



03060

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**“ESTRUCTURA DE LA DORSAL DEL PACÍFICO ESTE A LOS
13.4° N, A PARTIR DE DATOS SÍSMICOS DE REFLEXIÓN”**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRA EN CIENCIAS (EXPLORACIÓN)

PRESENTA

Gloria Selene Serrato Díaz

Director de Tesis: Dr. William L. Bandy

CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO, D. F. 2005

m 339935



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Instituto de Geofísica de la UNAM, por permitir desarrollarme personal y profesionalmente.

Al Dr. Steve Eittreim y al Dr. Hellos Gnibidenko por proveer los datos para llevar a cabo esta tesis.

Al Dr. William Lee Bandy, por su paciencia, apoyo y tiempo dedicado.

Al Dr. Carlos Mortera por la confianza y el gran apoyo que me ha brindado todo este tiempo.

Al Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi, al Dr. Oscar Campos y al Dr. Gerardo Ronquillo, por su tiempo, comentarios y sugerencias.

A mi familia y a todos mis amigos

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: Gloria Selene

Servicio D.T.O.

FECHA: 11-enero-2005

FIRMA: Gloria Selene



ESTRUCTURA DE LA DORSAL DEL PACIFICO ESTE A LOS 13.4° N, A PARTIR DE DATOS SÍSMICOS DE REFLEXIÓN

INDICE

Tema	página
Resumen	1
I. Introducción	2
II. Antecedentes	4
II.1. Morfología de las dorsales oceánicas	4
II.2. Magnetización de la corteza en dorsales oceánicas	5
II.3. Cámara magmática	5
II.4. Corteza oceánica	7
II.4.1. Estructura sísmica de la corteza oceánica	7
II.4.2. Ofiolitas	9
II.4.3. Perforaciones en la corteza oceánica	11
II.4.3.1. Pozo 504B	11
II.4.3.2. Pozo 735B	12
III. Área de estudio	14
IV. Adquisición de datos y procesamiento	16
IV.1. Datos sísmicos	16
IV.1.1. Editado de trazas	17
IV.1.2. Aplicación del filtro F-K	17
IV.1.3. Corrección por divergencia esférica	19
IV.1.4. Ganancia	21
IV.1.5. Filtrado de frecuencias	21
IV.1.6. Balance de trazas	23
IV.1.7. Análisis de velocidades	23
IV.1.8. Corrección por NMO y Apilamiento	26
IV.1.9. Deconvolución	27
IV.1.10. Migración	29
IV.1.11. Filtro de pendientes	30
IV.2. Datos magnéticos	32
V. Resultados	33
V.1. Anomalías magnéticas y razón de esparcimiento	33
V.2. Reflexiones de la corteza oceánica	34
V.2.1. Piso oceánico	44
V.2.2. Reflexiones de la corteza oceánica superior	44
V.2.3. Límite entre las capas 2 y 3	45
V.2.4. Reflexiones inclinadas	45
V.2.5. Reflexiones intercorticales subhorizontales	45
V.2.6. Transición corteza manto	45
V.2.7. Reflexiones de la cámara magmática	46
VI. Discusión	51
VII. Conclusiones	55
Bibliografía	57

RESUMEN

El objetivo principal de este estudio es investigar y caracterizar la estructura sísmica de la corteza oceánica bajo una dorsal de rápido esparcimiento como la Dorsal del Pacífico Este a los 13.4° N. Con este propósito, usando datos de reflexión sísmica multicanal tomados en la parte este del Océano Pacífico, se procesa y analiza una línea sísmica de 670 km de longitud. Esta línea fue planteada perpendicular a los lineamientos de anomalías magnéticas para determinar las variaciones de la corteza con la edad y las razones de esparcimiento del suelo marino.

El procesamiento de los datos incluyó editado de las trazas, aplicación de filtro F-K, recuperación de amplitudes, apilamiento, deconvolución predictiva, filtrado de frecuencias, migración y filtrado de pendientes.

A partir de la sección procesada fue posible observar el piso oceánico, y cuatro reflexiones horizontales a -200-300 ms, -500-700 ms, -1000-1200 ms y -1800-2000 ms de doble tiempo de viaje (DTV) bajo el basamento que fueron interpretados como la base de capa 2A, base de la capa 2B, el límite entre las capas 2 y 3 y la discontinuidad del Moho respectivamente, siendo consistente con la teoría de una estructura sísmica de la corteza oceánica compuesta de tres capas principales y sus correspondientes subdivisiones. También se observó una zona de bajas amplitudes bajo el eje de la dorsal, exhibiendo pequeños reflectores y a partir del análisis de atributos instantáneos sísmicos, del contenido de frecuencias y la naturaleza del Moho bajo la dorsal, se interpretó como una cámara magmática compuesta por una mezcla de cristales y material fundido, rodeando lentes delgados de magma.

Analizando los datos magnéticos, los cuales fueron colectados simultáneamente con los datos sísmicos, se obtuvieron las razones de esparcimiento y las edades (de 0 a -5.105 Ma para la parte oeste y de 0 a -6.418 Ma para la parte este de la dorsal) para la línea, con las cuales es posible determinar que la razón con la cual el piso oceánico se expande en esta latitud es de 96 mm/año correspondiente con una dorsal de rápido esparcimiento.

El espesor de la corteza oceánica, medido de la diferencia entre el reflector del piso oceánico y la discontinuidad del Moho, se mantiene casi constante a lo largo de la línea sísmica, por lo que se asume que el proceso de acreción de la corteza oceánica no ha cambiado en los últimos -6.0 Ma (proceso de estado estable), así como también que la estructura de la corteza no cambia significativamente (excepto quizás en la capa superior) conforme ésta se aleja del eje de la dorsal.

I. INTRODUCCIÓN

La corteza oceánica, que cubre más del 60% de la superficie total de la Tierra, es el resultado de una acreción magmática, que toma lugar en las dorsales medio oceánicas en las que se localiza la actividad volcánica más activa y voluminosa [Gràcia y Escartín, 1999].

Se han realizado numerosos estudios con el fin de determinar la estructura y espesores de la corteza oceánica producida en dorsales de rápido esparcimiento. Estos incluyen sismica de reflexión [e. g. Detrick et al., 1987; Vera et al., 1990] y refracción [e. g. Spudich y Orcutt, 1980; Vera y Mutter, 1988], perforaciones [e. g. Anderson et al., 1982; Dick et al., 1991a] y estudios en complejos de ofiolitas [e. g. Christensen y Smewing, 1981] los cuales se piensa son representativos de la corteza oceánica. A partir de estos estudios se desprenden varios modelos de la corteza oceánica, donde el más aceptado es el que consiste de una secuencia hacia abajo de lavas almohadilladas y diques laminados (Capa 2), gabros isotrópicos y estratificados (Capa 3) y una zona de transición al manto, la cual generalmente consiste de gabros estratificados y peridotitas. Esta secuencia es generada por una cámara magmática bajo la cresta de la dorsal que comprende lentes delgadas de magma líquido, subyacidos por una zona más ancha de bajas velocidades sísmicas, que es interpretada como una zona de *crystal mush*, rodeada por roca caliente [Sinton y Detrick, 1992].

Con el propósito de ampliar estos conocimientos, se colectaron datos de reflexión sísmica y campo magnético total durante la campaña oceanográfica PACTRAN [Gnibidenko et al., 1990] a lo largo de un transecto con una longitud de 670 km en el Océano Pacífico, siguiendo las líneas de generación de la corteza (Figura 1). El perfil ubicado en la parte este del Océano Pacífico entre las fallas transformes Orozco y Clipperton entre las longitudes de 100° 35' y 106° 38' W, atraviesa a la Dorsal del Pacífico Este a 13° 30' N.

La línea sísmica 15 fue procesada con una secuencia similar a la que se ocupa en la exploración sísmica petrolera, revelándonos reflectores provenientes de lo que se interpretó como el piso oceánico, las bases de las capas 2A y 2B, el límite entre las capas 2 y 3, la discontinuidad del Moho y lentes de magma bajo el eje de la dorsal. La discontinuidad del Moho se presenta a -1800-2000 ms de DTV bajo el piso oceánico; tomando este tiempo como espesor relativo de la corteza oceánica se puede observar que éste se mantiene constante a lo largo del perfil.

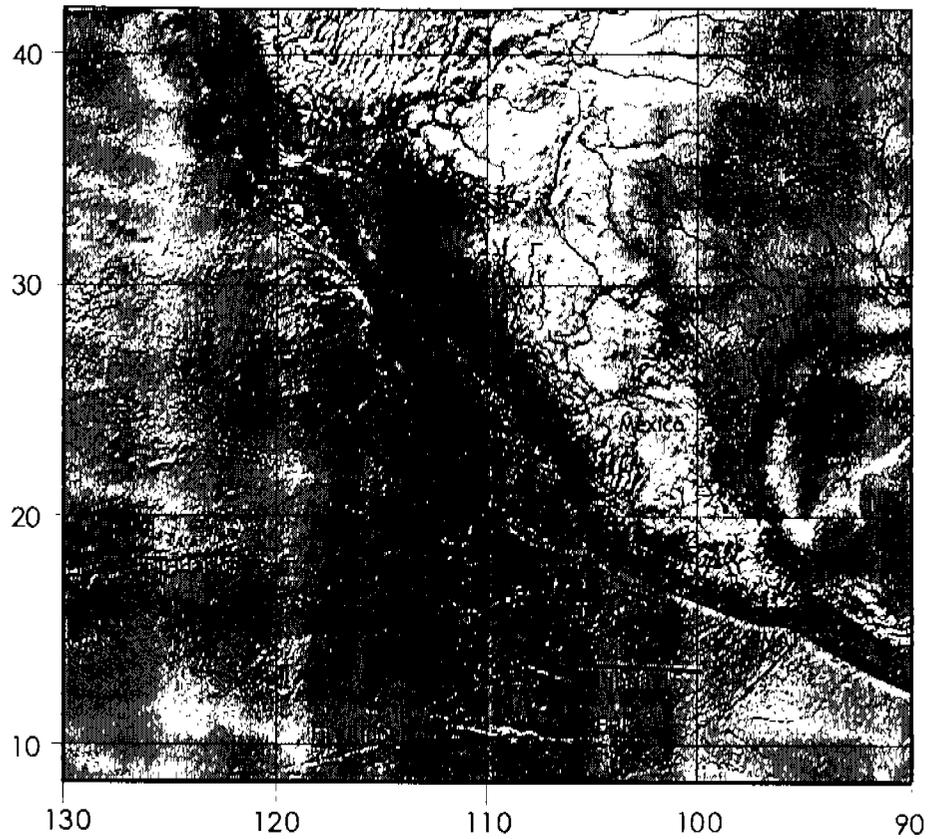


Figura 1. Ubicación de la línea de estudio. Las principales estructuras batimétricas son: Dorsal del Pacífico Este (EPR: East Pacific Rise), Trinchera Mesoamericana (MAT: Middle American Trench), Dorsal Matemática (MR: Matematician Ridge), Fallas Transformes Clarión, Clipperton y Orozco (FT: Falla Transforme).

