depósitos de un derrumbe masivo (S) y está marcado por los reflectores subyacentes de manera discordante. Su espesor máximo es de 350 ms-DTV. En el CDP, se identifica sedimentos recientes estratificados que rellenaron un canal en la parte central del derrumbe. Los reflectores subyacentes al derrumbe "S" buzanan aparentemente hacia el sureste, tienen un carácter entrecortado lo que permite identificarlos como parte de la unidad B. Entre el CDP 885 y la falla F2 posicionada cerca del CDP 1020, se observan depósitos de un derrumbe a 1490 ms-DTV imbuidos en la unidad B. En el CDP 810 a 1518 ms-DTV se ubica un reflector con las características del basamento acústico, con una inclinación general al sureste. Su contacto con la unidad superior es discordante. La falla F2 al igual que la falla F1, cortan todas las reflexiones visibles hasta llegar a la superficie. Del lado sureste de la falla F1 hasta el CDP 1350, en la parte superior

de la sección (hasta 1560 ms-DTV) se observa la unidad A formada de varios estratos continuos y con una inclinación ligera de los flancos al centro, ajustándose a la forma basamento acústico que en el CDP 1220 se localiza a 1780 ms-DTV. Entre los CDP's 770 y 1350 es posible identificar la unidad estratigráfica B por su baja amplitud y carácter entrecortado. Entre el CDP 1095 y el CDP 1165 y entre 1320 ms y 1470 ms-DTV, se observan dos cuerpos (posiblemente rellenos de derrumbes) que contrastan con las unidades A y B que los rodean. En el CDP 1145 una falla (F3) aparentemente vertical corta los estratos más profundos hasta la altura del relleno inferior. El CDP 1435 marca el límite entre dos zonas de características sísmicas y batimétricas diferentes. A partir de esta posición hacia el SE, la superficie del fondo marino está coronada por una serie de cañones con algunas reflexiones someras deformadas y discontinuas de carácter caótico. Al margen SE de la sección no es posible mapear, este cambio podría estar relacionado a la falla F4.

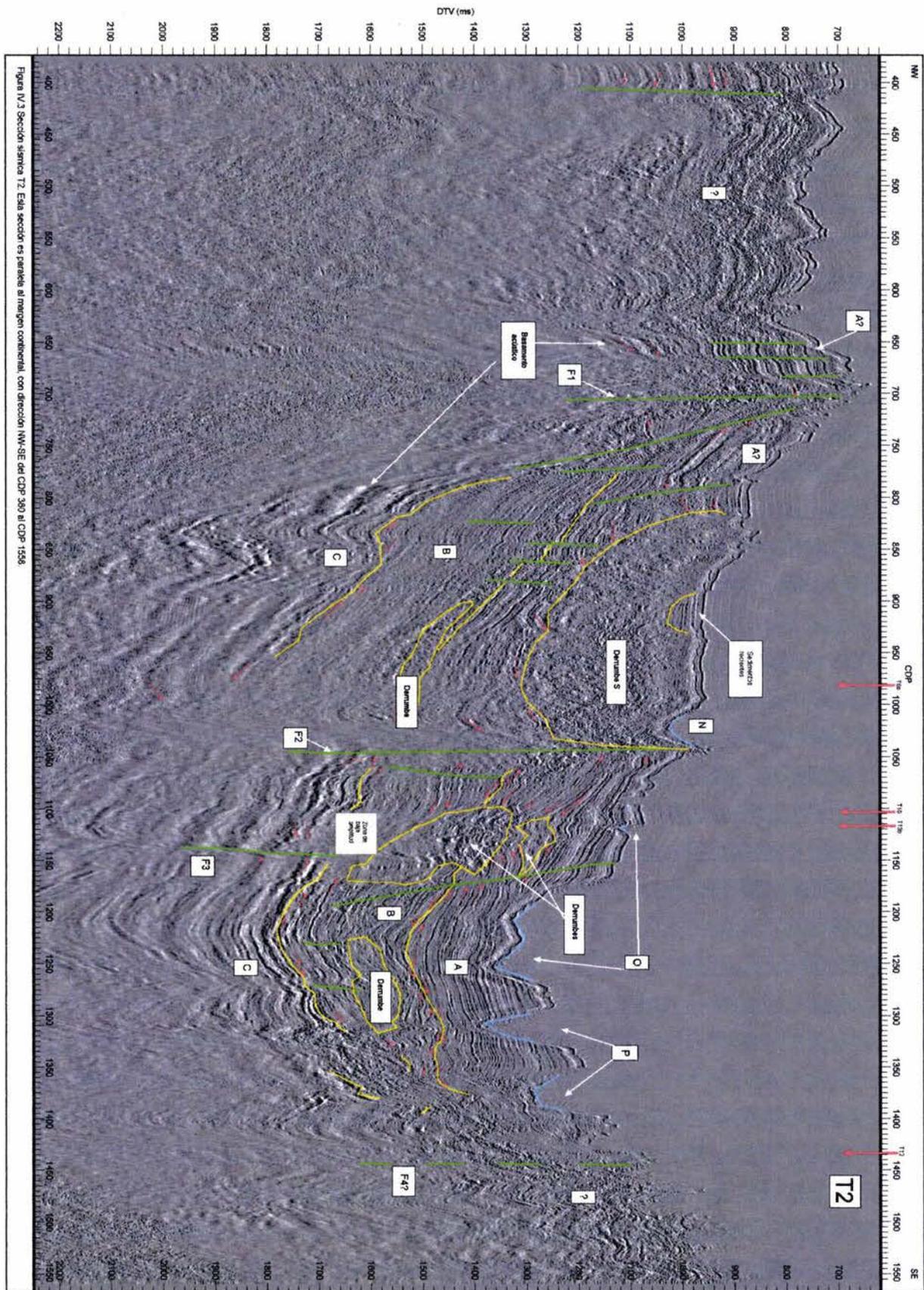


Figura N.3 Sección sísmica T2. Esta sección es paralela al margen continental, con dirección NW-SE del CDP 390 al CDP 1556.

Sección sísmica T3a

En el extremo NW de la sección sísmica T3a (Figura IV.4), se observa la continuación de la zona de cañones que se observaron en el extremo SE de la sección T2 (Figura IV.3). A partir del CDP 1620 a 1180 ms-DTV, se presenta un reflector plegado de alta amplitud y baja frecuencia. Sobre este reflector se observan algunas reflexiones entrecortadas por lo que podría tratarse de las unidades B y C. Bajo la probable unidad C, en el 1690 es posible seguir algunos reflectores de mayor frecuencia que al parecer rellenaron una cuenca cuya base es un reflector de amplitud alta con pendiente ascendente al sureste que se comporta como el basamento acústico. En el CDP 1830, la falla F5 es identificada, interrumpe las reflexiones someras y está coronada por un cañón en la superficie del fondo marino. En el lado sureste de la falla F5 el relieve de la sección presenta un montículo que conserva la estratigrafía que sobreyace a un reflector plegado de alta amplitud y baja frecuencia que podría tratarse de C. Los reflectores someros interrumpidos por cañones a ambos flancos del montículo, están plegados al igual que el reflector subyacente, tienen mayor frecuencia y menor amplitud, y están afectados por unas fallas relativamente verticales. El múltiple del fondo marino bajo el montículo nubla la sección a partir de los 1020 ms-DTV, sin embargo, es posible detectar algunas reflexiones cerca del CDP 2000 a 1190 ms-DTV. En el CDP 2185 una falla (F6) es identificada; la cual divide dos zonas que contrastan. En la parte sureste de F6, las reflexiones superiores tienen un espesor promedio de 835 ms-DTV siendo su máximo espesor de 1200 ms-DTV en el CDP 2540; mientras que del lado noroeste de la falla, el espesor de las reflexiones no es más de 400 ms. En lado sureste es evidente una superficie de contacto erosiva entre la

unidad más somera y la subyacente. La unidad somera está fuertemente afectada por cañones. A partir del CDP 2500 se identifican zonas caóticas inmersas en los reflectores superiores discontinuos (850 ms-DTV); las reflexiones en la unidad inferior tienen un carácter entrecortado. En el lado sureste de la falla es posible determinar el basamento acústico a los 1560 ms-DTV, se comporta de manera semejante a los basamentos descritos en las secciones previas. Cerca de la posición del CDP 2430, este reflector está afectado por una falla que perturba ligeramente la base de la unidad suprayacente. Por falta de cruces entre secciones, es difícil de asegurar que las unidades descritas en la sección T3 corresponden a las descritas en las otras secciones del estudio.

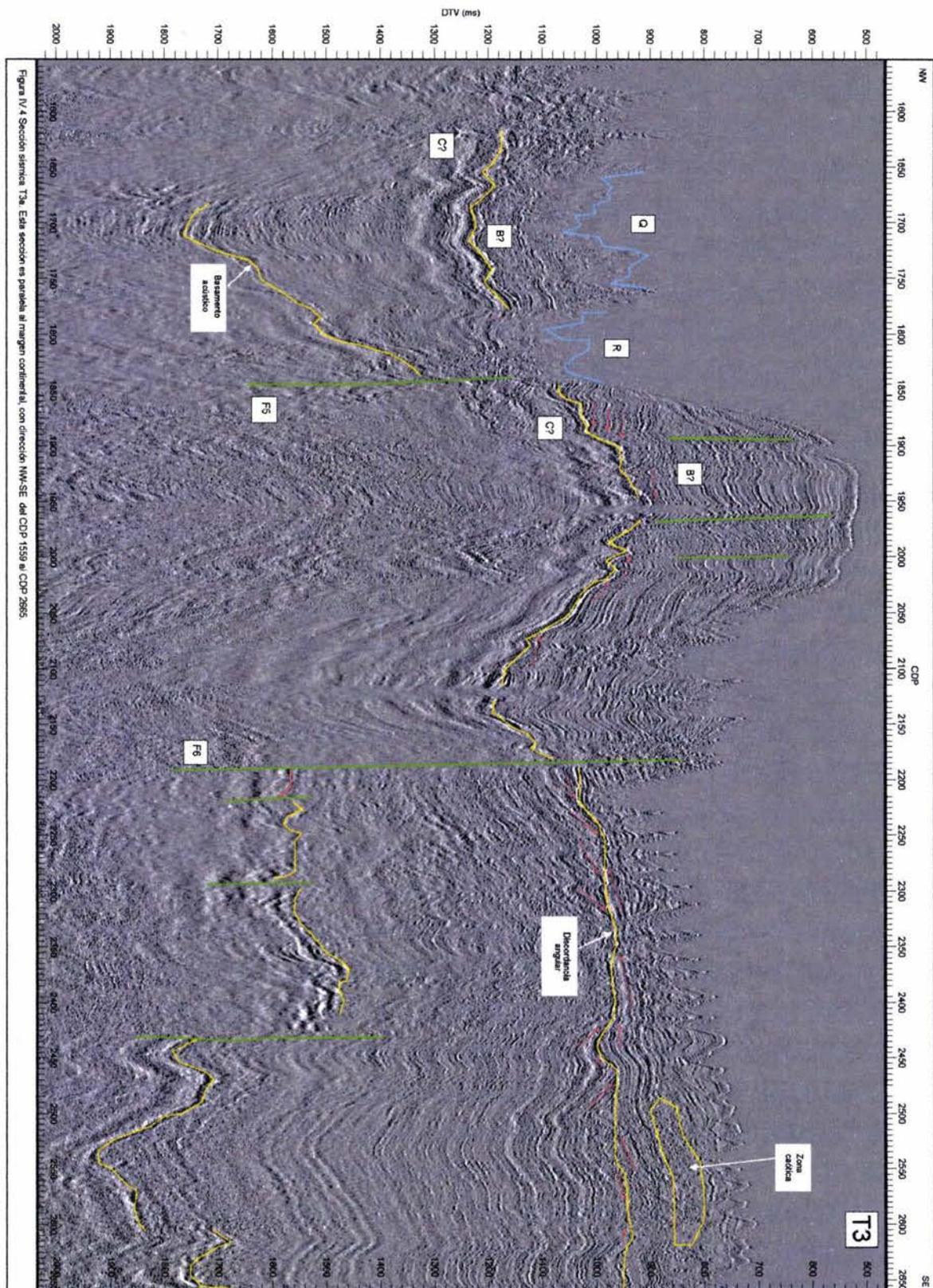
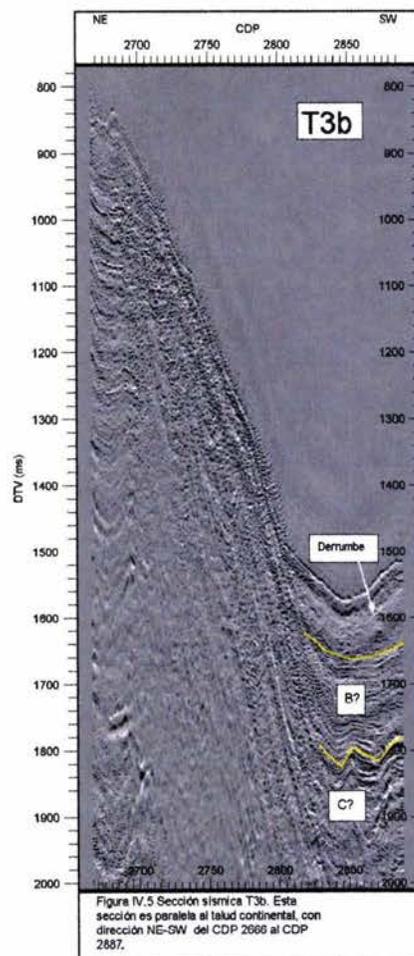


Figura N.º 4 Sección sísmica T3a. Esta sección es paralela al margen continental, con dirección NW-SE del CDP 1559 al CDP 2656.

Sección sísmica T3b

Esta sección sísmica (Figura IV.5) une a las secciones T3a y T4. En la parte donde es paralelo al talud continental entre el 2680 y el CDP 2840, no se observa ningún reflector debido al cambio fuerte de pendiente. A partir del CDP 2805 hasta el final de la sección (CDP 2887), se observan reflexiones que pueden ser correlacionadas posteriormente en la sección T4. Se observan tres unidades, la más somera podría tratarse del depósito de un derrumbe por su característica caótica que predomina desde la superficie del fondo marino hasta la segunda unidad que está formada por estratos de alta frecuencia que suprayacen un reflector de alta amplitud que presenta un ligero plegamiento. En el CDP 2850, el contacto entre el derrumbe y la segunda unidad está a 1660 ms-DTV y es discordante. El contacto entre la segunda y tercera unidad está a 1790 ms de DTV y también es discordante.



Sección sísmica T4

La sección sísmica T4 (Figura IV.6) corre paralela a la costa oaxaqueña en dirección Se-NW. En el rango del CDP 2980 al 3150, se puede seguir en la parte superior la unidad descrita al final de la sección T3b, que probablemente se trate de C. En este extremo se observa que esta unidad se inclina al SE y está plegada. La primera unidad corresponde al derrumbe visto en la sección T3b. A partir del CDP 3000 hacia el NW, se puede apreciar un reflector que representa el límite entre dos unidades. Una falla en el CDP 3150 interrumpe este contacto hacia el NW. En seguida otras fallas en el CDP 3200 y en el CDP 3310 parecen indicar que son parte de un sistema de fallas normales. Hacia el SE del CDP 3200 a 1380 ms-DTV se observa un reflector de alta amplitud cuyo carácter se puede reconocer al lado NW de la falla en el reflector del CDP 3210 a 1480 ms, lo que permite estimar que el desplazamiento vertical de esta falla es de 100 ms aproximadamente. En el CDP 3310 existe una interrupción brusca de los reflectores hacia el NW, lo que posiblemente se debe al paso de la falla F6. En el lado noroeste de F6 hay una zona semicaótica con reflectores entrecortados que se asemejan a las características sísmicas de la unidad B. La característica principal de este lado de la sección es el gran número de cañones que cortan la superficie. A partir del CDP 3600 se reconoce otro cambio en el carácter de la sección hasta el CDP 3770, en este rango se observa un reflector profundo que se inclina hacia el NW que pudiera corresponder al reflector de la sección T3a entre el CDP 1710 (1770 ms-DTV) y el CDP 1830 (1320 ms_DTV), y por donde pasa la falla F5. Del CDP 3900 hacia el noroeste, pueden identificarse las unidades A, B y C.