II. ANTECEDENTES

II.1. Morfología de las Dorsales Oceánicas

El sistema de dorsales medio oceánicas, con una longitud total >70,000 km, es una de las áreas tectónicamente más activas en la Tierra. Exploraciones recientes han mostrado que la morfología de las dorsales varía con la razón de esparcimiento (Figura 2) [Macdonald, 1982].

Los centros de lento esparcimiento, 1-5 cm/año, presentan un valle axial en el eje con una profundidad de 1.5-3 km; la región axial está marcada por una cadena de volcanes centrales altamente discontinuos, éstos son elongados y paralelos al eje de la dorsal. Mientras que en un caso de esparcimiento intermedio, 5-9 cm/año, el valle axial es sólo de 50-200 m de profundidad; su *rift* está sobrepuesto en una ancha y alta región axial y sus flancos topográficos son relativamente suaves. Los de rápido esparcimiento, mayores a 9 cm/año, no presentan valle axial, pero su eje es alto y tiene una forma triangular. Su topografía es relativamente suave con algunas estructuras de horts y grábenes y los volcanes centrales son de 1-2 km de ancho [Macdonald, 1982].

En todas las dorsales, el fisuramiento más intenso ocurre en bandas de 1-2 km de ancho en los flancos de los volcanes centrales. Se sugiere que estas fisuras son causadas por fallamiento tensional de la corteza durante el esparcimiento. Es probable que este campo de fisuras provee acceso al agua fría para penetrar en la joven y caliente corteza oceánica, creando un sistema de recarga por convección hidrotermal [Alt, 1995].

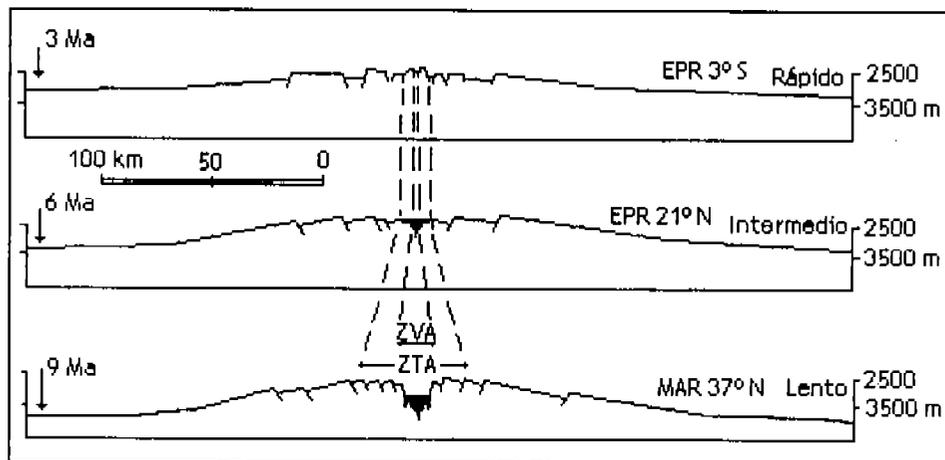


Figura 2. Sección transversa a través de la zona axial de tres dorsales oceánicas con diferentes razones de esparcimiento. Esta figura muestra la influencia de la razón de esparcimiento en la morfología axial, el ancho de la zona de actividad volcánica (ZVA) y de la zona tectónica activa (ZTA). EPR: Dorsal del Pacífico Este. MAR: Dorsal del Atlántico Medio. Tomada de Choukroune et al. [1984].

II.2. Magnetización de la corteza en Dorsales Oceánicas

A lo largo de las dorsales se genera nueva litósfera oceánica, es decir, se produce expansión del piso oceánico, el material fundido expulsado al solidificarse, pasa a través de la temperatura de Curie, punto en el cual los minerales ferromagnéticos se alinean en dirección del campo magnético de ese periodo, por lo que guardará un registro fosilizado de la dirección predominante del campo (Figura 3). Por lo tanto, a medida que el piso oceánico se expande, se forman bandas magnéticas alternantes, según el campo magnético prevalente, ya sea normal o inverso, distribuidas simétricamente a ambos lados de la dorsal [Vine y Matthews, 1963]. La más alta magnetización ocurre en las lavas almohadilladas, aunque las capas de diques y gabros también contribuyen [Gee y Kent, 1994].

La interpretación de las anomalías magnéticas marinas, en conjunto con las técnicas de fechamiento radiométrico, han permitido determinar la edad de la corteza oceánica así como la dirección y velocidad del movimiento de las placas.

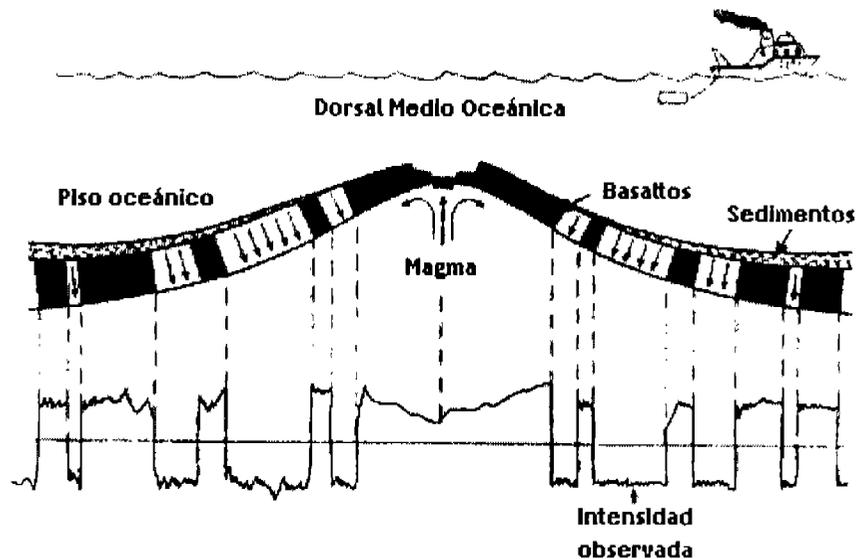


Figura 3. Anomalías magnéticas. Tomada de Pomerol y Renard [1995].

II.3. Cámara Magmática

La forma y dimensiones de la cámara magmática axial son parámetros de fundamental importancia para entender el proceso de generación de la corteza [Macdonald, 1982].

La primera evidencia de una cámara magmática bajo un centro de esparcimiento activo proviene de estudios realizados en 1974, con sismómetros en el fondo oceánico y sismica de refracción *sonobuoy* (hidrófonos flotando sobre la superficie del mar) sobre el eje de la Dorsal del Pacífico Este, cerca de los 9° N [Orcutt et al., 1975; Rosendahl et al., 1976]. Estos estudios revelaron una zona de baja velocidad de las ondas P bajo el eje de la dorsal, que es

interpretada como una cámara magmática a 2-3 km de profundidad. Estudios sísmicos subsecuentes a lo largo de varias secciones de la dorsal han documentado la existencia de dicha zona de bajas velocidades bajo la cresta de la dorsal, la cual se extiende de 1-2 km bajo el piso oceánico hacia la base de la corteza y es 10-20 km de ancho [Detrick et al., 1993; Harding et al., 1989; Vera et al., 1990; Mutter et al., 1995; Scheirer et al., 1998].

En modelos antiguos [Cann, 1970], la cámara magmática se conceptualizó como un gran depósito en el cual el material fundido se acumula y sufre una diferenciación magmática antes de su erupción o emplazamiento en la corteza (Figura 4). Donde el estado de la cámara magmática depende de la forma, grado de fusión parcial, frecuencia de reabastecimiento de magma y quizás lo más importante la profundidad y grado de circulación hidrotermal.

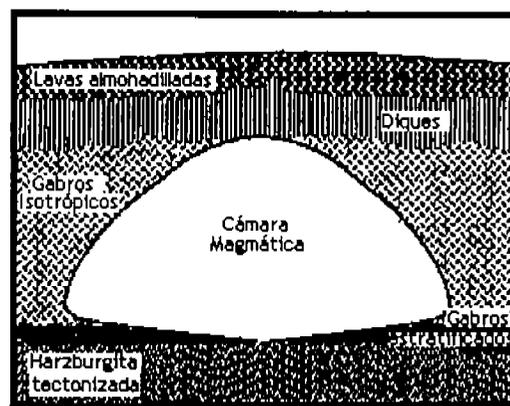


Figura 4. Modelo de cámara magmática propuesto por Cann [1970].

Anteriormente los modelos de cámaras magmáticas se habían desarrollado basándose solamente en la petrología de las rocas de la corteza oceánica y en datos de ofiolitas [Pallister y Hopson, 1981; Smewing, 1981]. Pero es a partir de estudios sísmicos que se ha propuesto un modelo para dorsales de rápido esparcimiento, que se constituye de un lente delgado de magma líquido, el cual es continuo por decenas de kilómetros a lo largo del eje de la dorsal, y es subyacente por una zona más ancha (5-7 km) de bajas velocidades sísmicas. Esta zona es interpretada que es una zona de *crystal mush*, rodeada por roca caliente (Figura 5a) [Harding et al., 1989; Vera et al., 1990; Sinton y Detrick, 1992]. En contraste, no hay evidencia geofísica que indique la presencia de una cámara magmática bajo las dorsales de lento esparcimiento [Solomon y Toomey, 1992; Sinton y Detrick, 1992], pero Sinton y Detrick [1992] proponen una cámara magmática llena de *mush* de corta vida y sin lentes de magma (Figura 5b).

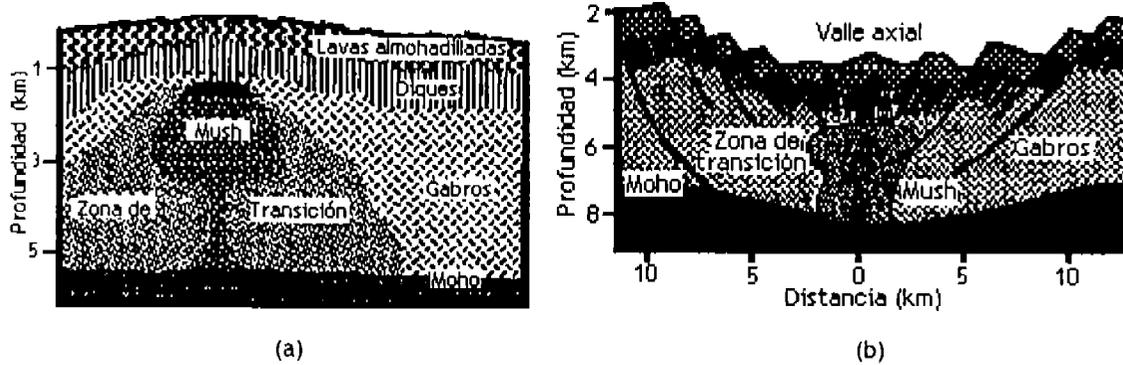


Figura 5. Modelos de cámaras magmáticas. (a) bajo dorsales de rápido esparcimiento, (b) bajo dorsales de lento esparcimiento. Interpretadas por Sinton y Detrick [1992].

II.4. Corteza oceánica

Nuestro conocimiento de la estructura de la corteza oceánica tiene tres fuentes principales: 1) datos geofísicos, principalmente sísmica de reflexión y refracción marina, 2) estudios en complejos de ofiolitas y 3) muestras de rocas tomadas directamente del piso oceánico.

II.4.1. Estructura sísmica de la corteza oceánica

Los primeros estudios sísmicos revelaron que la corteza oceánica es uniformemente delgada (~7 km), estratificada y de una velocidad compatible con los basaltos [Lewis y Garmany, 1982]. Raitt [1963], fue el primero en proponer una subdivisión de la corteza oceánica en tres capas, cada una de ellas caracterizada por su propia velocidad sísmica. Este modelo (Figura 6) fue mejorado, subdividiendo la capa 2 en tres horizontes (2A, 2B y 2C) [Houtz y Ewing, 1976; Spudich y Orcutt, 1980], y la capa 3 en dos horizontes (3A y 3B) [Sutton et al., 1971].

Esta imagen sísmica de la corteza concuerda con velocidades sísmicas de las rocas en complejos de ofiolitas y es relacionada con la porosidad de sus diferentes unidades geológicas [Spudich y Orcutt, 1980].

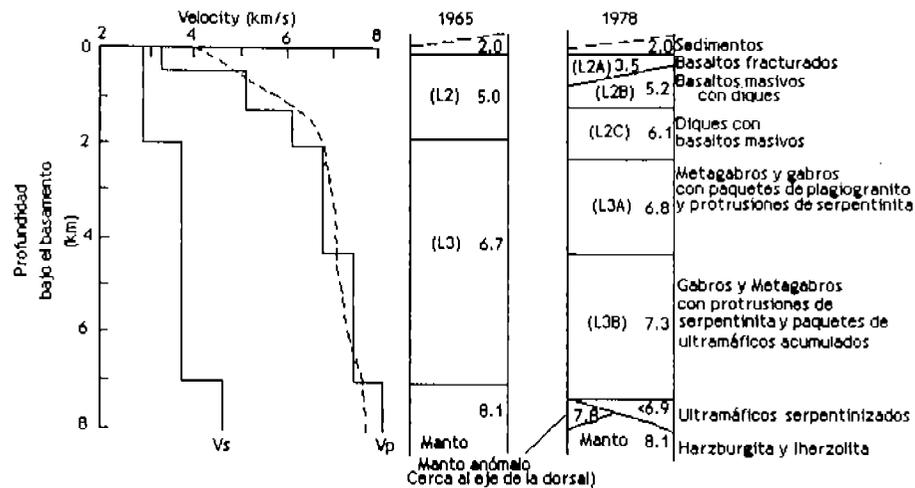


Figura 6. Estructura de las velocidades sísmicas en la corteza oceánica para las ondas P y S. Interpretación en términos de modelos de corteza estratificada [Adaptada de Kearey y Vine, 1990].

La capa 1 es la parte más superficial de la corteza oceánica, está compuesta de sedimentos marinos que se van acumulando y al alejarnos de la dorsal su espesor aumenta hasta 400 m. Las velocidades de las ondas P en esta capa varían de 1.7-2.5 km/s.

La capa 2 representa la parte basáltica de la corteza oceánica, es una región en la cual la velocidad incrementa rápidamente con la profundidad caracterizada por un gradiente sísmico de velocidad de ondas P de 2.7-6.3 km/s y ha sido dividida en tres: 2A, 2B, 2C [Houtz y Ewing, 1976].

El fisuramiento de la corteza es probablemente la causa del límite sísmico inferior de la capa 2A en la cuenca oceánica. Esta capa es de 0.26-0.4 s de DTV de espesor y tiene una velocidad de ondas P de 2.5-3.3 km/s, donde el fracturamiento y otras formas de porosidad causan estas bajas velocidades. Eventualmente las fisuras se llenan con sedimentos y son selladas por cementación diagenética de baja temperatura. Como este proceso continúa con el tiempo, la velocidad de la capa 2A se incrementará hasta 5.3 km/s que es la velocidad de la capa 2B, y la capa fracturada desaparecerá y no será sísmicamente detectable [Christensen y Salisbury, 1975; Houtz y Ewing, 1976; Purdy et al, 1992]. La capa 2B es una zona compuesta de basaltos almohadillados, flujos y brechas con una velocidad de las ondas P de 5.3 km/s [Newmark et al., 1985] y un espesor de 0.5-1 km, sus velocidades son consistentes con datos experimentales en basaltos y metabasaltos [Christensen y Salisbury, 1975]. La capa 2C, cuando llega a ser detectada, tiene aproximadamente 1 km de espesor, con velocidades de onda P de 5.8-6.2 km/s, indicando probablemente una importante porción de rocas basálticas intrusivas (diques).

En cuanto al límite entre las capas 2 y 3, Detrick et al. [1987] lo interpretaron como la representación de la tapa congelada de la cámara magmática (la base de los diques laminados). Interpretaciones previas [e. g, Stoffa et al., 1980] de que el límite entre las capas 2 y 3 es el

contacto entre gabros y diques, observado en ofiolitas, es incorrecto y se sugiere que la porosidad y la alteración química-mineralógica controlan la profundidad del contacto [Detrick et al., 1994; Swift et al., 1998].

La capa 3 es mucho más homogénea verticalmente y parece tener un gradiente de velocidad más suave y ocasionalmente presenta zonas de baja velocidad. Es una capa de espesor considerablemente variable (3.4-6.3 km), pero tiene una velocidad de ondas P bien definida de 6.4-7.0 km/s [Spudich y Orcutt, 1980]. Con respecto a la estructura sísmica de la corteza oceánica, se favorece la idea de que la corteza oceánica inferior está compuesta de una simple composición de gabros, puesto que sólo éstos tienen velocidades generalmente compatibles con aquellas de la capa 3 a presiones apropiadas [Fox et al., 1973].

Se observa la presencia de un reflector a -2 s de DTV bajo el piso oceánico [Ranero et al., 1995; Reston et al., 1999], que se interpreta como la transición corteza-manto (discontinuidad de Mohorovičić). Este reflector puede ser trazado casi continuamente por 10-20 km bajo la dorsal, indicando que es formado inmediatamente bajo la cámara magmática, debido al asentamiento de cristales del magma [Stoffa et al., 1980]. El Moho es una región donde ocurre un cambio abrupto en la velocidad de las ondas P de 7.0-7.6 km/s, al tener un cambio de velocidad tan abrupto, es consistente con un manto rico en olivino [Bazin et al., 1998].

Se han reportado reflexiones inclinadas en la corteza superior, que pueden ser rasgos generales de la corteza oceánica formada en dorsales de rápido esparcimiento [Reston et al., 1999]. Como la corteza inferior es dúctil [Chen y Morgan, 1990] es improbable que éstas sean fallas. Estas reflexiones son consistentes con la inclinación hacia la dorsal de la estratificación de los gabros inferida por Smewing [1981] y Pallister y Hopson [1981] para las ofiolitas de Oman.

II.4.2. Ofiolitas

Desde el comienzo de la revolución de la tectónica de placas, los complejos de ofiolitas han sido vistos como rocas oceánicas que son obductadas en la corteza continental y así constituyen un medio para el estudio de procesos que ocurren bajo el piso oceánico. La geoquímica de la mayoría de estos complejos ha causado que en numerosos trabajos se argumente que estos representan a la corteza oceánica y al manto [Moore y Vine, 1971].

Una secuencia básica de ofiolitas mostrada en la Figura 7, se presenta en el siguiente orden de abajo hacia arriba: (1) complejo ultramáfico, el cual consiste de harzburgitas, lherzolitas, dunitas en proporciones variables; (2) complejo gabroico, incluye comúnmente peridotita y piroxenita; (3) complejo de diques laminados; (4) complejo volcánico, generalmente compuesto de lavas almohadilladas y sobreyaciendo; (5) una serie sedimentaria, que incluye calizas pelágicas, pedernal y delgados lentes de arcilla.



Figura 7. Secuencia clásica de un complejo de ofiolitas. Modificado por Ehlers y Blatt [1982].

Las ofiolitas son definidas petrológicamente, mientras que la corteza oceánica es definida en términos de su estructura sísmica. Se han realizado estudios sísmicos en complejos de ofiolitas y se ha encontrado que sus velocidades características son indistinguibles de la de una corteza oceánica normal [Salisbury y Christensen, 1978; Christensen y Smewing, 1981].

El complejo de ofiolitas Semail en Oman es el complejo mejor estudiado en el mundo y tiene 500 km de largo y 50-100 km de ancho. La sección expuesta está compuesta de harzburgitas y dunitas tectonizadas en la base, pasando a través de gabros y peridotitas estratificados a abundantes diques y lavas almohadilladas volcánicas sobreyacidas por esquistos pelágicos. Los diques decrecen en abundancia hacia abajo hasta llegar al nivel alto de los intrusivos: gabros de cuarzo-granito y rocas granitoides. El límite corteza-manto, el cual está definido por un abrupto incremento de las velocidades sísmicas, coincide con el contacto petrográfico entre los gabros y peridotitas y las dunitas y harzburgitas tectonizadas [Christensen y Smewing, 1981]. Al examinar la complejidad de las ofiolitas de Semail, se concluye que éstas fueron el producto de eventos magmáticos superpuestos o mejor dicho, de la cristalización de una cámara magmática, cuyas dimensiones coinciden con las de la cámara magmática de la Dorsal del Pacífico Este [Smewing, 1981; Pallister y Hopson, 1981].

El metamorfismo en los complejos ofiolíticos aumenta en grado y disminuye en intensidad con respecto a la profundidad, lo cual sugiere que está relacionado con la profundidad de penetración de agua marina y fracturas seguido por metamorfismo retrógrado. Mientras que los gabros basales, troctolitos y ultramáficos han sido parcialmente serpentinizados, aparentemente por agua meteórica [Salisbury y Christensen, 1978].

El modelo de ofiolitas indica que el Moho oceánico puede ser ambos, ya sea una zona de transición o una discontinuidad y puede cambiar de uno a otro en distancias comparables a la longitud de una onda sísmica [Brocher et al., 1985].

II.4.3. Perforaciones en la corteza oceánica

II.4.3.1. Pozo 504B

El pozo 504B del Programa Internacional Ocean Dilling Program (ODP) es el sitio en el que se puede observar la estructura de la corteza hasta la unidad de los diques laminados y permite realizar una comparación entre los datos sísmicos y las ofiolitas. La estructura de la corteza sugerida a partir de modelos de ofiolitas [Salisbury y Christensen, 1978; Christensen y Smewing, 1981] es similar a la determinada en el pozo 504B [Anderson et al., 1982; Becker et al., 1989; Detrick et al., 1994]. El pozo está localizado en la cuenca de Panamá, a 201 km del flanco sur del Rift de Costa Rica, penetrando 2111 m bajo el piso oceánico y aportando muestras in situ de la corteza oceánica superior.