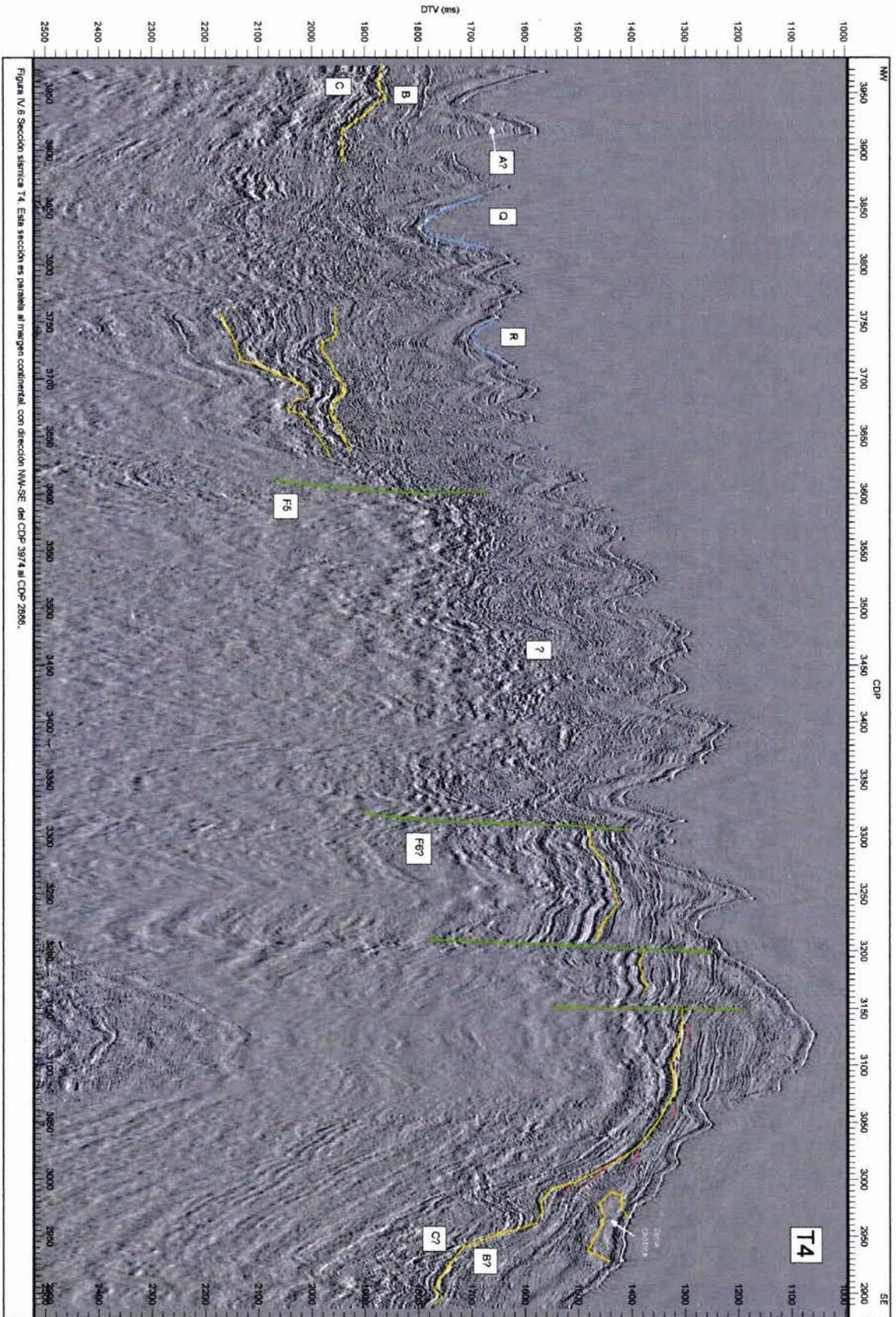
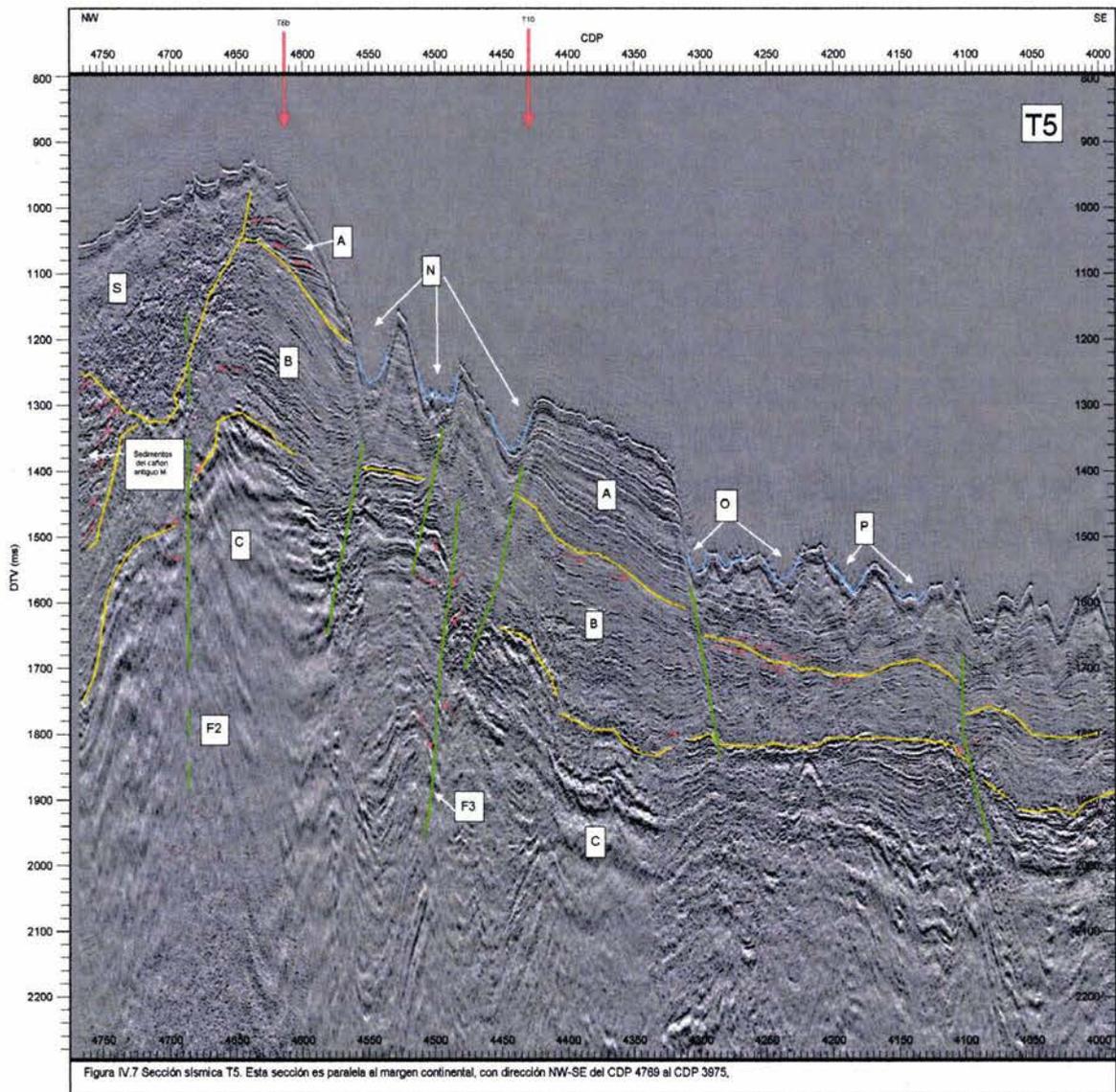


Figura IV.6 Sección sísmica T4. Esta sección es paralela al margen continental, con dirección NW-SE del CDP 3974 al CDP 2996.

Sección sísmica T5

En el centro de la sección sísmica T5 (Figura IV.7) es posible identificar las tres unidades estratigráficas principales. En el CDP 4375 el horizonte entre las unidades A y B está a los 1530 ms-DTV, y el horizonte entre B y C está en 1795 ms-DTV. Tres cañones en los CDP's 4445, 4500 y 4545 han afectado la continuidad de la unidad A. Hacia el sureste del CDP 4325 los cañones han erosionado parcialmente a la unidad A dejando. Partes de la unidad B posiblemente son expuestas entre el CDP 4570 y el CDP 4470. Hacia el noroeste del CDP 4425, se interpreta una serie de fallas en la parte inferior que afectan principalmente a la unidad C. En el CDP 4495, se identifica la falla F3 que también se observa en las secciones T2, T10, y T13b. En el CDP 4675, la sección muestra que parte de la falla F2 fue cubierta por los depósitos del derrumbe S. Las características sísmicas del derrumbe S son identificadas entre el CDP 4645 hasta el final de esta sección (CDP 4769). Entre los CDP's 4575 y 4645 se identifica claramente una discordancia angular entre las unidades A y B. En el CDP 4750 se observa la estructura del cañón y las reflexiones de los sedimentos que comenzaban a depositarse horizontalmente el cañón M antes del evento del derrumbe S.

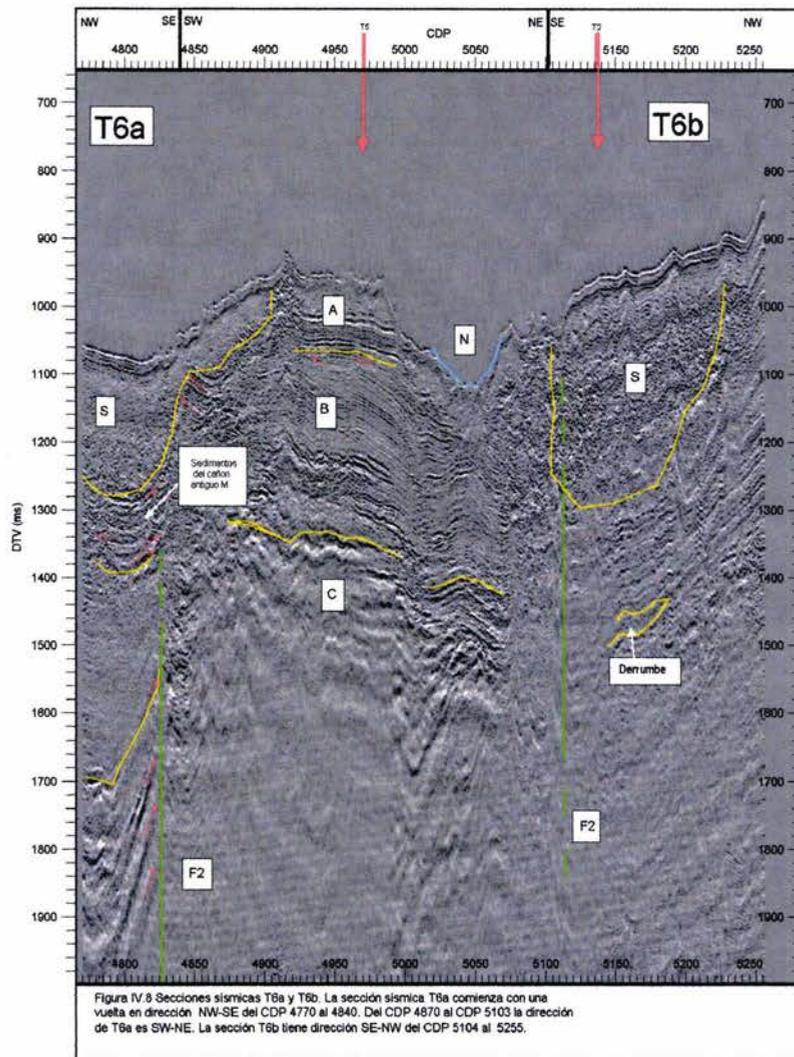


Sección sísmica T6a

En el inicio de la sección sísmica T6a (Figura IV.8) con dirección N-S y hasta el CDP 4900 se identifican los depósitos del derrumbe S que se asentó sobre los sedimentos de un antiguo cañón (M). La relación que hay entre los depósitos del derrumbe S y las reflexiones cercanas indica que el derrumbe afectó a los estratos más someros. En las proximidades del CDP 4775 en el intervalo entre 1390 a 1700 ms-DTV se identifica a la unidad C en una zona transparente de reflexiones indicando la posible existencia de un derrumbe previo al derrumbe S y de similares dimensiones. Del CDP 4925 al 4990 las unidades A, B y C son claramente identificadas. El límite entre A y B es identificado a los 1060 ms-DTV, mientras que el límite entre B y C está a 1340 ms-DTV. La falla F2 es interpretada cercana a la localidad del CDP 4830 cortando todos los reflectores visibles.

Sección sísmica T6b

La sección T6b (Figura IV.8) inicia en el CDP 5104 con dirección NW. En el CDP 4110 se identificó a la F2. Esta sección también registró al derrumbe S entre el CDP 5104 y el CDP 5230, en una zona que no es posible reconocer alguna característica sísmica de la unidad A debido a que los reflectores inferiores están fuertemente afectados por los depósitos del derrumbe. En esta sección no fue posible determinar al reflector del basamento acústico.



Sección sísmica T7

Entre el CDP 80 y el CDP 175 de la sección sísmica T7 (Figura IV.9), de SE a NW es posible observar las tres unidades que se identificaron en dos secciones sísmicas, la sección T5 del CDP 4560 al CDP 4650, y en la sección T6a del CDP 4925 al CDP 5000. El contacto de la unidad A con la unidad B es a través de una disconformidad angular. En el CDP 125, el contacto entre A y B ocurre a los 1125 ms-DTV. El contacto entre B y C está a 1525 ms-DTV. La base de la unidad C está en contacto con otra unidad más antigua (del CDP 30 al CDP 160) que se comporta como el basamento acústico y que se localiza a más de 2000 ms-DTV. En dirección hacia el noroeste, la traza de la falla F2 es identificada cercana al CDP 225. Como en las secciones previas, la falla F2 está asociada con los depósitos del derrumbe S que está identificado entre el CDP 210 y el CDP 335. Esta sección muestra claramente la serie de reflexiones que subyacen a los depósitos del derrumbe S y que son parte de sedimentos que rellenaban un antiguo canal anterior al derrumbe. En el rango del CDP 335 al CDP 425 es identificada la superficie erosiva del límite entre las unidades A y B. El basamento acústico en el CDP 350 es identificado a 1565 ms-DTV. Cerca del CDP 430, una falla que ha estado activa en la parte superior de la sección sedimentaria (desde los estratos más profundos visibles en la sección, hasta los más recientes) podría ser la continuación de F1 que se ha identificado en la sección sísmica T2.

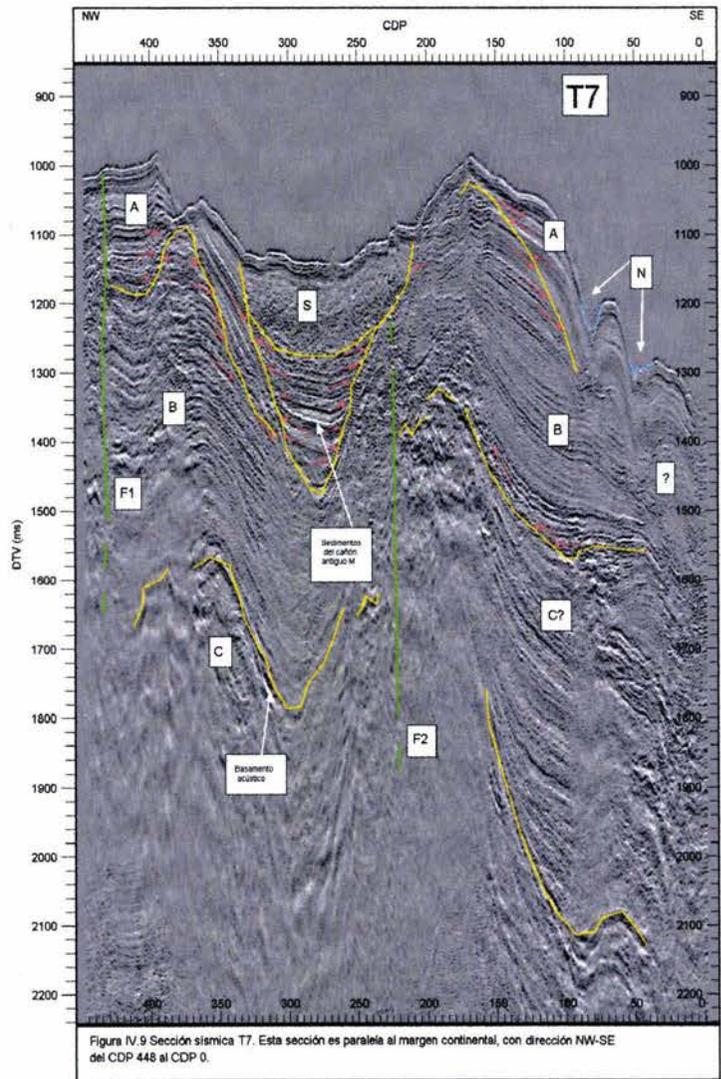
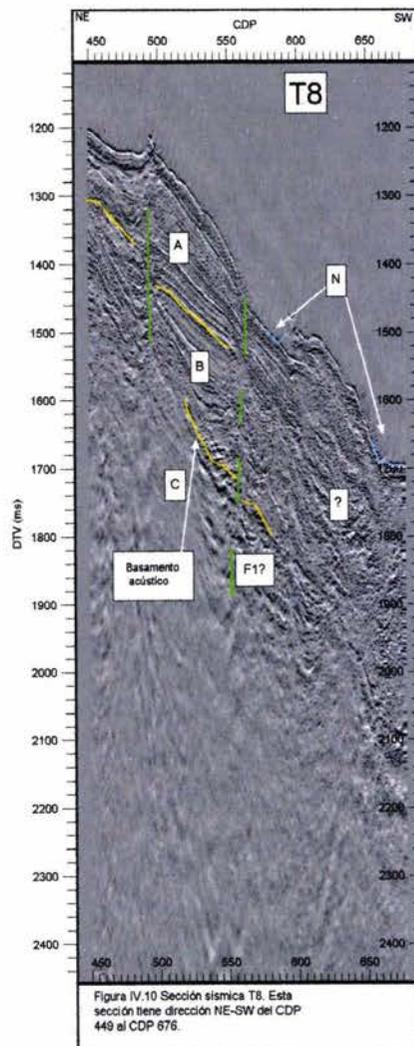


Figura IV 9 Sección sísmica T7. Esta sección es paralela al margen continental, con dirección NW-SE del CDP 448 al CDP 0.

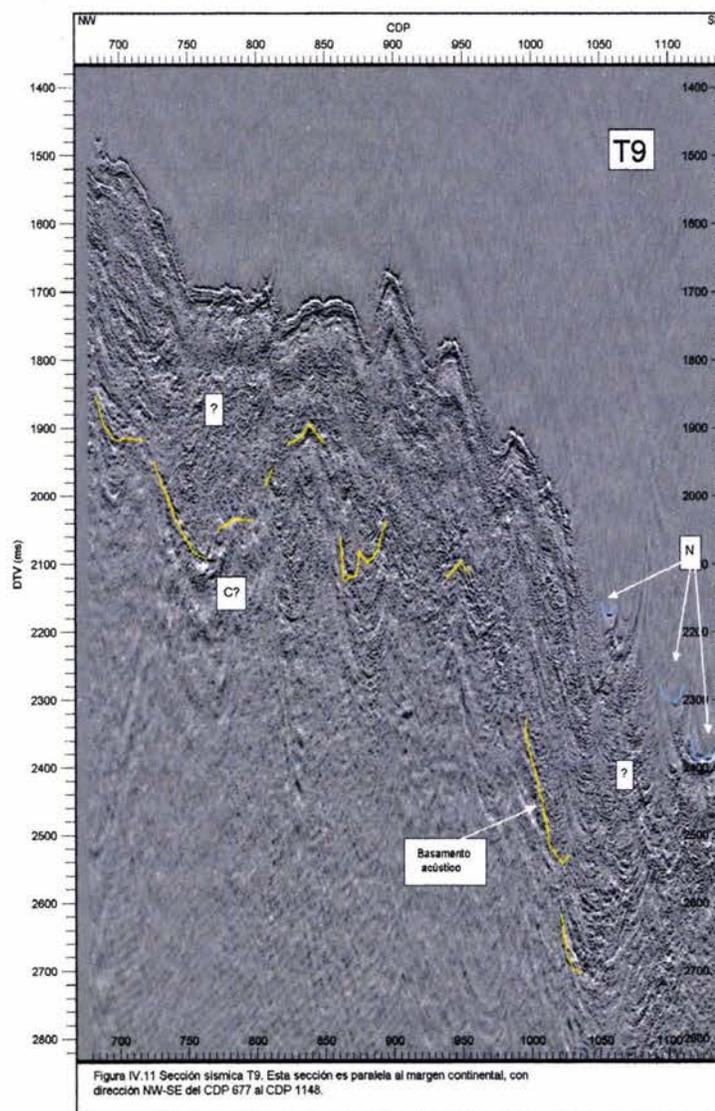
Sección sísmica T8

A partir del CDP 445 de la sección sísmica T8 (Figura IV.10), las unidades A y B son identificadas hasta que son interrumpidas por una falla (posiblemente la continuación de F1) en el CDP 565, afectando a todas las reflexiones posibles. En las cercanías del CDP 490, una falla aparentemente vertical corta a las unidades A y B. Un reflector discontinuo de amplitud alta, formado por difracciones que se comporta como el basamento acústico podría ser el horizonte superior de la unidad C. Al suroeste de lo que parece ser la falla F1 se pueden observar algunas reflexiones inmersas en una sección de carácter caótico.