La sección litológica del pozo es: (Figura 8)

1. 274.5 m de sedimentos predominantemente silíceos. El joven pedernal (cuarzo) encontrado en el océano ocurre en la base de los sedimentos.
2. 571.5 m de lavas almohadilladas y delgados flujos intercalados con brechas almohadilladas y basaltos masivos.
3. 209 m compuestos de lavas almohadilladas, flujos delgados, basaltos masivos y diques.
4. 1056 m de diques laminados y basaltos masivos.

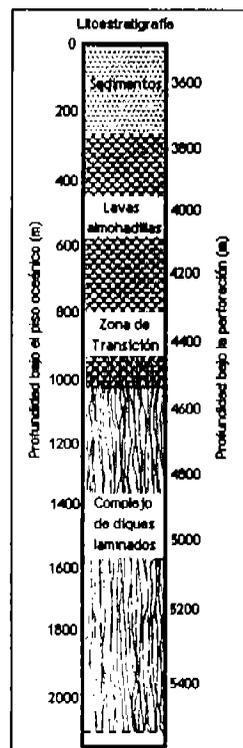


Figura 8. Columna litoestratigráfica del pozo 504B. Los valores de la profundidad de perforación a la izquierda están referidos al nivel del mar [Ayadi et al., 1996].

A partir de estudios sísmicos realizados en y alrededor del pozo se ha logrado hacer una correlación entre la profundidad de los cambios de velocidad y las diferentes secciones litoestratigráficas que presenta el pozo (Figura 9) [Detrick et al, 1994; Swift et al., 1998]. La porosidad y permeabilidad son más altas en los primeros 200 m del basamento y decrece rápidamente bajo la capa de los extrusivos [Becker et al., 1989]. La alteración en los basaltos puede ser dividida en diferentes zonas de profundidad basados en la presencia de varios ensambles de minerales secundarios [Anderson et al., 1982; Becker et al., 1989].

Detrick et al. [1994] concluyen que previas interpretaciones de que el límite entre las capas 2 y 3 es el contacto entre gabros y diques observado en las ofiolitas era incorrecto. Ellos sugieren que la porosidad y la alteración química-mineralógica controlan la profundidad del contacto. La profundidad del límite entre las capas 2 y 3 coincide con cambios significativos en las propiedades físicas observadas en el pozo a -1200 mbsf.

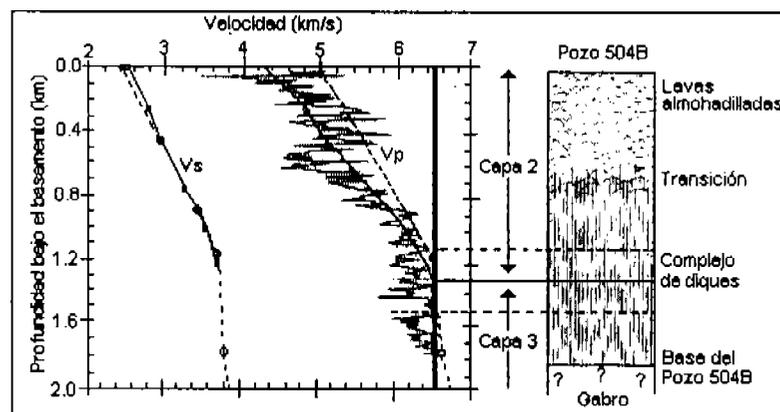


Figura 9. Evolución de las velocidades sísmicas V_p y V_s con la profundidad en el pozo 504B [Detrick et al., 1994].

II.4.3.2. Pozo 735B

Se han descubierto regiones en el piso oceánico, donde gabros y peridotitas están expuestos, principalmente en dorsales de lento esparcimiento, aún en áreas que presentan una estratificación sísmica normal [Mutter et al., 1985; Dick, 1989; Cannat, 1993; Cannat et al., 1995].

El pozo 735B del ODP se encuentra localizado en la parte suroeste de la Dorsal de India (cuya razón de esparcimiento es de 0.8 cm/año) y 18 km al este de la falla transforme Atlántis II [Dick et al., 1991a]. Se perforaron inicialmente 500 m bajo el piso oceánico (en 1987) y subsecuentemente a 1500 m (en 1997). El objetivo principal de este pozo fue obtener una sección representativa de la parte gabroica para determinar su variación estratigráfica con la profundidad. Los núcleos obtenidos del pozo 735B han cambiado la percepción general de la

corteza oceánica inferior en dorsales de lento esparcimiento, la secuencia de rocas observada en el pozo difiere de estudios en ofiolitas.

Las rocas gabroicas recuperadas del pozo 753 B, presentan deformación plástica y frágil, la cual está asociada con alteración hidrotermal, así como metamorfismo de alta temperatura, indicando que la corteza fue formada por una interacción compleja de procesos magmáticos, tectónicos e hidrotermales. En donde se caracteriza la ausencia de una cámara magmática de larga vida o lentes de magma a lo largo de la mayoría de la corteza formada bajo la Dorsal de India del Suroeste [Dick et al., 1991b; Natland et al., 1991].

En la primera parte de la perforación se encontró que la mayoría de la sección consiste de un único cuerpo de gabro de olivino, en la parte inferior es cortado por troctolitos y gabros troctolíticos. La sección es cortada en varios sitios por pequeños cuerpos intrusivos de microgabro [Dick et al., 1991a]. Fueron identificadas siete unidades litológicas, en la segunda parte de la perforación: complejo de gabros de olivino, el cual va de 382 a 536 m bajo el piso oceánico; gabronoritas de 536 a 599 m; gabros de olivino de 599 a 670 m; gabronoritas y gabros de 670 a 714 m, gabros de olivino y gabros de 714 a 960 m, gabros de olivino de 960 a 1314 m y gabros de olivino y troctolitos de gabro de 1314 a la base del pozo en 1508 m [Dick et al., 2000].

III. ÁREA DE ESTUDIO

La línea sísmica 15 se encuentra ubicada en la parte este del Océano Pacífico entre las fallas transformes Orozco al norte y Clipperton al sur, al oeste la Dorsal Matemática y al este la Trinchera Mesoamericana, comienza a 400 km al este de la Dorsal del Pacífico Este y la atraviesa en 13.4° N (Figuras 1 y 10).

La Dorsal del Pacífico Este en esta área, marca el límite entre las placas tectónicas Pacífico y Cocos, las cuales se separan a una razón de -96 mm/año en el área de los 13° N [Eittreim et al., 1994; Barth y Mutter, 1996], con una ligera asimetría, más rápido hacia el este [Carbotte y Macdonald, 1992; Madsen et al., 1992; Canales et al., 1998; Scheirer et al., 1998]. El eje de la dorsal en esta área es continuo y aproximadamente lineal, consiste de un alto delgado de forma triangular de solo -1 km de ancho [Harding et al., 1993; Babcock et al., 1998]. Presenta una profundidad de -2600 m y un ancho de -10-15 km (Figura 10) [Macdonald et al., 1992].

La estructura sísmica de reflexión de la parte norte de la Dorsal es bien conocida, incluye el piso oceánico, la base de la capa 2A [Harding et al., 1993], tapa de la cámara magmática [Kent et al., 1993; Barth, 1994] y reflexiones del Moho [Detrick et al., 1987; Barth, 1994]. También aparecen reflectores adicionales en algunos lugares dentro del límite entre las capas 2 y 3 u horizontes de la tapa congelada [Detrick et al., 1987], y eventos inclinados hacia afuera de la dorsal pertenecientes a los bordes de la cámara magmática dentro de la capa 3 [Barth y Mutter, 1996].

Las reflexiones de la cámara magmática han sido observadas en solo unos pocos perfiles que cruzan la dorsal. El Moho generalmente no es visto, posiblemente debido a la abrupta topografía en los flancos de la dorsal [Eittreim et al., 1994; Babcock et al., 1998]. En lugares donde se han observado reflexiones de la cámara magmática, éstas muestran que la cámara no tiene más de 2 km de ancho [Detrick et al., 1987].

La estructura de la Dorsal probablemente consiste de extrusivos en la capa de baja velocidad en la parte superior de la corteza (capa 2A), extrusivos intercalados con diques en la región con un gradiente suave de velocidad (capa 2B, como se indicó en el pozo 504B), y diques en la región con un gradiente abrupto en la base de la capa 2 (capa 2C) [Harding et al., 1989; Vera et al., 1990]. La estructura de velocidad de la capa 2 es quizá controlada por la porosidad en la porción superior y litológica o metamórficamente controlada a través de la transición de lavas extrusivas a diques intrusivos y acumulados [Spudich y Orcutt, 1980]. El techo de la capa sísmica 3 corresponde con el techo del lente de magma en el eje. Reflexiones de la discontinuidad del Moho, se observan entre 1.6-2.05 s de DTV [Barth y Mutter, 1996].

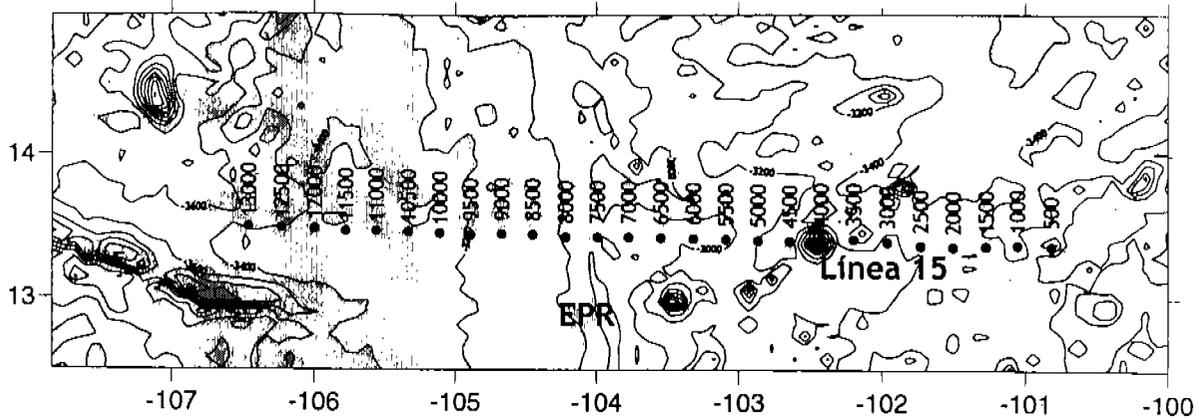


Figura 10. Mapa de la batimetría del área de estudio obtenido a partir de la base de datos GEODAS. Se muestra la posición de los CMP's y de la Dorsal del Pacífico Este (EPR).

IV. ADQUISICIÓN DE DATOS Y PROCESAMIENTO

IV.1. Datos Sísmicos

Los datos sísmicos utilizados en este estudio fueron grabados en formato SEG-B con un sistema de grabación sísmica Volna-96 de fabricación húngara. Colectados con 24 canales, un cable de 2400 m y una fuente con un arreglo de 4 pistolas de aire con un volumen total de 23 l (Figura 11). El intervalo de disparos fue de 50 m y la localización de los disparos fue determinada por un sistema de navegación provisto por un sistema alemán Krupp-Atlas SUSY 30/11. El cual registra e integra arreglos satelitales con un sonar-doppler. La longitud de la grabación es de 6 s en DTV, bajo el piso oceánico con un intervalo de muestreo de 4 ms [Gnlbidenko et al., 1990].