Sección sísmica T9

El carácter caótico de la sección sísmica T9 (Figura IV.11) dificulta el poder identificar algún reflector continuo. La sección tiene un carácter semejante a lo encontrado del lado sureste de la falla principal en la sección sísmica T8, en el que algunos reflectores discontinuos están inmersos en un carácter caótico. En la vecindad del CDP 760 a 2100 ms-DTV se observan reflexiones que pudieran ser el contacto entre las unidades B y C.



Sección sísmica T10

A partir del CDP 1400 en la sección sísmica T10 (Figura IV.12) con dirección SW-NE, las unidades A, B y C son correlacionadas en las secciones sísmicas T2, T5, T13 y T16 que intersecan esta sección. En el CDP 1580, el límite entre las unidades A y B está a 1340 ms-DTV. El límite entre B y C está a 1620 ms-DTV. El basamento acústico que es la base de la unidad C se presenta a 1800 ms-DTV. Al SW del CDP 1400 se observan hipérbolas de difracción que pudieran formar parte de la unidad C constituyendo el basamento acústico. Este reflector tiene amplitud alta y frecuencia baja. La unidad C es la más deformada. Conforme se avanza al SW de la sección, el reflector del basamento acústico se inclina hacia la parte baja del talud continental. Sobre la unidad C se identifica la unidad B entre el CDP 1360 y el CDP 1620. La unidad B conserva su carácter entrecortado. Hacia el noreste del CDP 1620, una zona sin reflexiones y un cuerpo que contrasta con el medio circundante cortan la unidad B. Las reflexiones de esta unidad se inclinan paralelas al talud y presenta un carácter continuo. Cercanos al CDP 1600 la falla F3 es identificada y parece que no afecta a los reflectores someros. El carácter continuo de A y el carácter entrecortado de B permiten establecer el límite entre ambas unidades en 1380 ms-DTV en el CDP 1590. En el CDP 1720 a 1230 ms-DTV, la unidad A envuelve una zona caótica probablemente de los depósitos de un derrumbe. Un cañón (O) cercano al CDP 1750 corta esta unidad. Las tres unidades se acuñan conforme se acercan a la plataforma continental. Al llegar a la plataforma continental disminuye considerablemente el paquete sedimentario. Las unidades B y C son drásticamente truncadas y los sedimentos someros son cortados por la falla F4 (CDP 1915). El múltiple del fondo marino obscurece la sección debajo de la plataforma continental.

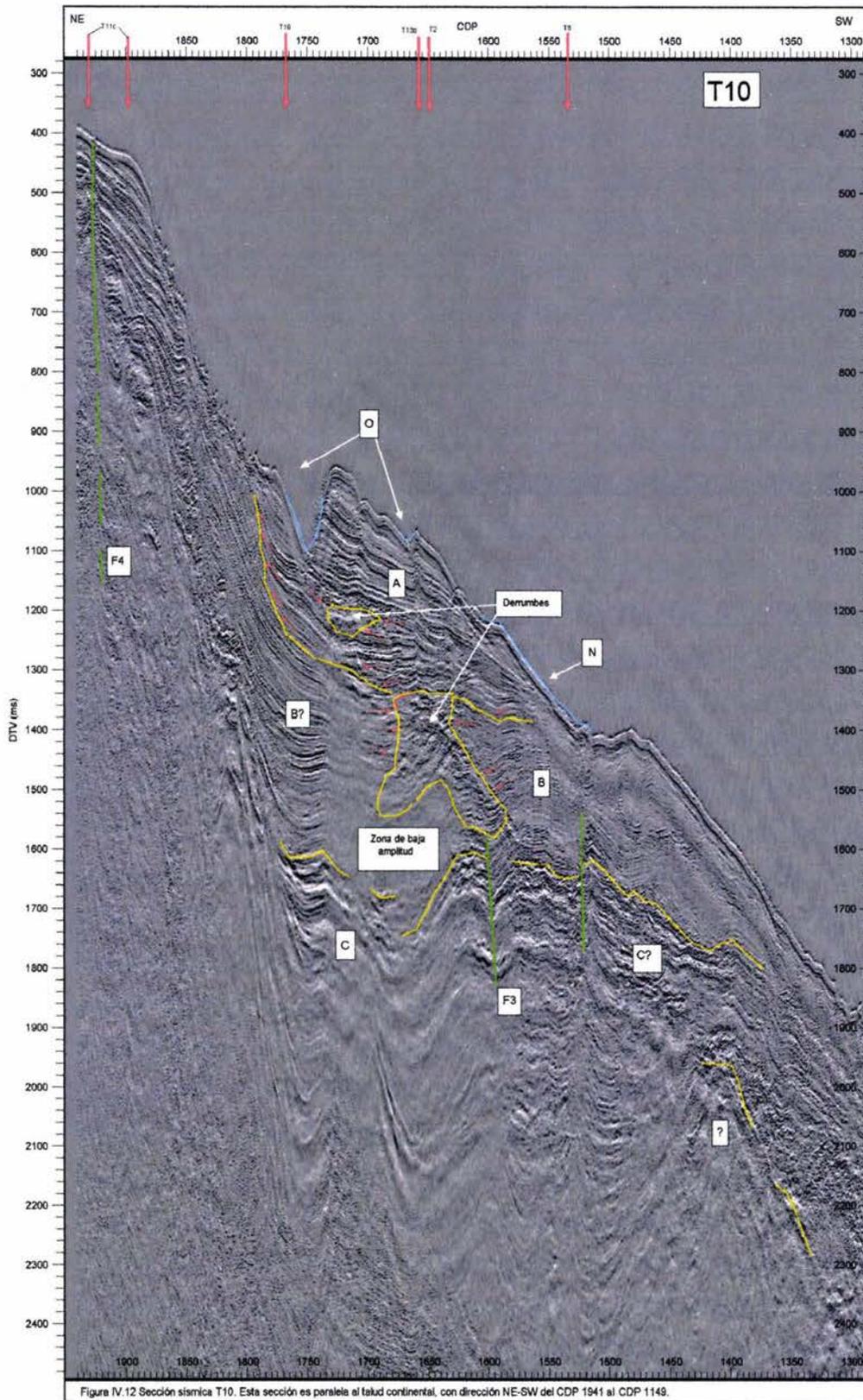


Figura IV.12 Sección sísmica T10. Esta sección es paralela al talud continental, con dirección NE-SW del CDP 1941 al CDP 1149.

Sección sísmica T11a

La sección sísmica T11a (Figura IV.13a) es paralela al talud continental. La profundidad máxima del fondo marino es de 300 m. Una delgada unidad sedimentaria (probablemente A) es observada en la sección hasta aproximadamente 460 ms-DTV. Debajo de la unidad se observan reflexiones de baja amplitud y plegadas. El múltiple del fondo marino nubla las reflexiones de baja amplitud a 720 ms-DTV. Cercano al CDP 2130, una falla (F7) normal corta los estratos superficiales. Del CDP 2175 al final de la sección (CDP 2249) la orientación cambia a NE-SW por lo que de nuevo se identifica a la falla F7 cerca del CDP 2215.

Sección sísmica T11b

La sección sísmica T11b (Figura IV.13b) presenta las mismas características que la sección T11a. El contacto entre la unidad sedimentaria A con la unidad subyacente parece ser una inconformidad, como lo muestran las pequeñas ondulaciones del reflector. Nuevamente la presencia de los múltiples del fondo marino a aproximadamente 800 ms-DTV, opacan las reflexiones de baja amplitud de la unidad inferior.

Sección sísmica T11c

La sección sísmica T11c (Figura IV.13c) comienza en una vuelta con dirección preferente NE-SW. Del CDP 2450 al 2520 esta parte de la sección pasa sobre la parte final de la sección T10. Del CDP 2520 al 2735 la dirección de la sección es NW-SE. Del CDP 2735 hasta el final de la sección (CDP 2849), la

sección es una vuelta que tiene dirección preferente NE-SW. Dos unidades litológicas diferentes son observadas arriba de la zona del múltiple del fondo marino a 800 ms-DTV aproximadamente. La unidad superior A está formada por los sedimentos más recientes prácticamente sin deformación y cortados por un cañón (O) en el CDP 2600. La segunda unidad B está formada por reflexiones de baja amplitud plegadas. En el CDP 2485 y 2590 se observa la falla F4. Entre el CDP 2760 y el CDP 2850, aproximadamente a 1150 ms-DTV, una reflexión de alta amplitud y baja frecuencia es observada, la cual es plegada y se inclina hacia el noreste.

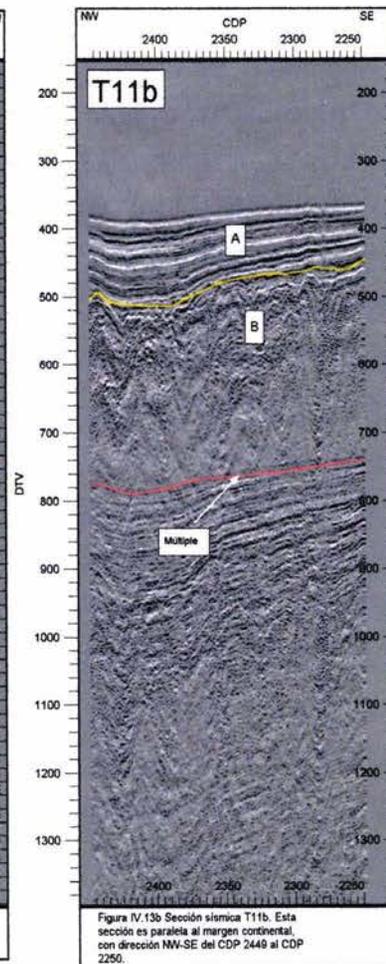
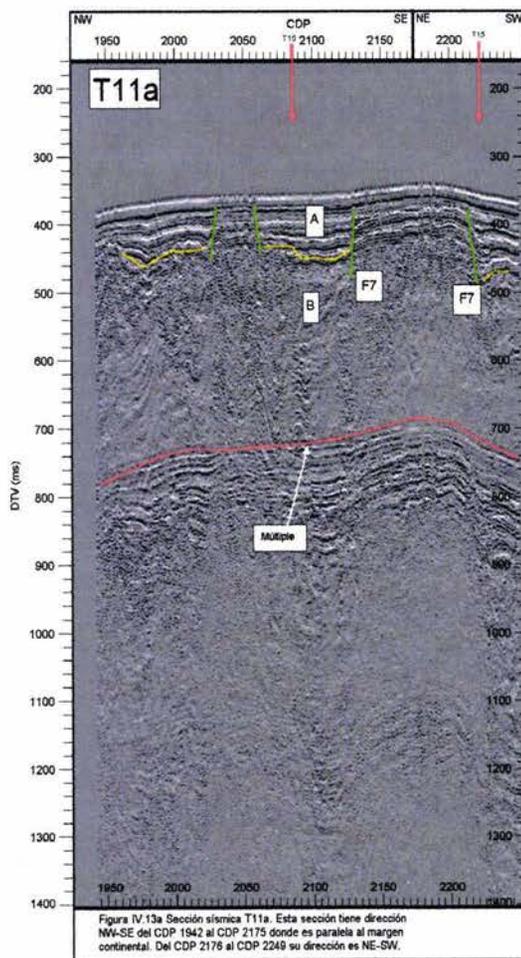
Sección sísmica T11d

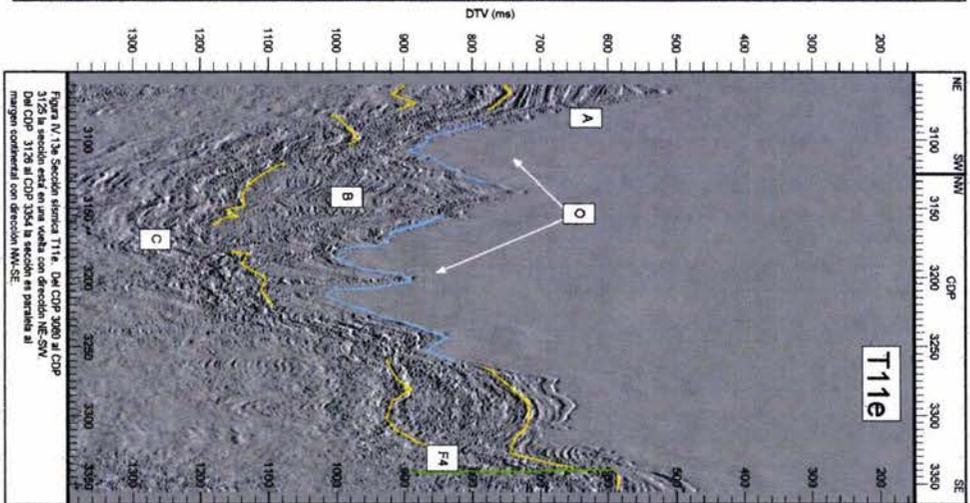
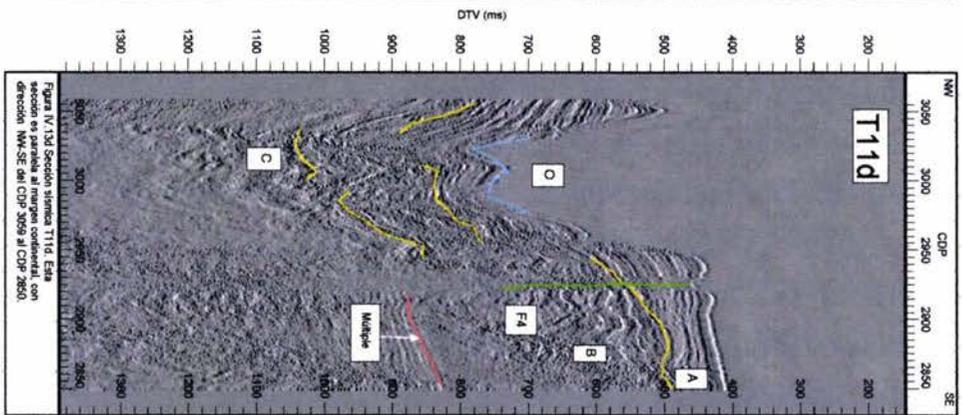
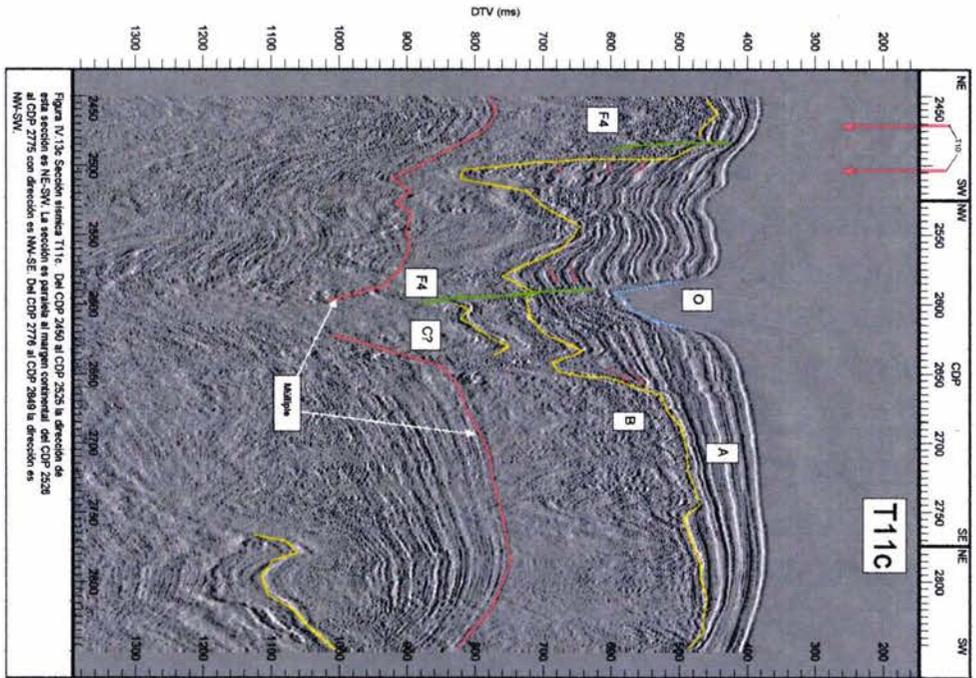
En la sección sísmica T11d (Figura IV.13d) se observan rasgos semejantes a los encontrados en la sección T11c. La unidad más joven es preferentemente horizontal, aunque en esta zona un cañón (O) la erosionado casi en su totalidad. La falla F4 es identificada cercana al CDP 2925, afecta a las reflexiones más someras.

Sección sísmica T11e

La sección sísmica T11e (Figura IV.13e) esta ubicada en una zona de cañones por lo que la unidad A (observada en las secciones T11a, T11b, T11c y T11d), ha sido erosionada, predominando el carácter entrecortado y caótico. En la sección es posible determinar el basamento acústico siguiendo al reflector discontinuo de alta amplitud ubicado en el CDP 3160 a 1475 ms-DTV. Este reflector podría ser parte de la unidad C que en la sección T10 (CDP 1800)

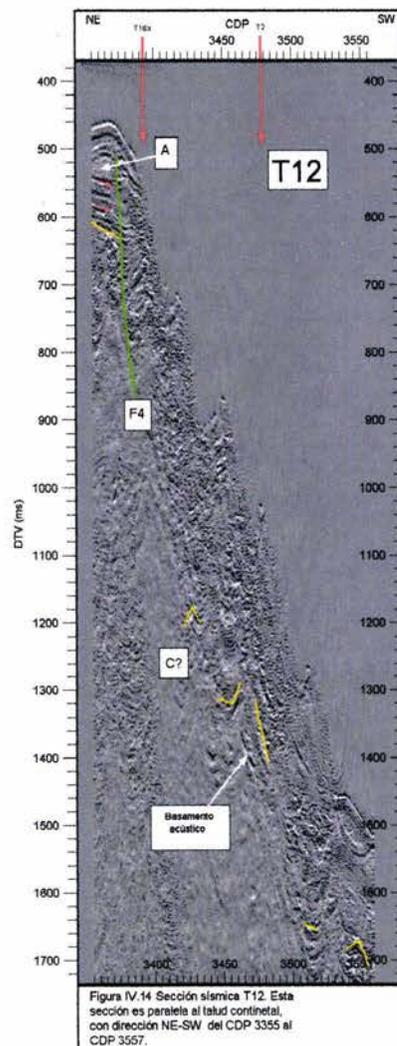
fue reconocido a 1360 ms-DTV y en la sección T13a (paralelo a T11e) está a 1600 ms-DTV aproximadamente, cercano al CDP 5220. La unidad más somera al sureste de la sección es horizontal en dirección N-S y pierde la continuidad en el CDP 3340 por donde pudiera pasar la falla F4.





Sección sísmica T12

El inicio (CDP 3355) de la sección sísmica T12 (Figura IV.14) marca el borde de la plataforma continental. Las incipientes reflexiones de la superficie están dentro de la unidad A, también observada en la plataforma continental en la serie de secciones sísmicas T11. Al inicio del talud continental, los reflectores de la unidad A están cortados por la falla que representa la continuación de F4 (CDP 3370). La sección T12 es paralela al talud continental, el cambio fuerte de pendiente y el gran número de cañones enmascaran las reflexiones que pudieran existir. Es posible encontrar difracciones de un reflector con las características de la unidad C que son difracciones, alta amplitud, deformación y discontinuidades.