Debido a que los datos fueron grabados en formato SEG-B tuvieron que ser demultiplexados para ser leídos como trazas sísmicas grabadas con diferentes distancias fuente-receptor (*offsets*) con un punto de disparo común y transformados al formato SEG-Y para así ser procesados. El demultiplexado, la asignación de la geometría y el acomodo de los datos en arreglos de CMP's (Common Mid Point) estuvieron a cargo del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

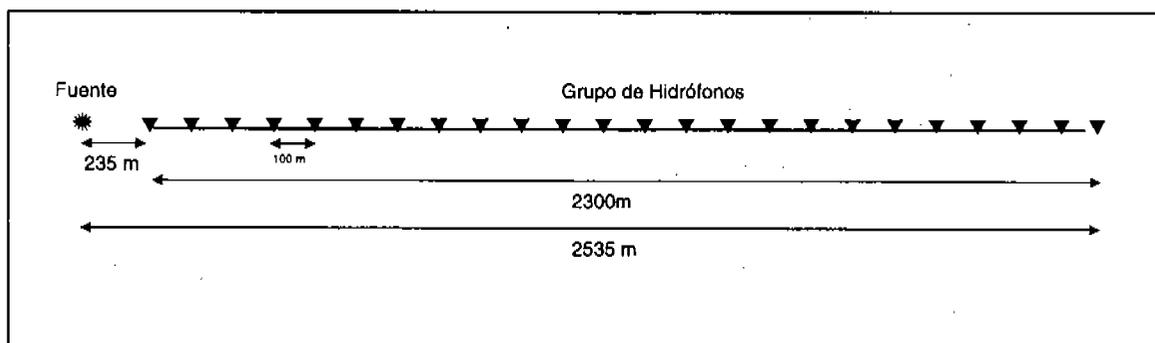


Figura 11. Arreglo para la adquisición de los datos sísmicos.

Para el procesado de los datos se utilizaron los programas SUNT (Seismic Unix) [<http://www.cwpmine.edu/cwpcodes>] y SPW (Seismic Processing Workshop) y una secuencia similar a la que se ocupa en la exploración sísmica petrolera, la cual consistió de:

1. Editado de trazas (Proceso realizado con SUNT)
2. Aplicación de filtro FK (frecuencia-número de onda) (Proceso realizado con SUNT)
3. Corrección por divergencia esférica (Proceso realizado con SPW)
4. Ganancia (Proceso realizado con SPW)
5. Filtrado de frecuencias (Proceso realizado con SPW)
6. Balance de trazas (Proceso realizado con SPW)
7. Análisis de velocidades (Proceso realizado con SPW)
8. Corrección por sobre tiempo normal (Normal Move Out, NMO) (Proceso realizado con SPW)

9. Apilado (Proceso realizado con SPW)
10. Deconvolución (Proceso realizado con SPW)
11. Migración (Proceso realizado con SPW)
12. Aplicación de filtro de pendientes (Proceso realizado con SPW).

IV.1.1. Editado de trazas

Para realizar el editado de las trazas se usó el programa SUNT, por lo que el primer paso fue transformar los datos de formato SEG-Y a formato SU. En esta parte del procesado se editaron las trazas muertas, trazas ruidosas y algunos picos; todo el canal 20 tuvo que ser editado porque presentaba muy mala calidad. También se corrigió el tiempo de retraso, aumentando 3 s al principio de cada traza.

IV.1.2. Aplicación de filtro F-K

El objetivo de aplicar el filtro F-K es hacer una atenuación de múltiples y eliminar parte del ruido causado por la columna de agua. Este filtro se basa en la discriminación de velocidades entre reflejos primarios y múltiples en el dominio F-K. Un reflector primario típicamente tiene menos *moveout* que un múltiplo. Si se realiza una corrección de NMO utilizando las velocidades primarias, como se hace normalmente para generar el apilamiento final, entonces los primarios estarán alineados mientras que los múltiples estarán subcorregidos. Esto sugiere que el apilamiento por sí mismo es un método viable para la atenuación de múltiples. El apilamiento de *offsets* lejanos ayuda a suprimir múltiples, mientras que el apilamiento de *offsets* cercanos es contrario porque la diferencia de *moveout* entre los primarios y los múltiples es muy pequeña. Un método para eliminar estos múltiples es la discriminación de velocidades en el dominio F-K [Yilmaz, 1987].

La energía primaria y los múltiples pueden ser separados en dos cuadrantes diferentes en el plano F-K. Esto se obtiene haciendo una corrección por NMO con una función lineal de velocidades V_B (Figura 12) que se encuentra entre las velocidades de los primarios y de los múltiples, lo que genera que los primarios sean sobrecorregidos y los múltiples subcorregidos (Figura 13a). En el plano F-K los múltiples y los primarios se localizan en cuadrantes diferentes (Figura 13b). Debido a la topografía abrupta fue necesario dividir la línea. Para la obtención de las velocidades V_B es importante ubicar la profundidad del primer reflector y ésta varía a lo largo de la línea.

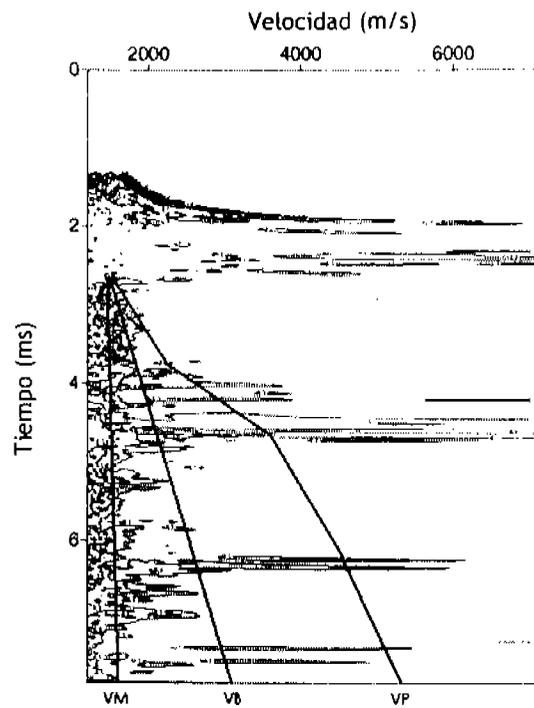


Figura 12. Gráfica de semblanza de velocidad. VM = Función de velocidad para múltiplos, VP = Función de velocidad para primarios y VB = Función de velocidad entre múltiplos y primarios.

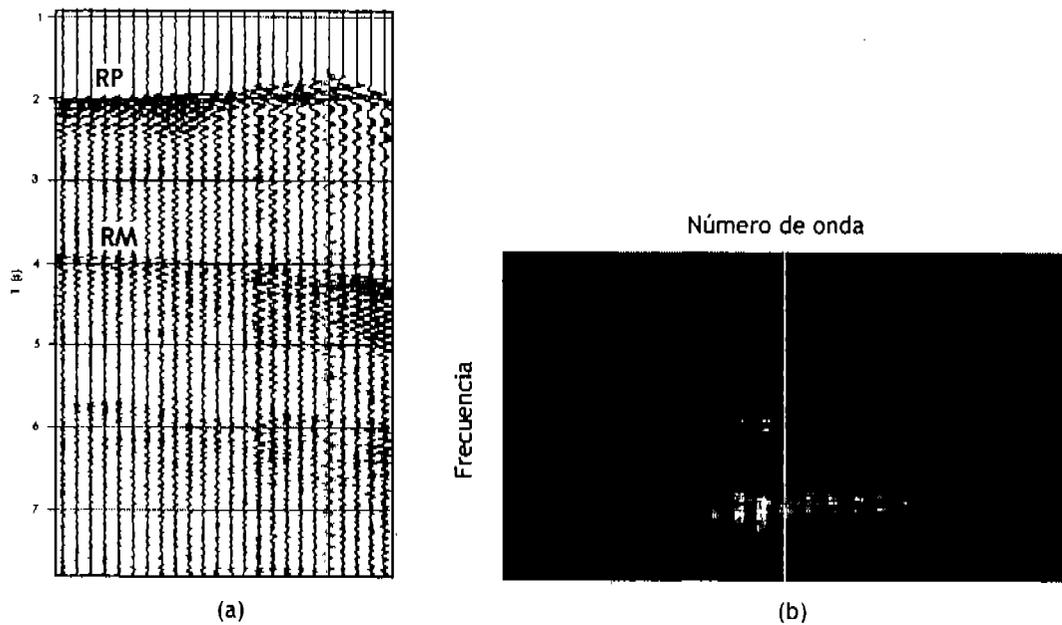


Figura 13. (a) Corrección NMO con la función de velocidades VB. RP = Reflector primario, RM = Reflector de múltiplo. (b) Espectro F-K.

Los múltiplos pueden suprimirse haciendo cero el cuadrante correspondiente a la energía de éstos en el dominio F-K. Para esto se aplica un primer filtro F-K de pendientes 25.0 y 75.0 con amplitudes de 1.0 y 0.0 respectivamente.

Posteriormente se realiza la corrección NMO inversa utilizando las velocidades VB, para restaurar el *moveout* original de los primarios.

Al aplicar este método se introduce energía *aliasing* en los datos, por lo que es necesario aplicar un segundo filtro F-K, con pendientes de -20.0 y -10.0 y amplitudes de 1.0 y 0.0 respectivamente.

La Figura 14 presenta un ejemplo de una semblanza de velocidad de los datos después de haber aplicado el filtro FK. Se puede observar como el ruido generado por la columna de agua (velocidades de -1500 m/s localizadas bajo el reflector de piso oceánico) ha sido removido, así como algunos de los múltiples.

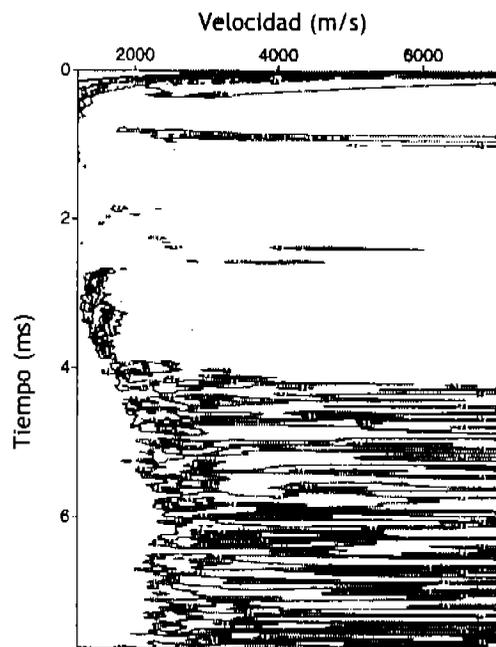


Figura 14. Gráfica de semblanza de velocidad después de aplicar el filtro F-K.