Sección sísmica T13a

A través de toda (CDP 1559–CDP 2665) la sección sísmica T13a (Figura IV.15) se observan claramente las unidades A, B y C. En límite entre las unidades A y B está aproximadamente a 1550 ms-DTV, mientras que el límite entre B y C al comienzo de la sección está en 1730 ms-DTV y al final en 1780 ms-DTV. Los cañones a afectado fuertemente a la unidad A haciendo difícil de reconocerla al inicio de la sección.

Sección sísmica T13b

Las unidades encontradas en la sección T13a pueden identificarse a través de la sección sísmica T13b (Figura IV.15) hasta el CDP 3800, donde la presencia de posiblemente depósitos de un derrumbe cortan a las unidades A y B. Este derrumbe es el mismo que se observó en las secciones sísmicas T2 (CDP 1095, 1320 ms-DTV) y T10 (CDP 1720, 1230 ms-DTV). En el lado noroeste del posible derrumbe encontramos una zona sin reflexiones semejante a lo que sucede en las secciones T2 y T10. Posteriormente cerca del CDP 3895, el límite de las unidades A y B se observa a los 1240 ms-DTV. En el mismo CDP, el límite entre las unidades B y C está 1650 ms-DTV. En el CDP 3830 encontramos a la falla F3 que interrumpe los reflectores de la unidad C y algunos de la B. En el CDP 3935 la falla F2 atraviesa la sección afectando a todo el paquete sedimentario. Al lado noroeste de la F2 no es posible encontrar el límite de las unidades A y B, debido a que una serie de derrumbes afectan la sección.

Sección sísmica T13C

Del CDP 4100 al final de la sección sísmica T13c (Figura IV.15) se localiza el derrumbe masivo S, en la superficie del derrumbe se formó un cañón que fue rellenado por capas sedimentarias horizontales. Bajo el derrumbe S se observan estratos levemente inclinados hacia el sureste. Entre 1270 y 1330 ms-DTV se presenta una zona caótica sobre la cual los estratos se acomodaron. Debajo de la zona caótica los estratos están interrumpidos por lo que podría tratarse de un derrumbe.

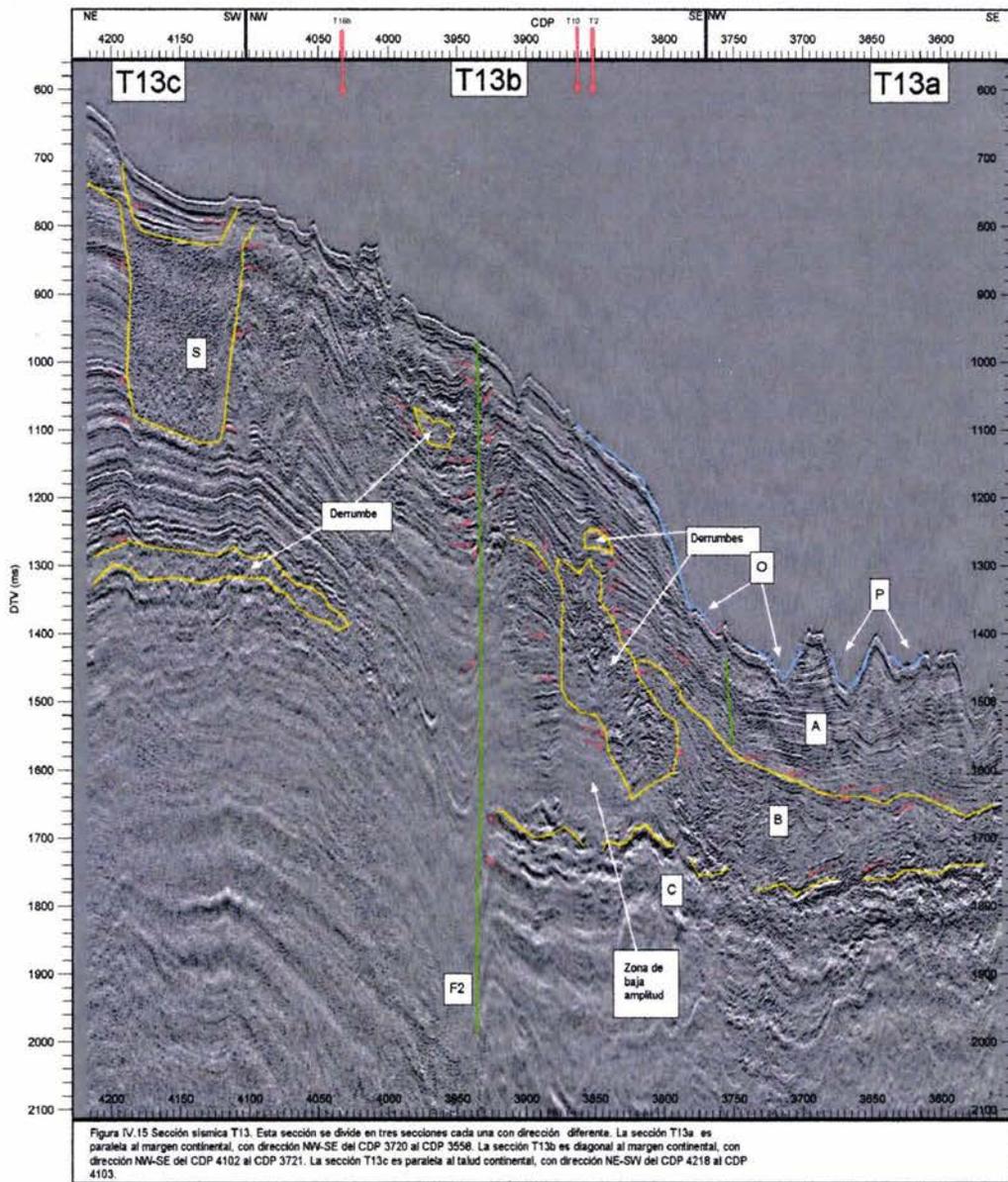
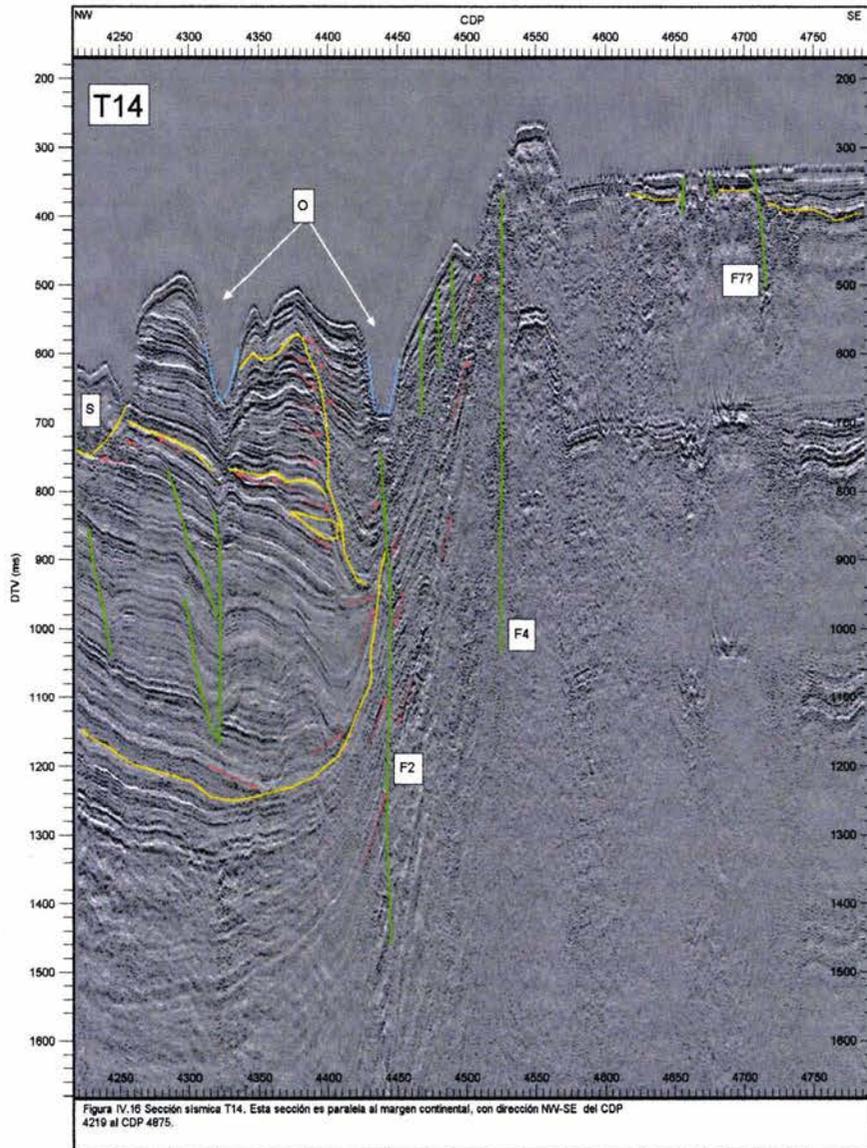


Figura IV.15 Sección sísmica T13. Esta sección se divide en tres secciones cada una con dirección diferente. La sección T13a es paralela al margen continental, con dirección NW-SE del CDP 3720 al CDP 3558. La sección T13b es diagonal al margen continental, con dirección NW-SE del CDP 4102 al CDP 3721. La sección T13c es paralela al talud continental, con dirección NE-SW del CDP 4218 al CDP 4103.

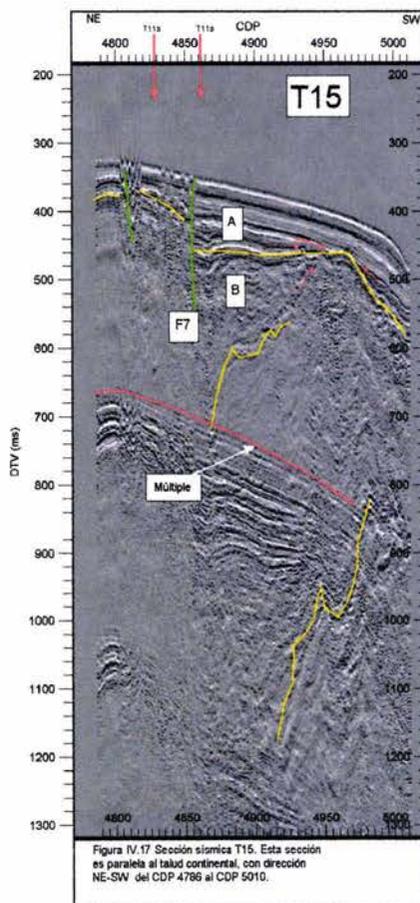
Sección sísmica T14

Al comienzo de la sección sísmica T14 (Figura IV.16) y hasta el CDP 4255 se identifica al derrumbe S. Dos cañones ubicados en el CDP 4325 y el CDP 4435 han erosionado a la unidad superficial de la cual queda evidencia en un montículo entre los CDP 4335 al CDP 4429. En esta zona se observa una superficie erosiva entre la unidad somera y la subyacente, los estratos de la unidad inferior se acuñan hacia el noroeste lo que se puede observar entre 625 y 810 ms-DTV. En el CDP 4325 se localiza una falla que puede estar relacionada con el primer cañón y afecta desde los estratos someros hasta aproximadamente 1160 ms-DTV. Otra falla probablemente normal ubicada en el CDP 4290 a 795 ms-DTV interrumpe la continuidad lateral de las reflexiones debajo del primer montículo (CDP's 4260-4315). En el CDP 4314 a 1260 ms-DTV se está presente un reflector sobre el cual los estratos superiores terminan formando una discordancia angular, este estrato se pliega hacia el sureste hasta tocar a la falla F2 ubicada en el CDP 4445, esta falla coincide con el segundo cañón. Del lado sureste de F2 se observa una disminución significativa del paquete sedimentario hasta llegar al CDP 4550 donde prácticamente no hay sedimentos, este cambio de las características estratigráficas puede estar relacionado con un sistema de fallas transcurrentes, y la falla F4 puede continuarse en el CDP 4515. En el lado sureste de F4 se observa una unidad pequeña de estratos someros horizontales que se acuñan hacia F4, entre el CDP 4570 y el CDP 4665 debajo de los horizontes someros y antes del múltiple del fondo marino (700 ms-DTV) hay una zona de reflectores de baja amplitud que se inclinan hacia el noroeste. Una falla, probablemente (F7), corta los estratos superficiales en el CDP 4710.



Sección sísmica T15

En la sección sísmica T15 (Figura IV.17) se identificó a la falla F7 en el CDP 4855. Del lado suroeste de F7 podemos ver que la relación de la unidad más somera con la subyacente es de una discordancia angular, a tiempos mayores la amplitud de la segunda unidad se desvanece hasta llegar a la zona del múltiple marino que nubla la información real. No obstante la presencia del múltiple, entre el CDP 4920 y el CDP 5010 a partir de los 810 ms-DTV, es posible observar un reflector inclinado hacia el noreste, plegado, de amplitud alta y frecuencia baja, este reflector es el mismo que se observa en la sección T11c entre el CDP 2760 y el CDP 2850.

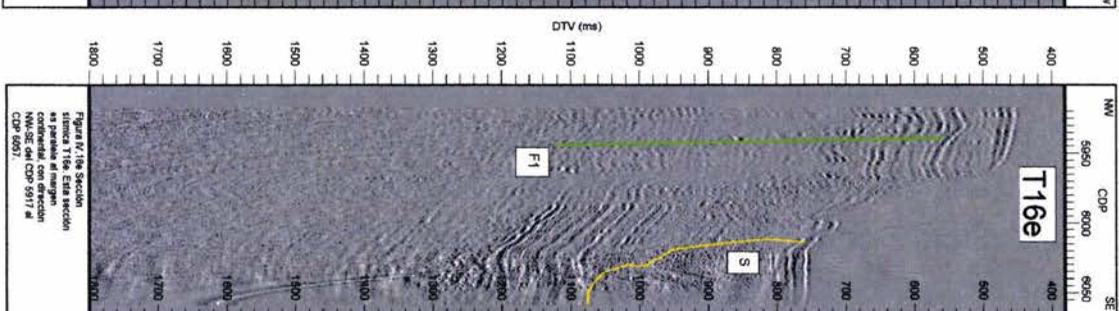
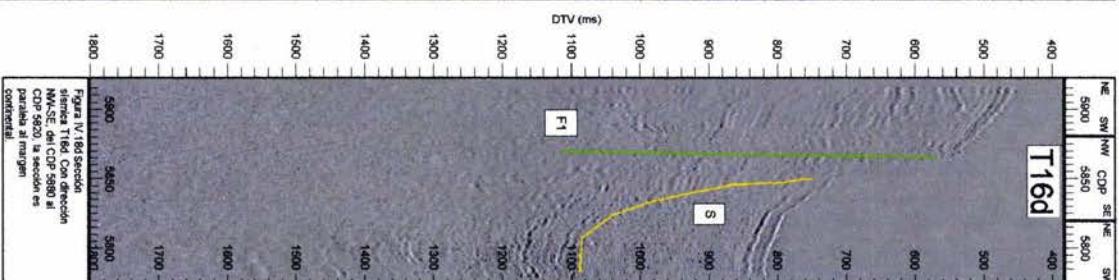
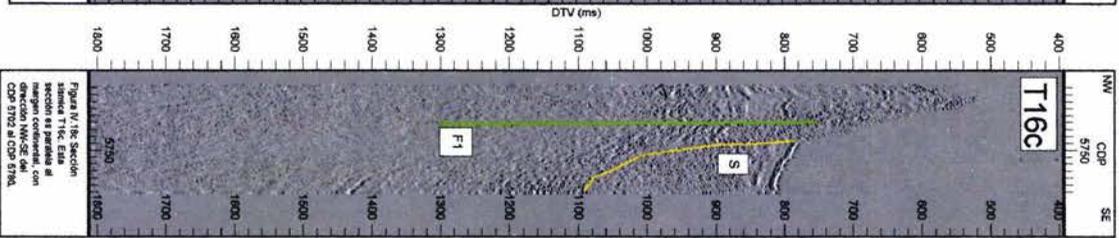
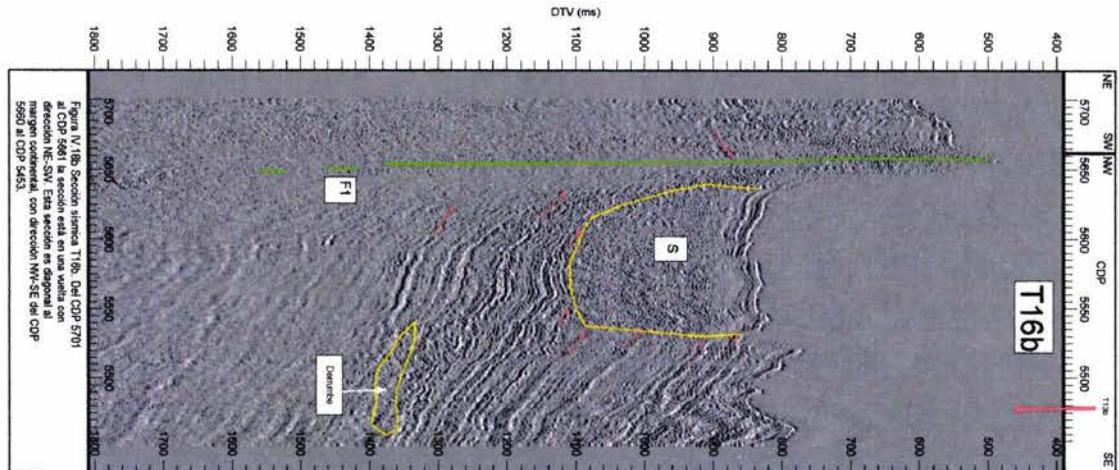


Sección sísmica T16a

En el inicio (CDP 5011) de la sección sísmica T16a (Figura IV.18a) se localiza el límite entre la plataforma y el talud continental, la falla F4 que divide dos zonas contrastantes pasa por el CDP 5015. En el tercer cañón se observan pequeñas capas de sedimentos recientes. Con apoyo de la sección sísmica T10 fue posible determinar las unidades A, B y C en el CDP 5300 de esta sección, a 1140 ms-DTV se identifica la superficie erosiva que separa A de B, a 1600 ms-DTV se localiza un reflector con las características de la unidad C. La continuidad de las unidades principales se ve truncada por la falla F2 que cruza la sección en el CDP 5350; hacia el noroeste de F2 el carácter la estratigrafía es sensiblemente diferente a la observada al sureste, los estratos muestran una inclinación al sureste. En el CDP 5420 comienza una rama del derrumbe S que se ve hasta el final de esta sección.

Sección sísmica T16b

El derrumbe S visto al final de la sección sísmica T16a se puede mapear hasta el CDP 5480 de la sección sísmica T16b (Figura IV.18b). En el CDP 5500 a 1340 ms-DTV encontramos un cuerpo caótico que se relaciona al encontrado en T13b y T13c entre 1270 y 1330 ms-DTV. Entre el CDP 5530 y el CDP 5635 se identificó el derrumbe masivo S. Al noreste de S en el CDP 5655 encontramos la falla F1 cortando todos los reflectores observables.



Estructura del Talud Continental

En base a la batimetría se reconocieron los siguientes rasgos geomorfológicos (Figura IV.19). Tomando como referencia los cañones submarinos, el área de estudio se puede dividir en dos zonas: (1) la zona noroeste se caracteriza por tener pocos cañones en el talud y (2) la zona sureste-este en la que sobresale la presencia del derrumbe masivo S que alteró la batimetría significativamente. En la parte central del área de estudio, paralelo al perfil T10, el cañón N es el más profundo, tiene una longitud de 23 km, un ancho máximo de 2 km y hace un gran corte al talud. La zona de cañones está delimitada al oeste por el cañón N y al este por la plataforma continental. El tipo de drenaje es dendrítico. En la parte noreste del área de estudio el inicio de los cañones representa el límite entre la plataforma y el talud continental. Al sureste se identificó una traza de falla con dirección NW-SE. La traza de falla puede seguirse al costado sureste del derrumbe S. La isobata de 400 m define de manera aproximada el límite de la plataforma continental y el talud continental.

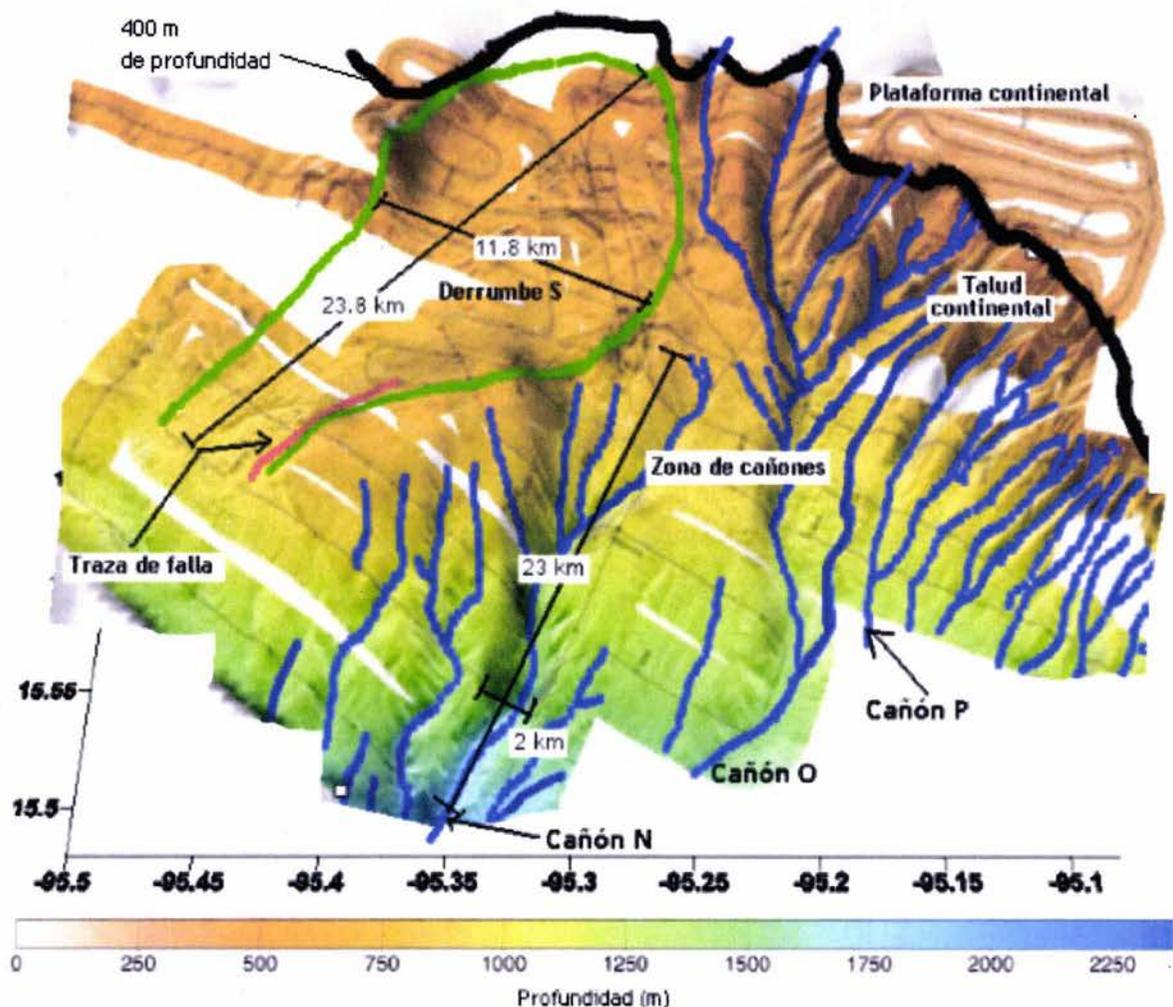


Figura IV.19 Rasgos geomorfológicos a partir del mapa batimétrico.

La longitud normal al margen continental del derrumbe S es de aproximadamente 23.8 km del NE al SW. La longitud máxima transversal al margen continental, es de aproximadamente 11 km (En el Perfil T2). El espesor máximo estimado en la sección T13c es de 270 m. La Tabla IV.1 señala donde se identificó el derrumbe en los perfiles sísmicos, así como el espesor estimado del derrumbe en su correspondiente CDP, considerando una velocidad de 1550 m/s para sedimentos no consolidados. A partir de la información de las secciones sísmicas se calculó el volumen de material desplazado, se simuló una superficie

retirando el material del derrumbe y se calculó su volumen. También se calculó el volumen de la superficie actual (Figura IV.20). El volumen de la superficie actual menos el volumen de la superficie sin los depósitos del derrumbe nos da como resultado el volumen del material deslizado que es igual a $23 \times 10^9 \text{ m}^3$.

Tabla IV.1 Espesores máximos del derrumbe S en los perfiles sísmicos (Considerando una velocidad de 1550 m/s).

| Perfil sísmico | CDP | Espesor (m) |
|----------------|------|-------------|
| T2 | 970 | 267 |
| T5 | 4765 | 158 |
| T6a | 4800 | 157 |
| T6b | 5130 | 217 |
| T7 | 280 | 114 |
| T13c | 4140 | 270 |
| T16a | 5440 | 107 |
| T16b | 5580 | 208 |
| T16c | 5780 | 209 |
| T16d | 5785 | 216 |
| T16e | 6040 | 248 |

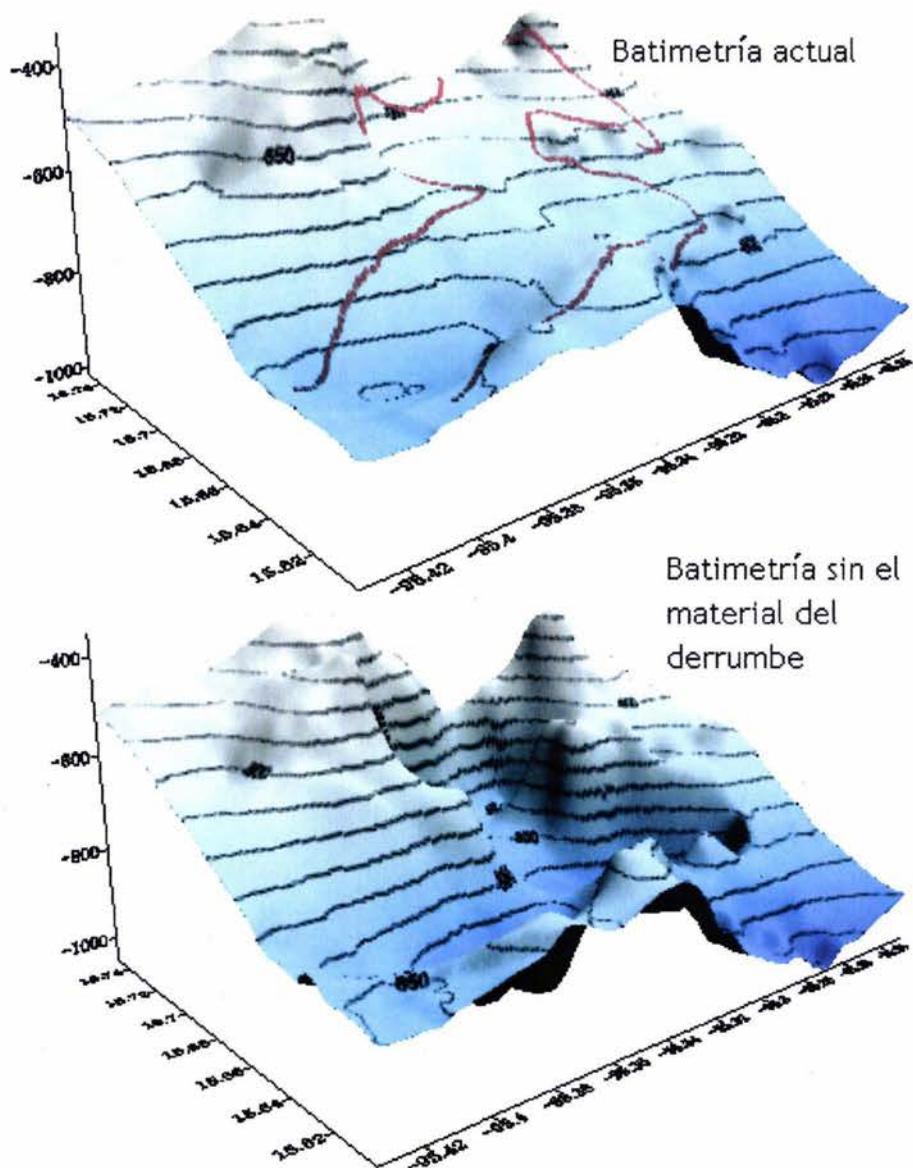


Figura IV.20 Superficies utilizadas para calcular el volumen de material deslizado. Los contornos batimétricos están cada 50 m.

Las fallas F1, F2, F3, F4, F5, F6 y F7 identificadas en las secciones sísmicas, fueron dispuestas en el mapa de la Figura IV.21 para conocer su relación con los rasgos reconocidos en la batimetría. En la misma figura se mapeó el derrumbe S observado en las secciones sísmicas y se compara con el derrumbe hallado en la batimetría. El contorno del derrumbe en la batimetría es más suave en comparación con el contorno del derrumbe obtenido con las secciones sísmicas, lo que se debe al mejor detalle de las segundas.

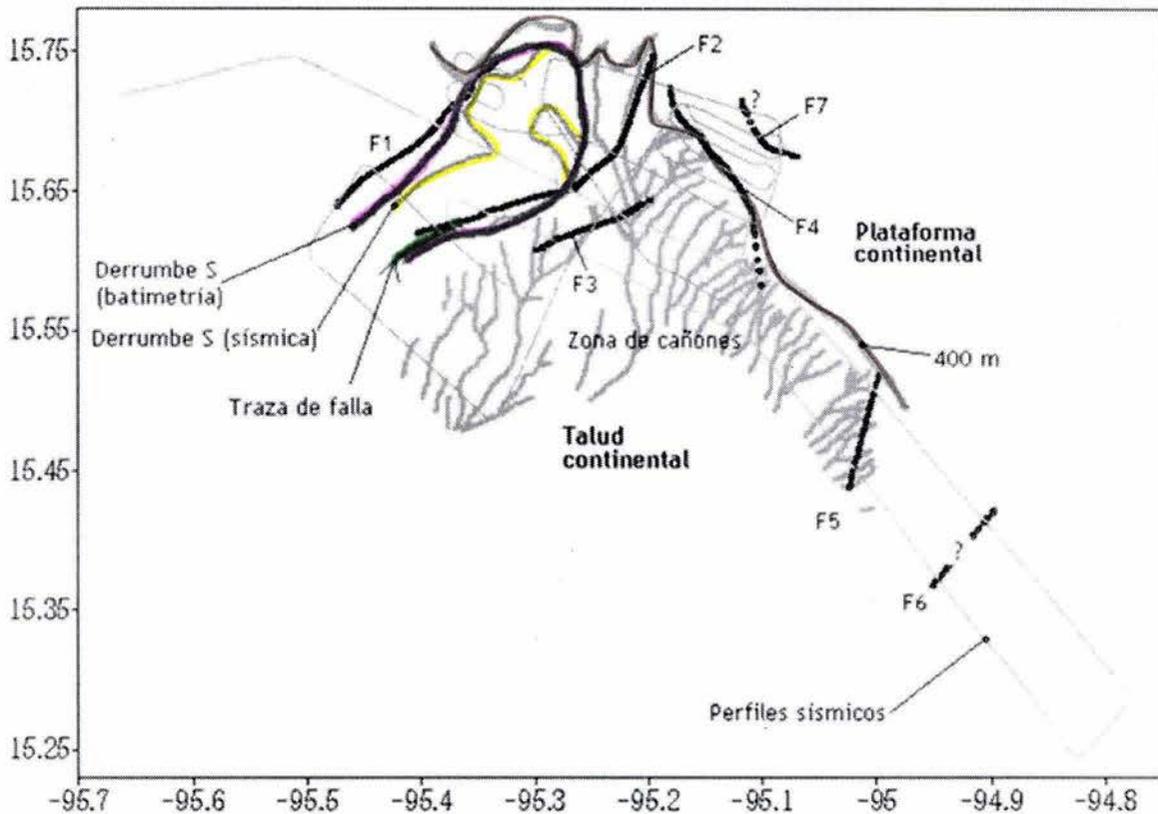


Figura IV.21 Fallas y derrumbe S identificados en los perfiles sísmicos y rasgos geomorfológicos.

Las fallas F1, F2, F5, F6 y F7 afectan todas las reflexiones visibles en las secciones sísmicas, las características de las estructuras a ambos lados de estas fallas son muy diferentes por lo que no se pueden correlacionar los reflectores. La falla F4 se localiza en el inicio de los cañones en el noreste, esta falla está relacionada con un cambio drástico en la litología observado en las secciones sísmicas. La falla F4 afecta fuertemente a las reflexiones profundas y ligeramente a las reflexiones someras. La falla F3 corta solamente las reflexiones profundas e intermedias y parece ser de tipo normal, no alcanza a las reflexiones someras. Al suroeste del área de estudio la traza de una falla observada en la batimetría se correlaciona con la falla F2. Las fallas F1 y F2 envuelven la zona de derrumbe S que en su caída rellenó al cañón M (Figura IV.22) que se puede apreciar en los perfiles sísmicos T5, T6 y T7 (Figura IV.23). En el perfil T7 este cañón tiene un

ancho de 3.5 km por lo que es más ancho que el cañón N. La Tabla IV.2 señala los perfiles sísmicos y CDP's donde se identificaron las fallas y el derrumbe S.

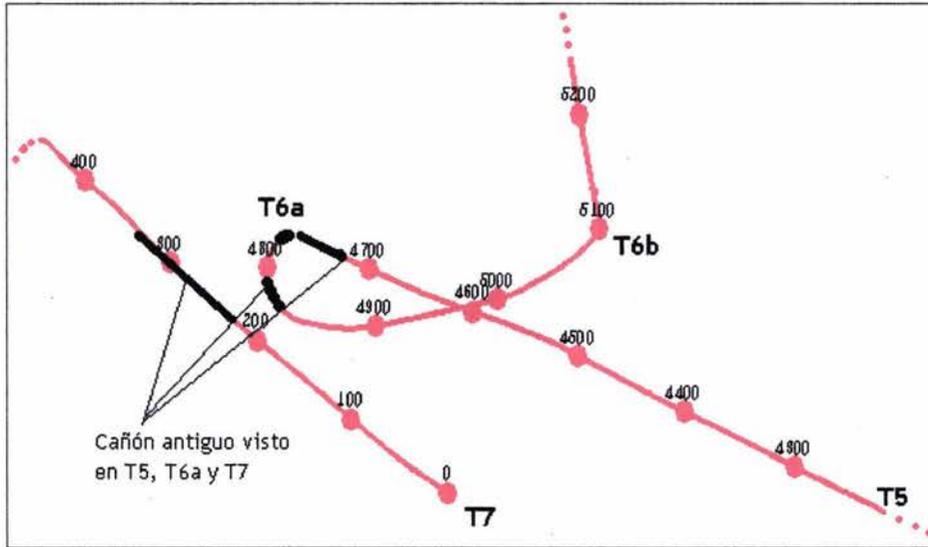


Figura IV.22 Localización del cañón M en los perfiles sísmicos T5, T6a y T7.