IV.1.3. Corrección por divergencia esférica

La divergencia del frente de onda es el decrecimiento en amplitud de éste debido a la geometría de espaciamiento de las ondas sísmicas, y la intensidad se atenúa con el cuadrado de la distancia [Yilmaz, 1987]. Como es evidente en la Figura 15a, los datos comienzan a atenuarse con el tiempo debido a la energía perdida asociada con la divergencia esférica de la onda generada en la fuente. Para compensar la pérdida de amplitud se debe aplicar un tipo de función de ganancia que atenuará las altas amplitudes en los eventos someros y amplificará las bajas amplitudes de los eventos profundos.

Esta corrección es aplicada al principio del procesado, y depende de los tiempos de viaje y de las velocidades promedios cuadráticas de la onda primaria asociada con los reflectores. Los

parámetros empleados en esta corrección son las velocidades RMS (Root Middle Square) (Tabla 1), obtenidas a través de las velocidades intracapas. Para su obtención se utilizó un modelo de corteza oceánica estándar [Kearey y Vine, 1990], y la siguiente ecuación:

$$V_{rms} = \sqrt{\frac{V_1^2 t_1 + V_2^2 t_2 + \dots + V_n^2 t_n}{t_1 + t_2 + \dots + t_n}}$$

Capa	Tiempo RMS (segundos)	Velocidad RMS (m/s)
Agua	3.50	1500
Sedimentos	3.90	1776
Basaltos	4.72	2500
Gabros	6.80	4149

Tabla 1. Velocidades RMS para la corteza oceánica, son dobles tiempos de viaje.

Los tiempos de la tabla fueron ajustados para cada sección de la línea, ya que debido a la topografía de la zona, éstos variaban.

Al aplicar la corrección (Figura 15b), se observa como la amplitud de la onda en los intervalos profundos se aprecia mejor.

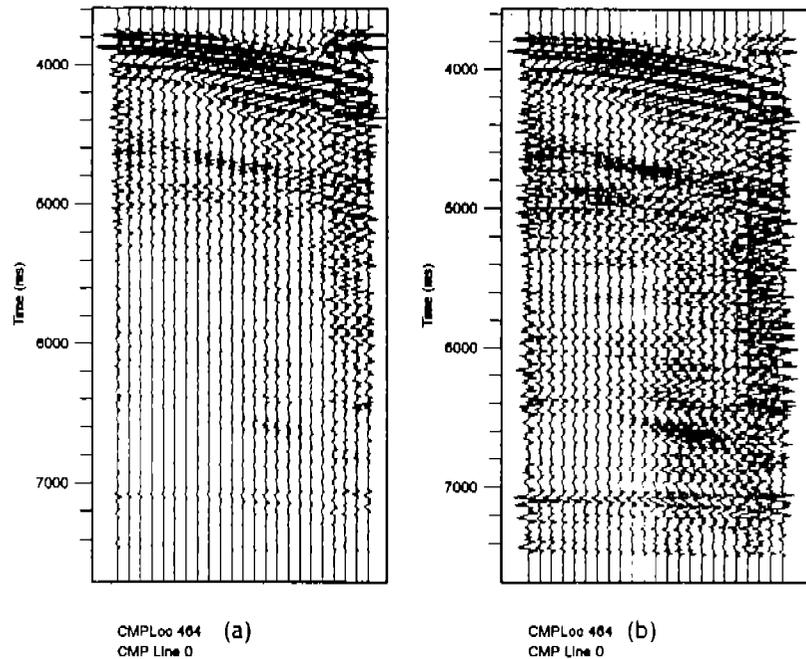


Figura 15. Arreglo de CMP. (a) Sin corrección por divergencia esférica, (b) con corrección.

IV.1.4. Ganancia

La ganancia es un escalamiento en función del tiempo, para corregir efectos de amplitud en los reflectores más profundos [Yilmaz, 1987]. El control de ganancia automático, aproxima una curva de ganancia que se incrementa con el tiempo, basada en la amplitud de los datos sobre un intervalo específico de tiempo. Dado que la finalidad es obtener una sección con una amplitud uniforme, se observa que aun con la corrección por divergencia esférica, le falta uniformidad a la sección, por lo que es necesario aplicar la ganancia (Figura 16a).

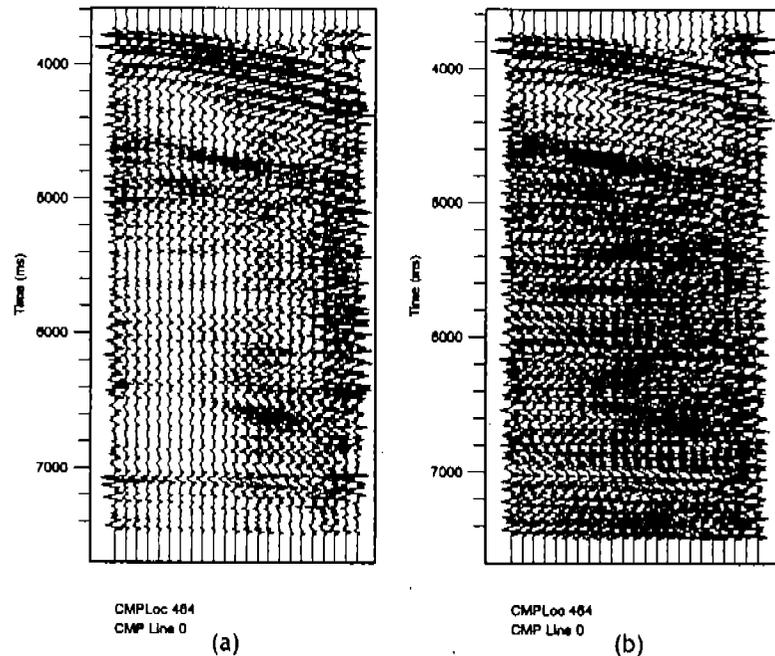


Figura 16. Arreglo de CMP. (a) Con corrección por divergencia esférica, (b) después de la aplicación de ganancia.

Al seleccionar el ancho de la ventana de tiempo se observó que al tener una ventana pequeña se introduce mucho ruido a la señal y al realizar varias pruebas se encontró que el ancho de la ventana de tiempo óptimo es de 1 s (Figura 16b).

IV.1.5. Filtrado de frecuencias

El contenido de frecuencias de las reflexiones puede ayudarnos a distinguir entre energía que ha sido dispersa y reflexiones de la corteza. Al observar el espectro de frecuencias de una traza sísmica (Figura 17) se observa que el contenido principal de frecuencias se encuentra entre los 5 y 70 Hz, por lo que es necesario realizar paneles de frecuencia (Figura 18) para determinar cuales son las frecuencias que contienen información y de esta manera determinar los parámetros para el diseño del filtro a aplicar para eliminar la mayor parte del ruido.

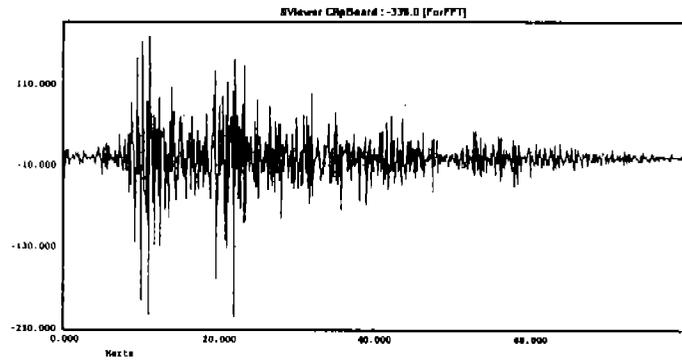


Figura 17. Espectro de frecuencias de una traza con corrección esférica y ganancia.

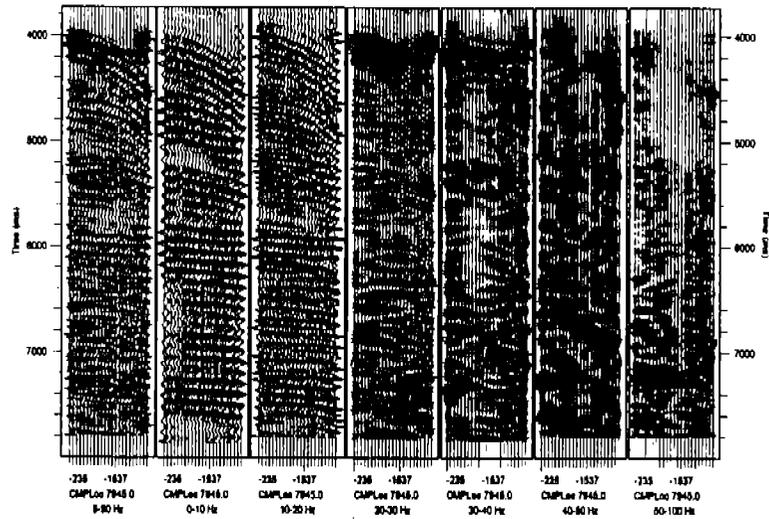


Figura 18. Panel de frecuencias. El primer panel corresponde a un CMP sin filtrar. Los siguientes muestran el mismo CMP con diferentes bandas de filtro.

A partir de los paneles de frecuencias se observa que después de los 50 Hz no hay información, por lo que se aplica un filtro pasa-bandas para que filtre de 5-50 Hz (Figura 19). Donde los parámetros del filtro son 2, 5, 42, 50 Hz y cuyas amplitudes son 0, 1, 1, 0.

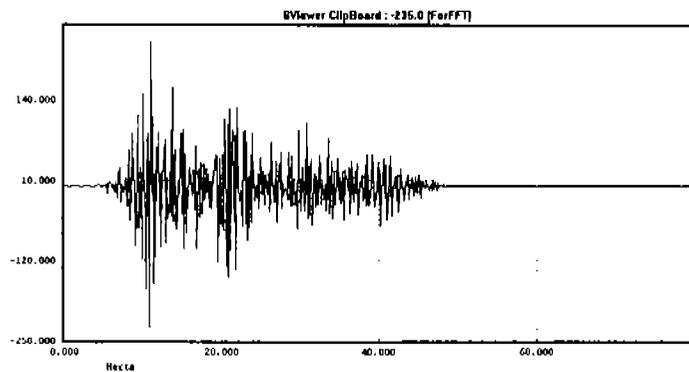


Figura 19. Espectro de frecuencias de una traza sísmica filtrada.

IV.1.6. Balance de trazas.

El balance de trazas compensa por las diferencias de acoplamiento entre la fuente y el receptor. Realmente no es una ganancia, más bien, es un balance realizado a cada traza de un CMP para que todas ellas tengan el mismo nivel de amplitud RMS deseado.

IV.1.7. Análisis de velocidades.