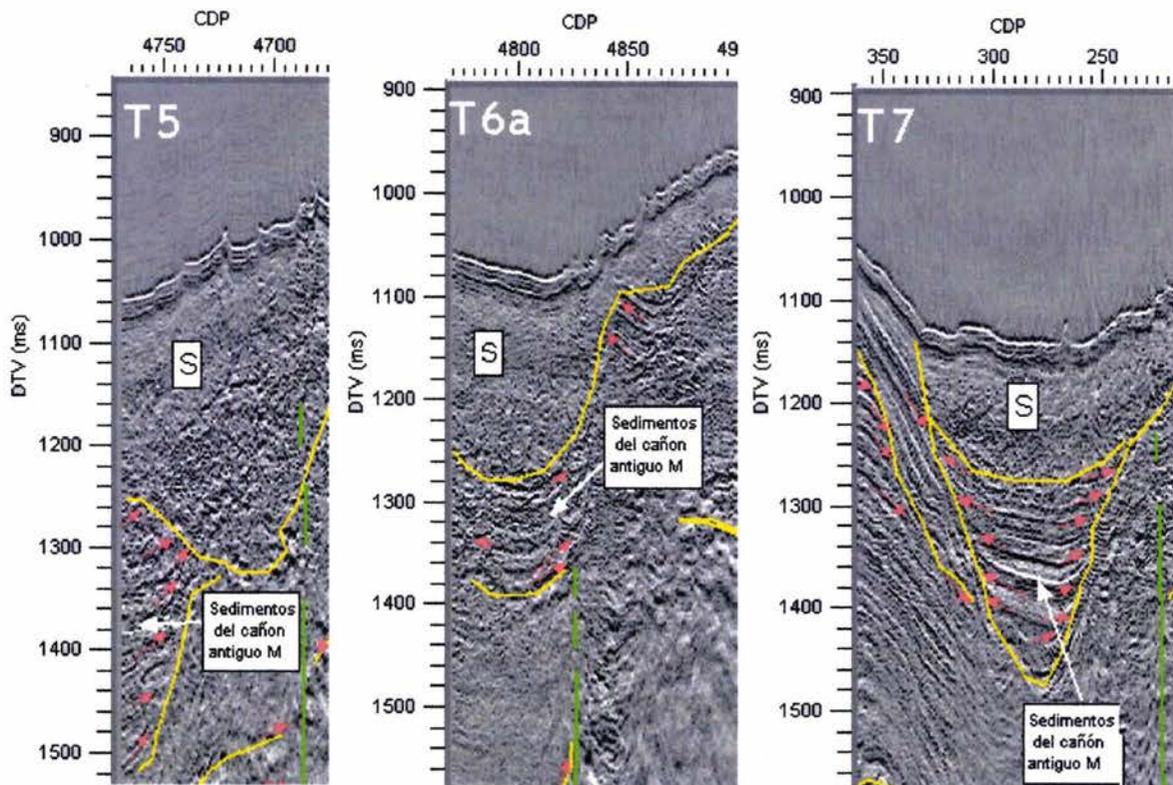


Figura IV.23 Perfiles T5, t6a y T7 donde se presenta el cañón M

Tabla IV.2 Posición de las fallas y el derrumbe S
en los perfiles sísmicos

| Estructura | Perfil | CDP |
|------------|--------|-------------|
| F1 | T2 | 700 |
| | T7 | 430 |
| | T8? | 565. |
| | T16b | 5655 |
| | T16c | 5730 |
| | T16d | 5855 |
| F2 | T16e | 5970 |
| | T2 | 1020 |
| | T5 | 4675 |
| | T6a | 4830 |
| | T6b | 5110 |
| | T7 | 225 |
| | T13b | 3935 |
| | T14 | 4445 |
| F3 | T16a | 5350 |
| | T2 | 1145 |
| | T5 | 4495 |
| | T10 | 1600 |
| F4 | T13b | 3830 |
| | T2? | 1435 |
| | T10 | 1915 |
| | T11c | 2485 y 2590 |
| | T11d | 2925 |
| | T11e | 3340 |
| | T12 | 3370 |
| | T14 | 4515 |
| F5 | T16a | 5015 |
| | T3 | 1830 |
| | T4 | 3600 |
| F6 | T3 | 2185 |
| | T4? | 3310 |
| F7 | T11a | 2130 |
| | T11a | 2215 |
| | T14? | 4710 |
| | T15 | 4855 |
| S | T2 | 830-1015 |
| | T5 | 4645 |
| | T6a | 4900 |
| | T6b | 5104-5230 |
| | T7 | 210-335 |
| | T13c | 4100 |
| | T14 | 4255 |
| | T16a | 5420-5450 |
| | T16b | 5530-5635 |
| | T16c | 5740 |
| | T16d | 5845 |
| T16e | 6005 | |

Las unidades estratigráficas identificadas en las secciones sísmicas se muestran en la Figura IV.24. La unidad estratigráfica más reciente es el derrumbe masivo S el cual se puede seguir a través de los perfiles T2, T5, T6, T7, T13 y T16. La unidad estratigráfica A se observa en los primeros tiempos de arribo, se caracteriza por su continuidad y mayor frecuencia que los de las otras unidades. La unidad A está poco deformada y en general se observa que toma la forma de las unidades subyacentes. En algunas secciones se observa que las unidades A y B están separadas por una superficie erosiva. La unidad estratigráfica B es de carácter entrecortado, presenta algunas reflexiones discontinuas, su amplitud es menor que la de las unidades estratigráficas que la limitan. El contacto entre las unidades B y C es discordante. La unidad C se caracteriza por su alta amplitud y baja frecuencia. La unidad C está más deformada que las unidades suprayacentes y en algunas zonas presenta hipérbolas de difracción lo que indica discontinuidades. La unidad más antigua es C, y al llegar a ella los reflectores inferiores se atenúan significativamente por lo que será referida como el basamento acústico.

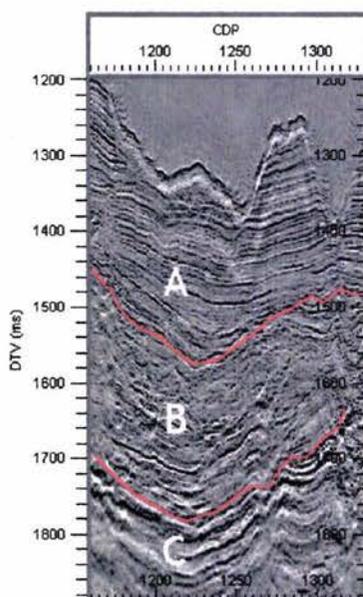


Figura IV.24 Unidades estratigráficas identificadas en la sección T2.

V DISCUSIÓN

Al oriente del área de estudio el perfil sísmico GO (Figura V.1) [Atlas 7, OMDP] y estudios geofísicos frente a las costas de Guatemala [Seely, 1974], muestran que las unidades estratigráficas no presentan deformación significativa y es posible seguirlas a lo largo de 425 km desde Guatemala hasta -94.92° W, frente a las lagunas Superior e Inferior en el Golfo de Tehuantepec. Al oeste de -94.92° W, la complejidad en las secciones sísmicas aumenta lo que es concordante con la evidencia observada en los perfiles sísmicos interpretados en esta investigación. En ocasiones es prácticamente imposible continuar las reflexiones aun en cortas distancias. Esta complejidad se debe a la presencia de fallas como F1, F2 y F5, que podrían formar parte de un sistema de fallas transcurrentes con dirección NE-SW que posiblemente este relacionado con la falla Salina Cruz [Viniestra, 1971] que al extrapolarla pasa muy cerca y con la misma dirección de F5 (Figura V.1). Estas fallas cortan a todas las reflexiones visibles en las secciones sísmicas. La falla F3 también con dirección NE-SW aparentemente es identificada como de tipo normal. Las reflexiones más someras no son cortadas por esta falla indicando que no está activa actualmente. La presencia de esta falla puede indicar un régimen de esfuerzos distensivos que actuaron durante el depósito de la unidad B y que concluyeron antes de que comenzara el depósito de la unidad A (Perfil T2). Las fallas F4 y F7 constituyen otro sistema de fallas con dirección NW-SE. Las características de F4 concuerdan con las de una falla transcurrente, ya que las características estratigráficas a ambos lados de la falla son totalmente diferentes. Esto puede

resultar de un desplazamiento lateral grande. La falla está activa ya que afecta los reflectores recientes. Es probable que la falla F7 sea del resultado de la inestabilidad que representa el cambio de pendiente entre la plataforma y talud continental. El flanco SW de la falla tiende a caer hacia el talud, induciendo falla normal.

En la zona sureste de los perfiles T3 y T4, Burkart [1987] propone el paso de la falla Polochic que extrapola a través del Golfo de Tehuantepec hasta tocar la Trinchera Mesoamericana en la latitud 15.25° N (Figura V.1). Los perfiles sísmicos de este estudio muestran un área muy compleja con fallas que no se correlacionan en la dirección W-E, una de las características de la falla Polochic. Debido a que los perfiles sísmicos terminan justo donde pasa esta falla, no fue posible examinar la hipótesis de Burkart [1987].

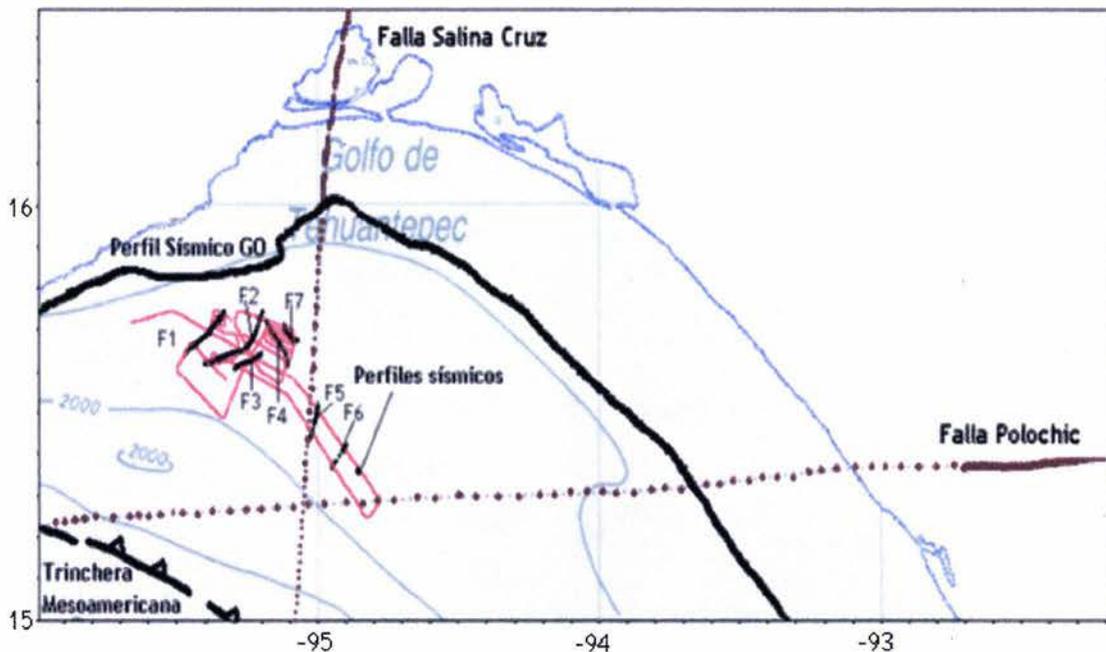


Figura V.1 Perfil sísmico GO, falla Polochic y falla Salina Cruz en relación con las fallas identificadas en este estudio.

Los depósitos del derrumbe “S”, identificado con la batimetría y en los perfiles sísmicos, muestran que fue un evento masivo que alcanzó aproximadamente una longitud normal al margen continental de 23 km y una longitud transversal de hasta 11 km. Se estimó un volumen de material desplazado de $23 \times 10^9 \text{ m}^3$.

Todas las fallas principales, excepto F3, afectan a los reflectores más recientes lo que indica que están activas. La presencia de depósitos de derrumbes en las secciones sísmicas y en particular del derrumbe “S” son indicios de que se trata de una zona inestable. Los deslizamientos comúnmente ocurren con pendientes de 4° [McAdoo, 2004]; en el noreste del área de estudio se tienen pendientes de hasta 6° , lo que indica que la probabilidad de deslizamientos es alta. Los derrumbes en el piso oceánico provocan grandes desplazamientos de agua lo que puede originar tsunamis que ponen en peligro a las poblaciones cercanas a la costa. Derrumbes como el ocurrido en el área de estudio pueden volver a suceder por tratarse de una zona tectónicamente activa.

VI CONCLUSIONES

Resultados de analizar la batimetría del talud continental en el Golfo de Tehuantepec evidenciaron la presencia de una traza de falla en la parte sureste del área de estudio, un derrumbe masivo en la parte este, una zona de cañones con drenaje dendrítico en el oeste, y la pronunciada pendiente del talud continental al noroeste.

Con el procesamiento de los datos sísmicos de reflexión se obtuvieron imágenes del subsuelo en la parte superior del talud continental que permitieron identificar varias estructuras que hasta antes de este estudio no se conocían. Se determinaron tres unidades estratigráficas en la parte superior de la columna de sedimentos; la unidad A es la más somera, está poco deformada, sus reflexiones son continuas y de mayor frecuencia que los reflectores de las otras dos unidades estratigráficas; la unidad B es de carácter entrecortado, en algunos sectores presenta reflectores discontinuos y de amplitud menor que la de las otras unidades; la unidad C se caracteriza por no tener continuidad, presenta hipérbolas de difracción posiblemente como resultado de la presencia de grandes bloques y es más caótica que las unidades suprayacentes. La unidad C es la más antigua que se pudo observar en las secciones sísmicas. Se identificaron depósitos de un derrumbe masivo "S", el cual tiene la característica de cortar las unidades A y B. Se identificaron siete fallas principales de las cuales cinco afectan a los reflectores más someros, aparentemente tienen características de fallas transcurrentes y pueden constituir la parte oceánica del sistema de fallas relacionadas con la falla Salina Cruz que corre de norte a sur

cortando el Istmo de Tehuantepec. Se mapeó al derrumbe masivo "S" de forma elíptica, tiene una longitud normal al margen continental de 23 km y una longitud transversal máxima de 11 km, espesores de hasta 270 m y se estimó un volumen de material deslizado de aproximadamente $23 \times 10^9 \text{ m}^3$. En los perfiles sísmicos se observaron otros derrumbes menores en las unidades estratigráficas A y B, lo que indica que este tipo de eventos son comunes en el área. Por las características de las fallas principales se infiere que el área es actualmente tectónicamente activa. Además la pendiente en el extremo noroeste del área de estudio es de hasta 6° y muestra dos fallas que coinciden con el límite del talud y la plataforma continental. Estas fallas en conjunto con el tectonismo regional del margen convergente hace particularmente inestable el talud superior del Golfo de Tehuantepec, por lo que hay un gran riesgo para que derrumbes de grandes proporciones ocurran y generen un tsunami.

REFERENCIAS

- Atlas 7: Middle America Trench Off Western Central America Ocean Margin Drilling Program, Edited by J. W. Ladd and R. T. Buffler.
- Al Sadi, H. N., Seismic Exploration (Technique & Processing). Birkhauser Verlag, Basel, Boston, 215 p, 1980.
- Anderson, T. H., R. J. Erdlac and M. A. Sandstrom, Late-Cretaceous allochthons and post.Cretaceous strike-slip displacements along the Cuilco-Chixoy-Polochic Fault, Guatemala, Tectonics, 4, 453-374, 1985.
- Burkart, B. Offset across the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico, Geology, 6, 328-332, 1978.
- Burkart, B., Neogene North America-Caribbean plate boundary across northern Central America. Offset along the Polochic fault, edited by T. W. C. Hilde and S. Uyeda, Convergence and Subduction, Tectonophysics, 99, 251-270, 1983.
- Burke, K. and G. Wadge, Neogene Caribbean Plate rotation and associated central American tectonic evolution, Tectonics, 2(6), 633-643, 1983.
- Carranza-Edwards, A., E. Morales-Garza y L. Rosales-Hoz. Tectónica sedimentológica y geoquímica, Cap. 1:1-12. En. M. Tapia-García (Ed.) El Golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos, 240 p. Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa, México, 1998.
- Claerbout, J. F., Fundamentals of Geophysical Data Processing: Blackwell Scientific Publications, 1985.
- Couch, R. and S. Woodcock, Gravity and structure of the continental margins of southwestern Mexico and northwestern Guatemala, J. Geophys. Res., 86(B3), 1829-1840, 1981.

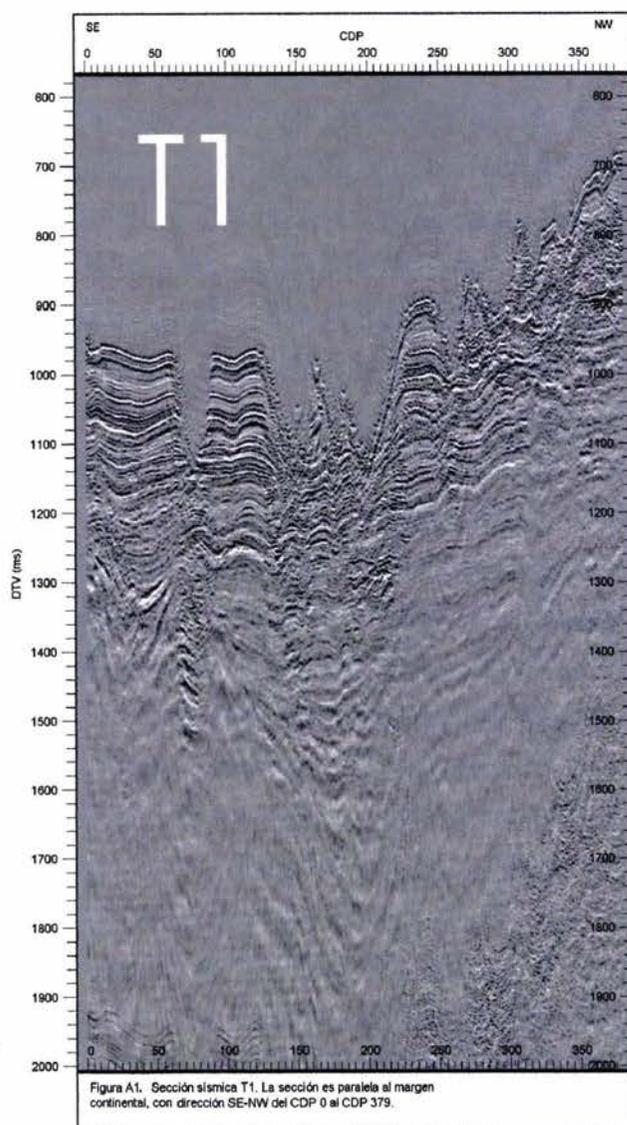
- Deaton, B. C. and B. Burkart, Time of sinistral slip along the Polochic fault of Guatemala, *Tectonophysics*, 102, 297-313, 1984.
- Dengo, C., Deaton, B. Burkart and C. Moreno, Tectonic wedges and offset laramide structures along the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico: Reaffirmation of large neogene displacement, *Tectonics*, 6, 4, 411-422, 1987.
- Guzmán-Speziale M., W. Pennington and T. Matumoto, The triple junction of the North America, Cocos, and Caribbean Plates. Seismicity and Tectonics., *Tectonics*, 8(5), 981-997, 1989.
- Hatton, I., M.H. Worthington and J. Makin, *Seismic Data Processing, Theory and Practice*, Blackwell Scientific Publications, 177 p., 1986.
- Ibrahim, G., A. Bakr., G. V. Latham and J. Ladd, Seismic refraction and reflection in the Middle America Trench Offshore Guatemala, *Jour. Geophys. Res.*, 84(B10), 5643-5649, 1979.
- Fisher, L., *Middle America Trench: Topography and Structure*, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, 703-720, 1961.
- Kleyn, A. H., *Seismic Reflection Interpretation*, Elsevier applied Science Publishers, 269 p., 1983.
- Ladd, J. W., *Multichannel Seismic Record GO, Southern Mexico to Guatemala, Atlas 7 : Middle American Trench off Western Central America*, OMDP, 1985.
- Lavergne, M., *Seismic Methods*, Institut Francais du Pétrole publications, 172 p., 1986.
- McAdoo, B.G., P. Watts, Tsunami hazard from submarine landslides on the Oregon continental slope, *Marine Geology*, 203, 235-245, 2004.

- Molina-Cruz, A. and M. Martínez -López, Oceanography of the Gulf of Tehuantepec, Mexico, indicated by radiolaria remains, *Palaeo*, 110, 179-195, 1994.
- Molina, R. S., J. Urrutia, R. Van der Voo, Concordant paleomagnetic directions from the Tehuantepec Isthmus: Constraints on the Neogene evolution of the North American-Caribbean plate boundary, *Tectonophysics*, 235, 339-346, 1994.
- Morales-Garza, E. A., Estudio de sedimentos fosfatados en el Golfo de Tehuantepec, Mexico, Tesis, UNAM, ICMYL-C.C.H, 113 p., 1990.
- Morales-Garza, E. A. and A. Carranza-Edwards, Sedimentos fosfatados en el Golfo de Tehuantepec. *Hidrobiológica*, 5(1-2), 25-36, 1995.
- Muehlberger, W. R. and A. W. Ritchie, Caribbean-American plate boundary y Guatemala y southern Mexico as seen on Skylab IV orbital photography, *Geology*, 3(5), 232-235, 1975.
- Pedrazzini, C., N. Holguin and R. Moreno, Evaluación Geológico-Geoquímica de la parte noroccidental del Golfo de Tehuantepec, *Rev. Inst. Mex. Pet.*, 14(4), 6-26, 1982.
- Piasias N. G., A. C. Mix, C. Goldfinger and M. Lyle. Cruise Report R/V Melville NEMO EXPEDITION, Leg III, Manzanillo Mexico to Puerto Caldera Costa Rica, 15 May 2000 to 8 June 2000. Boise State University. 2000.
- Ponce, L., R. Gaulón, G. Suárez and E. Lomas, Geometry and state of stress of the downgoing Cocos Plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 19(8), 773-776, 1992.
- Sánchez-Barreda, L. A., 1981. Geologic evolution of the continental margin of the Gulf of Tehuantepec in south western Mexico. Tesis. Univ. Texas Austin. TX, 191 p.