En este tipo de ambiente, el análisis de velocidades resulta difícil debido a la topografía rugosa y a la corta longitud del arreglo. El análisis por gráficas de semblanza de velocidad requiere que la relación señal/ruido sea relativamente alta, porque la gran cantidad de energía producida por el piso oceánico impide resultados consistentes [Babcock et al., 1998]. El análisis de velocidades se realizó con ayuda de un módulo del programa SPW, el cual permite hacer una selección (Figura 20) y así obtener las velocidades que permitan la alineación de los reflectores para así utilizar la corrección NMO (Tabla 2). Este método permite la variación horizontal de las funciones de velocidad.

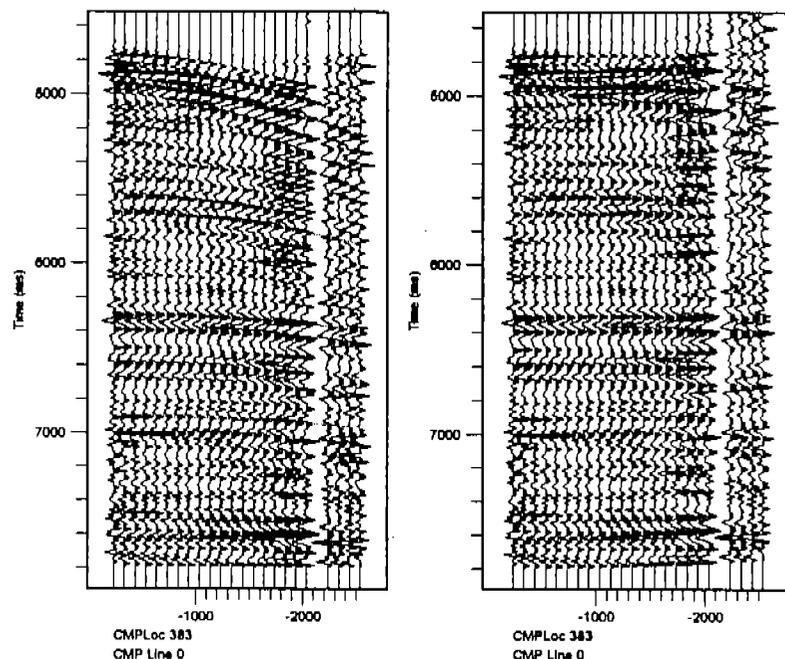


Figura 20. Selección de velocidades en el programa SPW.

CDP	Tiempo (s)	Velocidad (m/s)
10	3705,4037,4682,4972,5785,6817	1541,1570,1610,2211,2836,2869
22	3798,3938,5180,5988,6541	1459,1500,2006,2752,3160
36	4043,4392,5717,6775,7223	1500,1500,2373,3298,3298
52	4382,5263,5994,6713,7150	1460,1500,2426,4414,3160
70	4607,5084,6555,6165,6973	1592,1651,1977,2412,3061
129	4944,5048,5868,6514,7483	1500,1550,1878,2530,2955
236	4809,4908,5727,6249,7150	1500,1550,1740,2489,3282
383	3257,4939,5701,6301,6905	1450,1500,1734,2375,2663
471	3616,3705,4888,5389,5900,6066	1565,1600,1818,2425,3023,4844
483	3376,3485,4884,6567,6859	1451,1500,2217,3127,3989
496	3235,3345,4910,6692	1450,1500,3198,3280
509	3271,3355,4007,5431,6083	1450,1500,1678,2688,4235
521	3229,3495,4586,5238,6530	1500,1560,2048,2621,3583
536	3422,3516,5250	1450,1570,2618
545	3485,3657,4200,5301,6416	1462,1592,1630,2767,2986
556	3626,3782,4409,4902,5770,6598	1477,1520,1683,1800,3201,3225
564	3969,4096,4839,5368,6223,6040	1496,1561,1722,2265,2578,3120
576	4345,4514,5676,6613,7318	1531,1659,2372,2937,3161
593	4572,4872,5790,6400,7234	1495,1500,1867,2765,3585
677	4710,4814,5618,6837	1500,1500,1662,2648
752	4861,5075,5737,6655,7364	1500,1610,1716,2880,3264
946	4772,4866,5766,7212	1500,1500,1614,2476
1096	4829,4913,5806,6400,7103	1450,1500,2016,2711,2787
1190	4720,4830,5784,6827	1450,1500,1673,3586
1304	4611,5310,6473,6868,7244	1414,1508,2132,2162,2977
1360	4791,4971,6373,7306	1462,1503,2080,2202
1390	4861,5090,6045,6806	1500,1500,1948,2190
1443	4617,4825,5628,6895	1521,1550,1721,2281
1543	4600,4694,6244,6900	1500,1500,2617,2795
1707	4746,4851,5341,6207,7249	1500,1500,1550,2120,2312
1833	4408,4595,5727,6895	1457,1500,1994,3677
1908	4287,4522,5206,6129,7192	1500,1500,1692,2721,4444
1932	4571,4684,5237,6733	1500,1500,1697,3898
2013	4663,4762,5607,6535,6811	1500,1500,1661,2233,2687
2135	4627,4726,6327,6947	1500,1500,2103,3179
2169	4491,4601,5576,6801,7343	1450,1500,1669,2549,2943
2199	4434,4543,5910,7161	1500,1500,1904,3423
2223	4380,4694,6280,7103	1500,1572,2472,2741
2245	4126,4314,5613,6968	1450,1500,1950,3214
2275	3851,4283,5139,6499,7134	1518,1562,1950,2454,2489
2302	4085,4418,5900,7150	1500,1605,2332,3171
2314	4314,4486,5706,7067	1500,1550,1861,3319
2338	4434,4637,5977,7029	1500,1500,1982,2030
2376	4304,4431,5909,6535,7249	1450,1500,1893,2390,2861
2404	4419,4595,6144,7113	1510,1550,6144,7133
2430	4369,4533,5292,6009,6869	1469,1500,1577,2288,3779
2592	4486,4569,6285,7145	1500,1500,1928,2483
2681	4559,4762,6130,6613,7270	1450,1500,2100,2186,2713
2752	4673,4879,6169,7020	1500,1500,1993,2366
2826	4419,4565,6311,6978	1492,1500,2385,3960
3082	4262,4340,5462,6994	1500,1500,2011,3579
3191	4143,4272,5576,6488,7062	1500,1540,1961,2181,3000
3255	4366,4647,5696,6462,7114	1500,1500,2152,2233,4796
3304	4580,4841,5811,6707	1527,1550,2047,2166
3335	4726,4820,5779,6348,7072	1450,1500,1935,2170,4094

Tabla 2. Funciones de velocidades obtenidas a partir del picado de velocidades. Las velocidades son correspondientes con los tiempos.

CDP	Tiempo (s)	Velocidad (m/s)
3363	4455,4544,6207,7128	1509,1519,1871,2444
3389	3887,3986,5639,6405,7145	1529,1533,2348,2809,3024
3411	3272,33875075,6275,7036	1550,1575,2175,2919,3133
3434	2823,2922,4629,5494,6166	1450,1500,3178,3429,3740
3462	2745,2953,3783,5853,6583	1510,1556,1647,4728,3623
3494	2954,3198,4054,4889,5249,6692	1528,1550,1643,2404,3033,3124
3520	3434,3585,4133,5488,6551	1535,1703,1830,2240,2390
3541	3939,4206,5884,6395,7192	1527,1556,1831,2504,2770
3562	4299,4484,6108,6952	1521,1580,2412,3421
3653	4543,4653,6060,7051	1500,1526,1955,2537
3876	4543,4778,6207,7160	1500,1612,2035,2286
3899	4346,4518,5957,6421	1500,1546,2442,2478
3926	4199,4314,5566,6426,7084	1500,1530,1824,2251,3106
3981	3871,3971,4956,6202,7098	1500,1500,1724,2511,3169
4006	3585,3683,5493,6561,6837	1480,1500,2434,2768,2793
4025	3167,3366,5416,6124,6806	1500,1534,2388,2656,2682
4042	2782,2948,4613,5812,6984	1459,1500,2336,3747,4490
4061	2454,2603,3763,4732,5743	1484,1500,2076,2818,3059
4076	2118,2311,2907,3962,5556,6681	1463,1500,1552,2651,2857,3426
4098	1961,2175,3053,4692,5166,6504	1489,1500,1615,3376,4470,4470
4126	1998,2091,3221,4291,5187,6354	1500,1527,1874,3207,3610,6939
4162	2082,2196,3341,4920,5525,6228	1500,1560,1990,3434,4865,4865
4207	2113,2421,3309,4035,6411	1502,1524,1741,2640,4117
4235	2296,2369,4848,6739	1488,1523,3177,3815
4251	2473,2629,3642,5291,5827	1435,1500,2188,3348,5148
4276	2672,2870,4248,4686,5197,6395	1460,1500,2242,2545,2672,3196
4305	3235,3454,4503,5431,6411	1511,1535,1998,2175,3708
4330	3579,3803,4639,5989	1466,1500,1996,3688
4360	3903,4262,5202,5897,6326,6744	1500,1500,2072,2664,3622,3622
4422	4095,4293,4950,5926,6306,7239	1500,1500,1588,3128,3298,3760
4491	4342,4554,5853,7181	1450,1500,2281,2713
4620	4369,4564,5555,6457,7036	1500,1530,1961,2461,3319
4903	4481,4679,6577,7509	1500,1500,2366,2389
5190	4251,4441,5211,6254,7395	1486,1500,1691,2192,3755
5298	4085,4283,5298,6248,7223	1500,1500,1772,2368,2919
5406	4069,4262,5384,6077,6494,7588	1500,1526,2275,2675,2696,3055
5562	4142,4455,5686,6645,7437	1476,1500,2300,2579,5456
6025	3996,4084,4789,5733,6572,7390	1500,1568,1587,2027,2900,3250
6200	4185,5629,6265,6801,7437	1500,2795,3531,3694,3700
6539	4017,4204,5550,6900	1500,1500,2095,3193
6717	4095,4283,5128,5900,6441,7405	1475,1500,1592,2221,2466,3840
6891	4033,4222,5055,5691,6634,7306	1429,1500,1684,2297,2982,2990
7136	4017,4121,4904,6457,7015	1500,1500,1689,2382,3591
7428	4168,4382,5222,6057,7354	1500,1532,2192,3144,4184
7640	4044,4492,5253,5842,7072	1500,1548,1719,2698,3496
7788	3746,3965,5241,5926,6786	1500,1522,2234,2668,4177
7873	4001,4314,4836,5483,6030,7322	1500,1550,1898,2342,2990,2996
8006	3996,4210,5290,6202,6978	1500,1500,2039,2636,3033
8193	4105,5295,5618,6004,6708,7504	1500,2012,2083,2329,2627,3849
8381	4533,5221,5696,6457	1500,1621,1980,3090
8540	4241,4992,5436,5817,6811	1506,1537,2081,2683,2699
8746	4298,4674,5659,6457,7041	1500,1562,1808,2616,2815
9227	4288,4595,5023,5967,6879,7515	1500,1500,1526,2235,2645,2716
10001	4496,4715,5409,6181,7093	1500,1500,1800,2295,3904
10134	4392,4867,5373,5691,6369,7270	1500,1500,1649,1993,2421,3067

Tabla 2. Continuación.