- Seely, D. R., P. R. Vail and G. G. Walton, Trench Slope Model, in *The Geology of Continental Margins*, edited by G. A. Burk and C. L. Drake, p 249-260, Springer, New York, 1974.
- Seely, D. R., The evolution of structural highs bordering major forearc basins. In: J. Watkins, L. Montadert and P.W. Dickerson (Editors), *Geological and Geophysical Investigation of Continental Margins*. American Association of Petroleum Geologists Memoir. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, 245- 260, 1974.
- Sheriff, R. E. and L. P. Geldart, *Exploration seismology*, Cambridge University Press, 592 p., 1995.
- Shipley, T. H. and G. F. Moore, Sediment accretion and subduction in the Middle America Trench, in *Formation of Active Ocean Margins*, edited by N. Nasu, et-al., pp 221-255, Terra Scientific Company, Tokyo, 1985.
- Ross, D. A. and G. G. Shor, Jr., Reflection profiles across the Middle America Trench, *J. Geophys. Res.*, 70, 5551-5572, 1965.
- Shor, G. G., Jr. and R. L. Fisher., Middle America Trench: Seismic refraction studies, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, 721-730, 1961.
- Shor, G. G., Jr., H. W. Menard and R. W. Raitt, Structure of the Pacific Basin, in *The Sea*, Vol. 4, part II, edited by A. E. Maxwell, 3-27, Interscience, New York, 1970.
- Viniegra, O. F., Age and evolution of salt basins of southeastern Mexico, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 55, 478-492, 1971.
- Yilmaz, O., *Seismic Data Processing*, Tulsa: Society of Explorations Geophysicists, 526 p., 1987.

APÉNDICE

Se presentan las secciones sísmicas procesadas que se analizaron en el Capítulo IV. En la parte superior de la sección se indica su dirección, el número de CDP para cada traza y los cruces con otras secciones. La escala vertical es doble tiempo de viaje de la onda sísmica en milisegundos. Se presentan las secciones en orden cronológico.



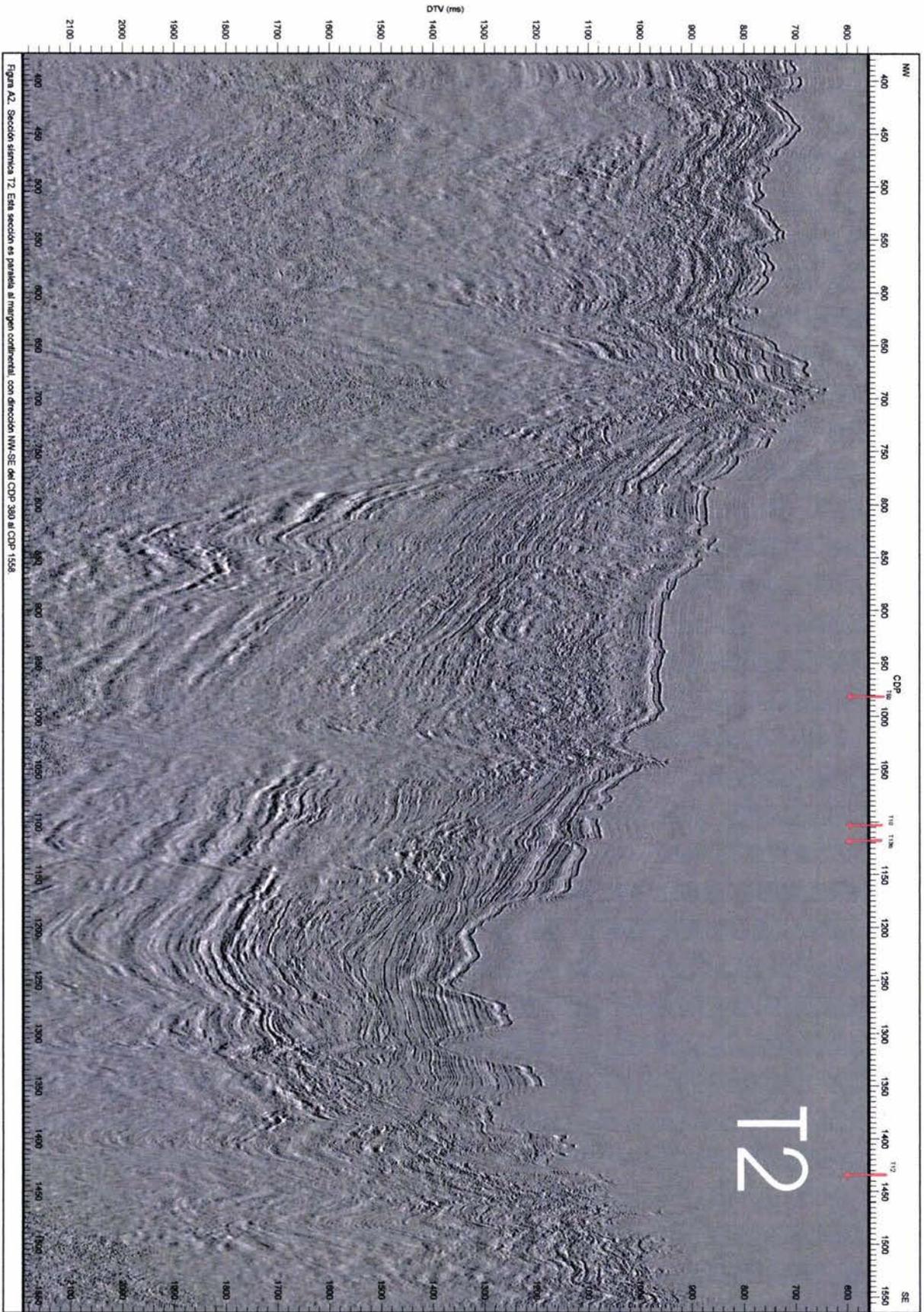


Figura A2. Sección sísmica T2. Esta sección es paralela al margen continental, con dirección NW-SE del CDP 380 al CDP 1536



Figura A3. Sección topográfica T3a. Esta sección es paralela al margen continental, con dirección NW-SE, en CIP 1659 al CIP 2655.

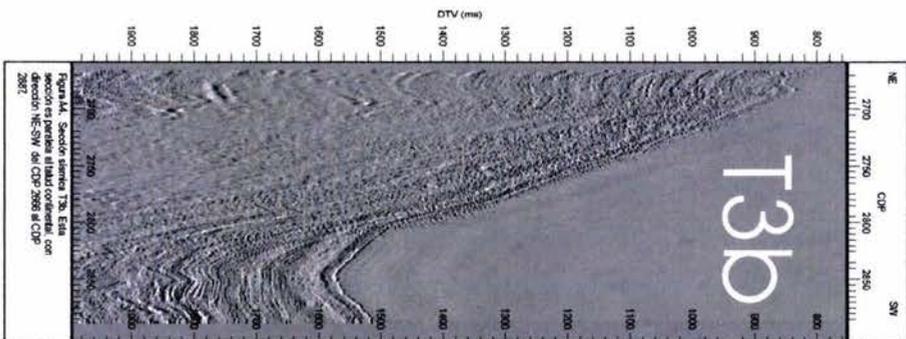


Figura A4. Sección topográfica T3b. Esta sección es paralela al margen continental, con dirección NE-SW, en CIP 2700 al CIP 2852.

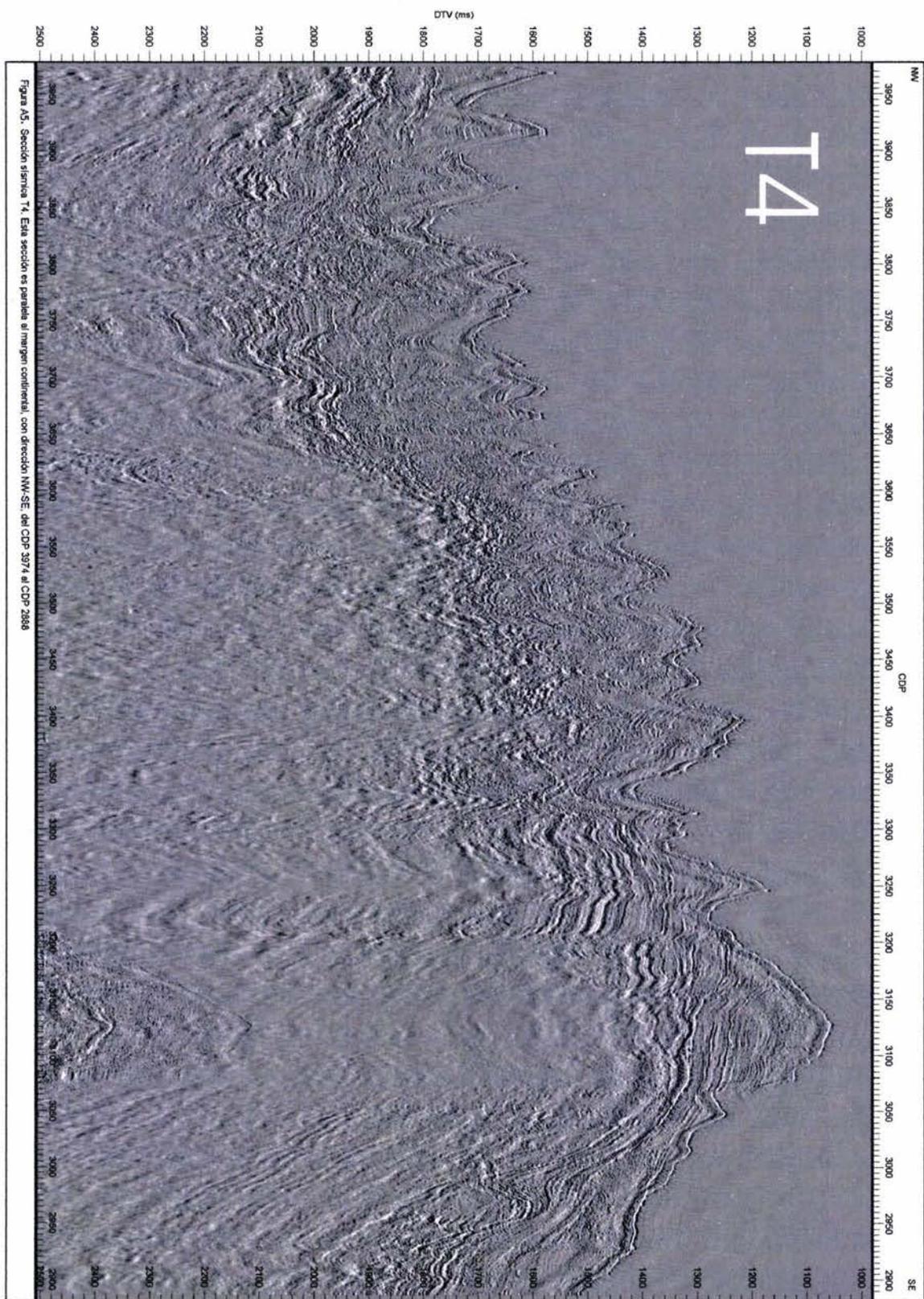
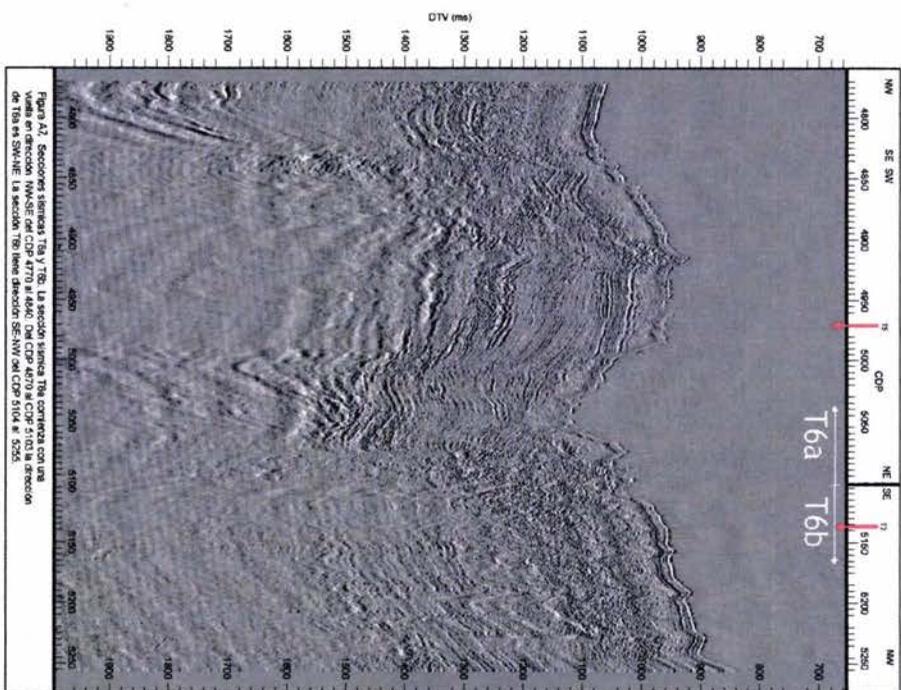
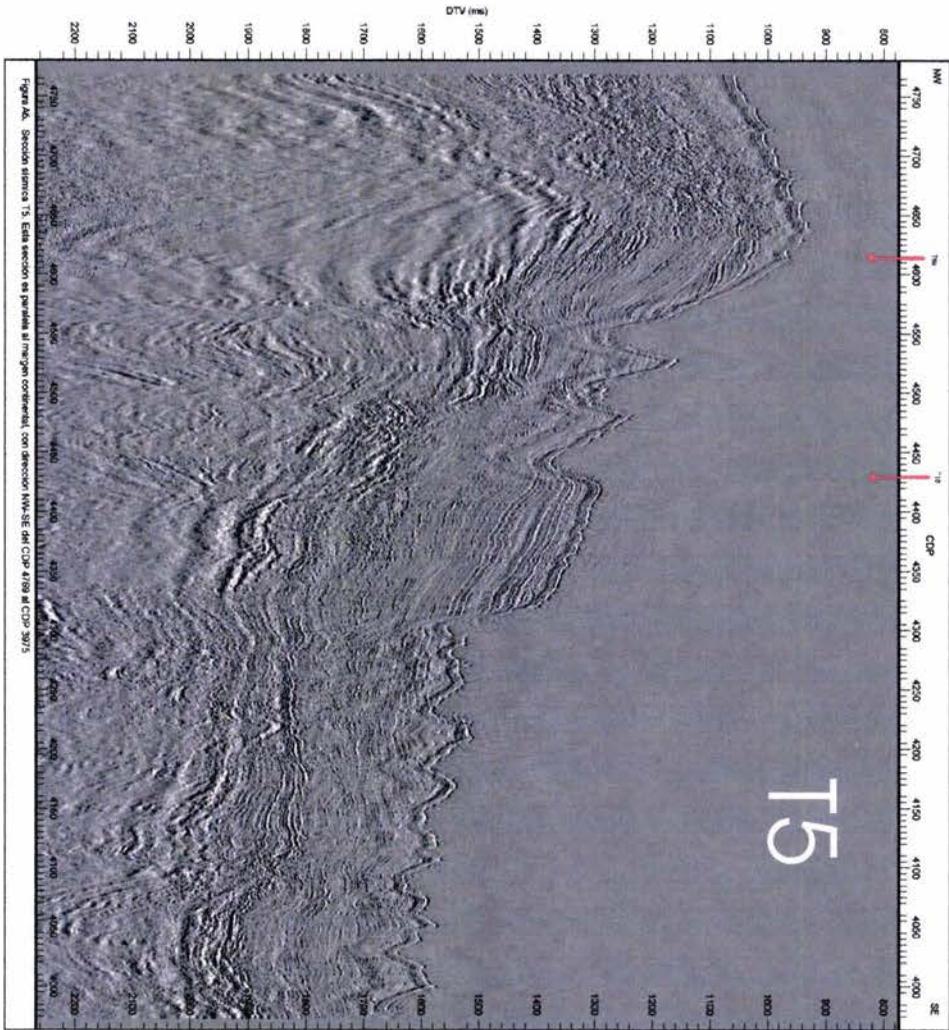
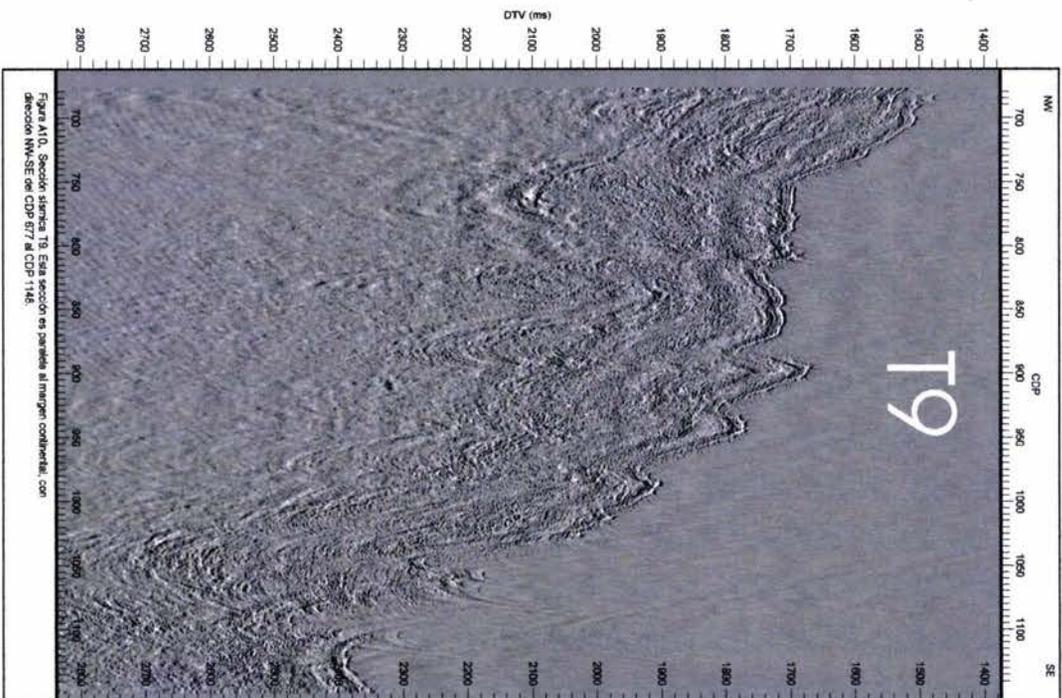
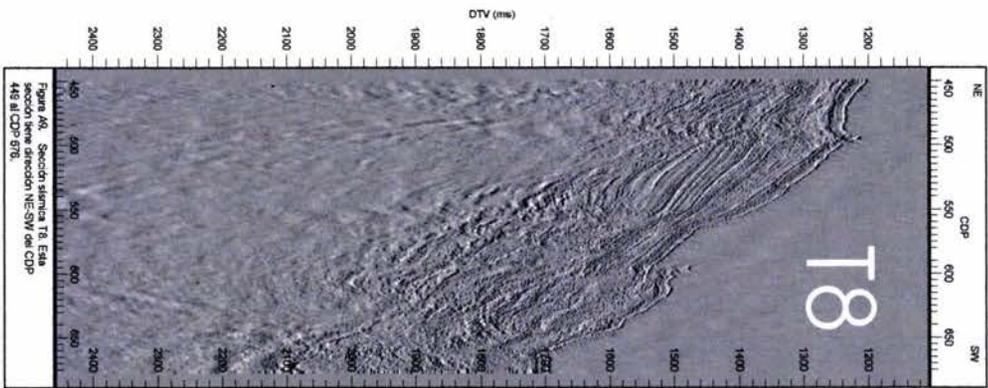
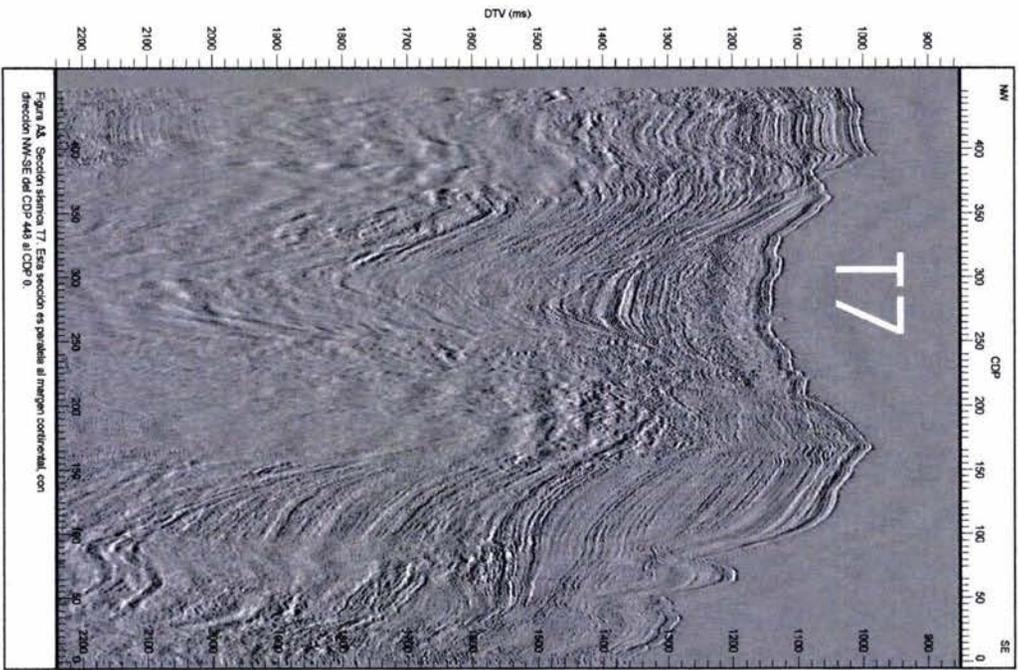
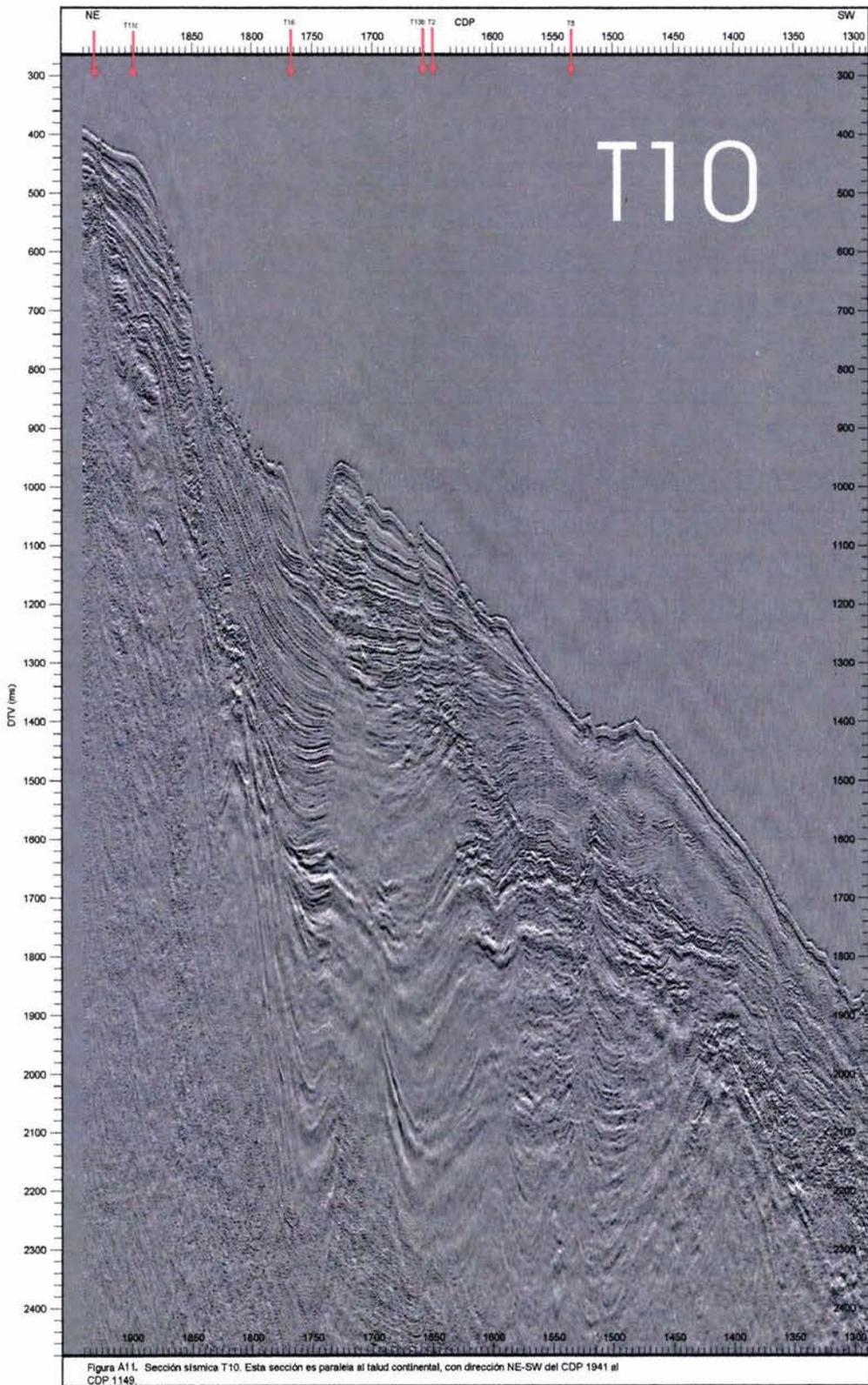
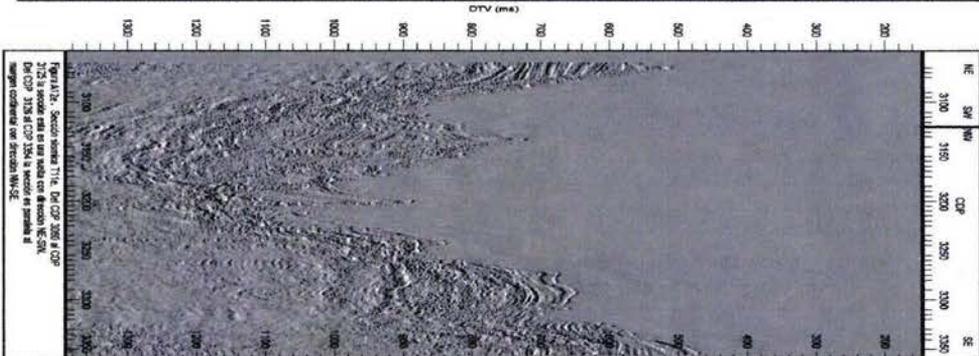
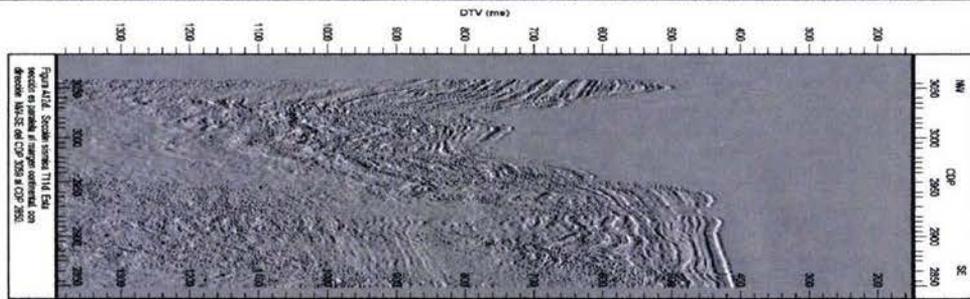
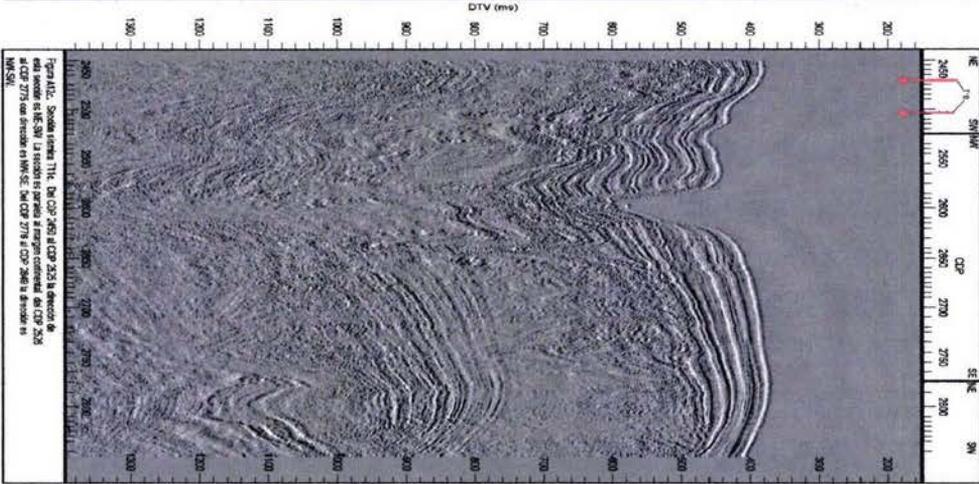
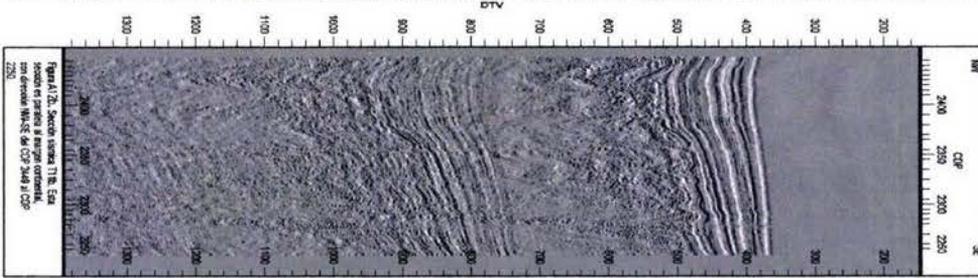
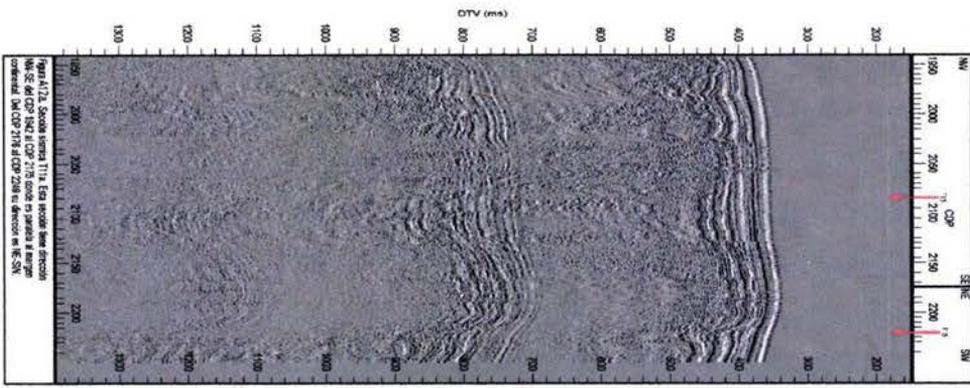


Figura A5. Sección sísmica T4. Esta sección es paralela al margen continental, con dirección NW-SE, del CDP 3974 al CDP 2888









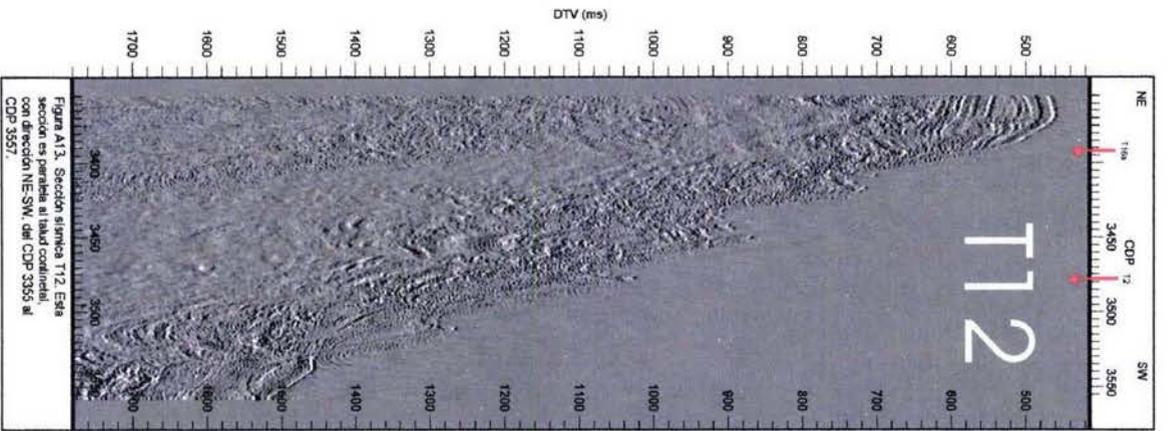


Figura A13. Sección sísmica T12. Esta sección es paralela al talud continental, con dirección NE-SW, del CDP 3355 al CDP 3557.

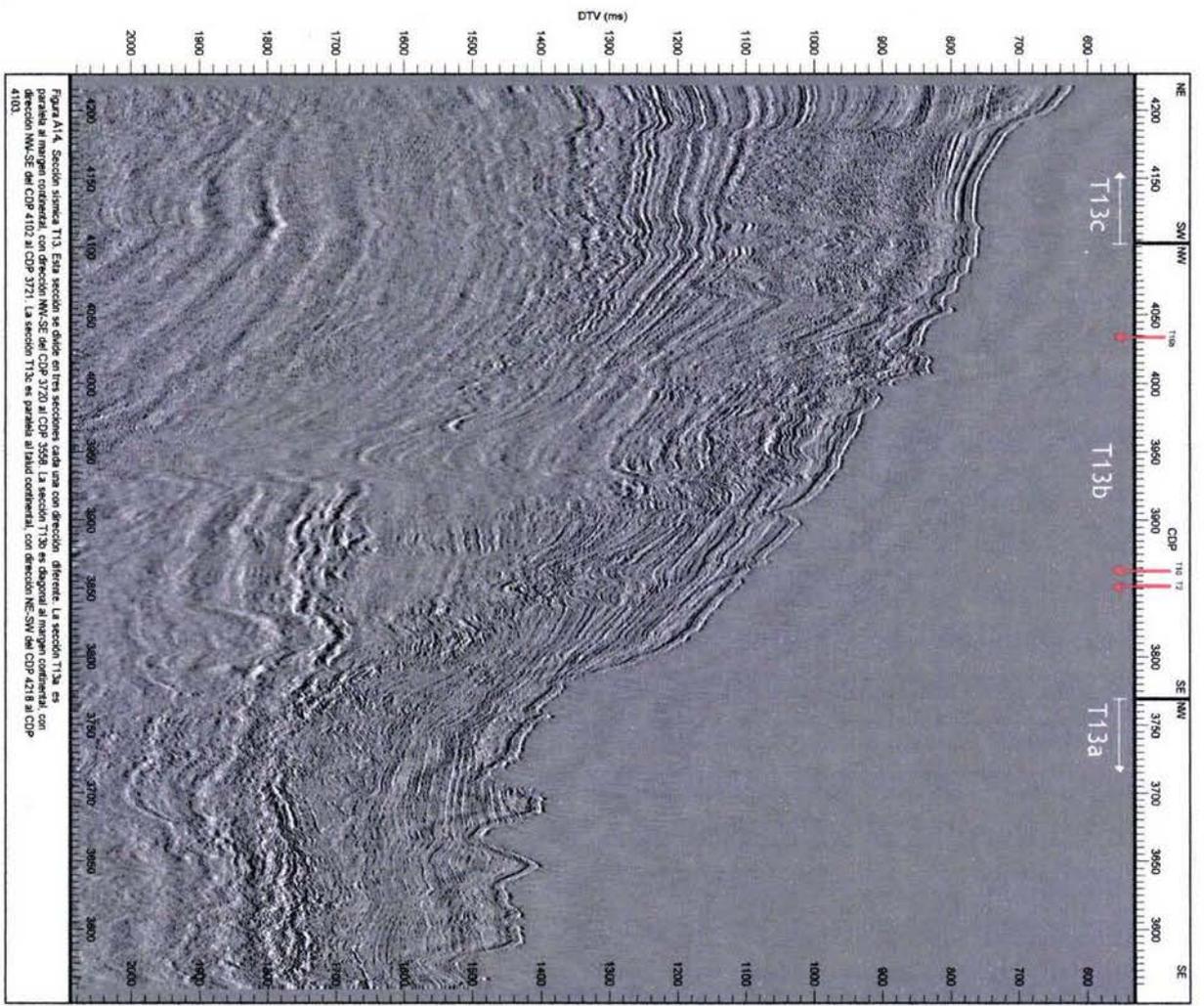


Figura A14. Sección sísmica T13. Esta sección se divide en tres secciones cada una con dirección diferente. La sección T13a es paralela al margen continental, con dirección NW-SE del CDP 3720 al CDP 3556. La sección T13b es diagonal al margen continental, con dirección NW-SE del CDP 4102 al CDP 3721. La sección T13c es paralela al talud continental, con dirección NE-SW del CDP 4218 al CDP 4103.