CDP	Tiempo (s)	Velocidad (m/s)
10266	4444,5315,6207,6702,7416	1500,1581,2054,2848,4045
11039	4601,5143,5529,6801	1500,1670,1781,2892
11330	4351,4737,6103,7114	1500,1555,2402,3616
11484	4215,4288,4903,5962,6447,7223	1500,1540,1567,2116,2351,2816
11910	4626,4731,5879,6531,7134	1500,1500,2073,2694,2868
12213	4658,4846,6087,6540,7353	1500,1500,1809,2155,2680
12297	4893,5017,5784,6613,7140	1500,1500,1568,2319,2576
12483	4660,4767,6133,6615,7254	1500,1500,2243,2782,3902
12732	4840,5122,5417,6290,7379	1494,1500,1562,2275,3585
12903	4825,5038,5531,6597,7346	1463,1506,1552,2309,2845
13018	4626,4840,5362,6050,6687,7530	1452,1500,1587,1857,3190,3215
13117	5044,5341,6228,6702,7473	1448,1527,2104,2403,2717
13288	4496,4595,5451,6103,7170	1500,1500,1589,2005,2774

Tabla 2. Continuación.

IV.1.8. Corrección por NMO y Apilamiento

Las reflexiones horizontales, están desalineadas, debido a que cada traza tiene una fuente y un receptor localizado a diferentes distancias. Estas reflexiones deben ser alineadas propiamente antes del apilamiento. Por lo que se realiza una corrección NMO, utilizando las velocidades que se obtuvieron en el análisis anterior. Al aplicar esta corrección las trazas son desplazadas a una posición de *offset* cero haciendo que los reflectores primarios en cada CMP se encuentren alineados horizontalmente. Posteriormente, se realiza el apilado de trazas, el cual consiste en la suma horizontal de trazas contenidas en un mismo CMP para producir una sola traza. Al estar alineados los reflectores primarios, sus amplitudes se suman obteniendo una mejor resolución, y por el contrario, la ondícula que no se encuentre alineada se disminuirá en amplitud (Figura 21). Este proceso es importante, porque es donde se eliminan gran parte del ruido coherente y aleatorio, y se incrementa la relación señal-ruido.

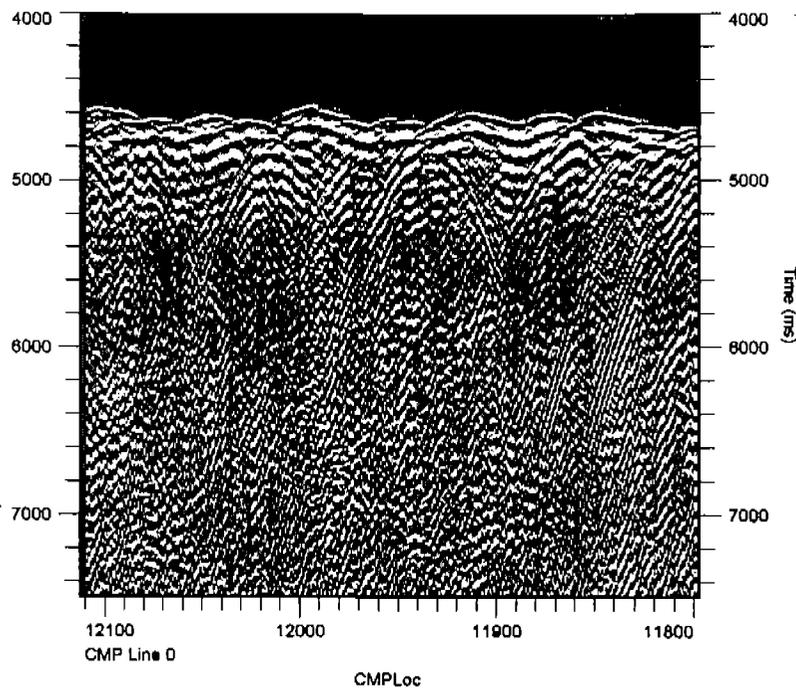


Figura 21. Sección sísmica aplada.

IV.1.9. Deconvolución

En la sección aplada se observan varias reverberaciones por lo que es necesario aplicar una deconvolución predictiva. La deconvolución se realiza a lo largo del eje del tiempo, con el fin de incrementar la resolución temporal, comprimiendo la ondícula sísmica básica para aproximarla a un impulso y así suprimir las reverberaciones y múltiples de corto periodo (Figura 22). Las técnicas de deconvolución están basadas en el filtro de Wiener, cuyos parámetros se obtienen por medio de la autocorrelación de la traza [Yilmaz, 1987]. Para su aplicación se utilizó una ventana de predicción de 95 ms, una longitud del operador de 260 ms y un porcentaje de ruido blanco de 0.1%.

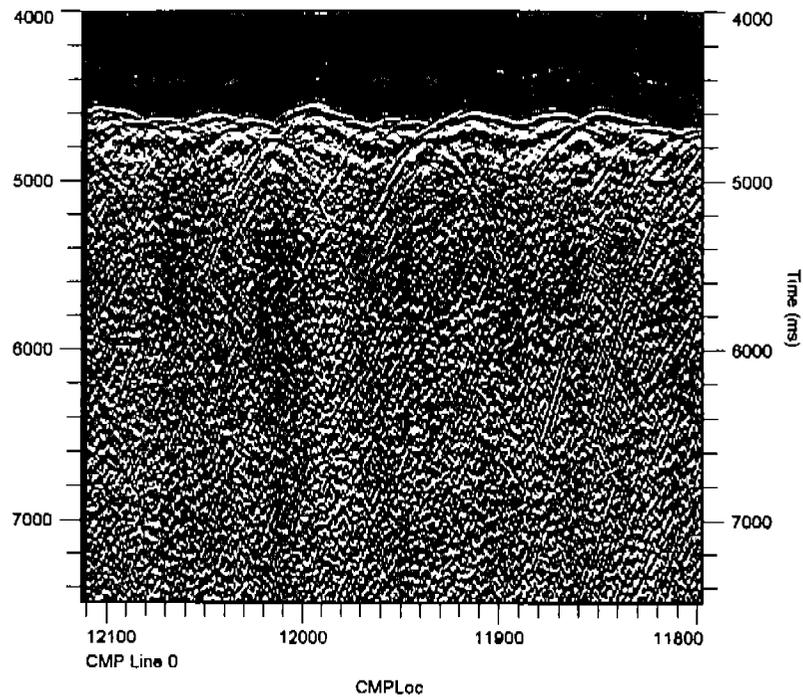


Figura 22. Sección apilada y con deconvolución.

Después de la deconvolución es necesario aplicar nuevamente el filtro pasa-bandas, debido a que ésta aumenta las altas frecuencias (Figura 23).

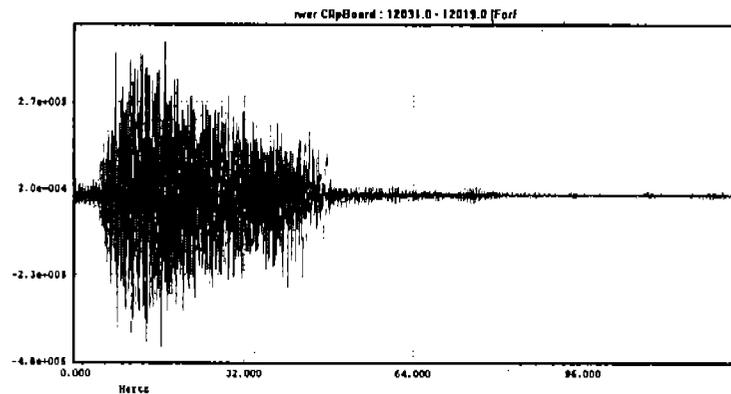


Figura 23. Espectro de frecuencias después de aplicar la deconvolución.

IV.1.11. Migración

La migración se aplica con el fin de incrementar la resolución espacial, colapsando las difracciones y moviendo los eventos inclinados a su posición real [Yilmaz, 1987]. Se realizaron pruebas con métodos de migración de Stolt [Stolt, 1978] y migración de desplazamiento de fase [Gazdag, 1978].

Las dos formas de migración utilizadas están basadas en la transformada de Fourier [Margrave, 1998]. El método de migración en el dominio F-K (Figura 24), es denominado directo, puesto que construye la imagen migrada directamente de la no migrada sin productos intermedios [Stolt, 1978]. La migración por desplazamiento de fase (Figura 25), es más bien un método recursivo, porque es una continuación recursiva hacia abajo en la cual cada paso es realizado con una velocidad local lo que permite variaciones verticales [Gazdag, 1978]. Para velocidades constantes, estos dos métodos son matemáticamente idénticos [Gray et al., 2001].

Un importante mejoramiento del modelo inicial de velocidades puede ser obtenido por el análisis de secciones migradas a velocidad constante. Para este análisis se utilizó el método de Stolt [1970] por ser el más rápido.

El perfil de velocidades usado se derivó del modelo de corteza oceánica estándar [Kearey y Vine, 1990]. Las velocidades para la migración deben ser velocidades de intervalo, que son calculadas usando la ecuación de Dix [1955].

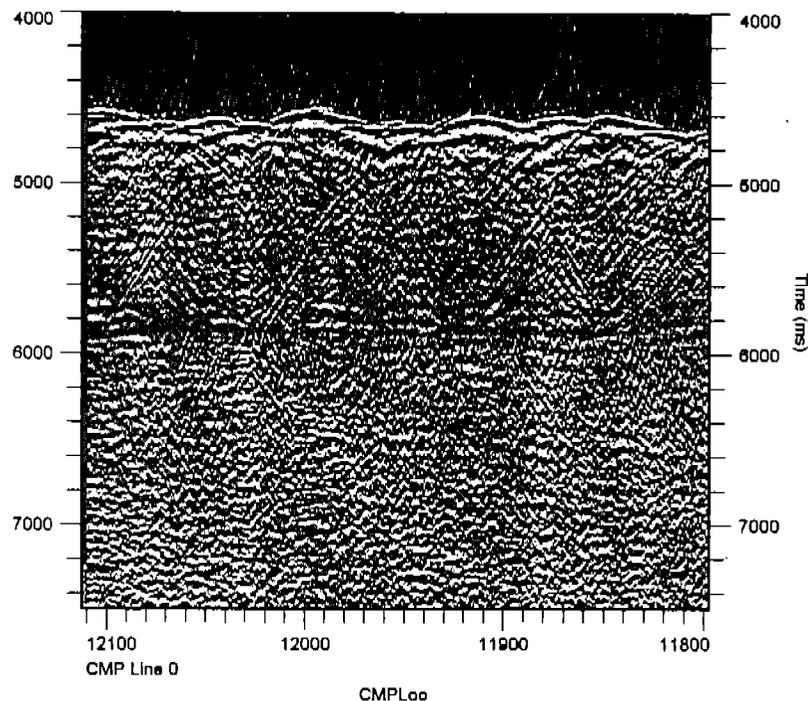


Figura 24. Sección migrada con el método de Stolt.

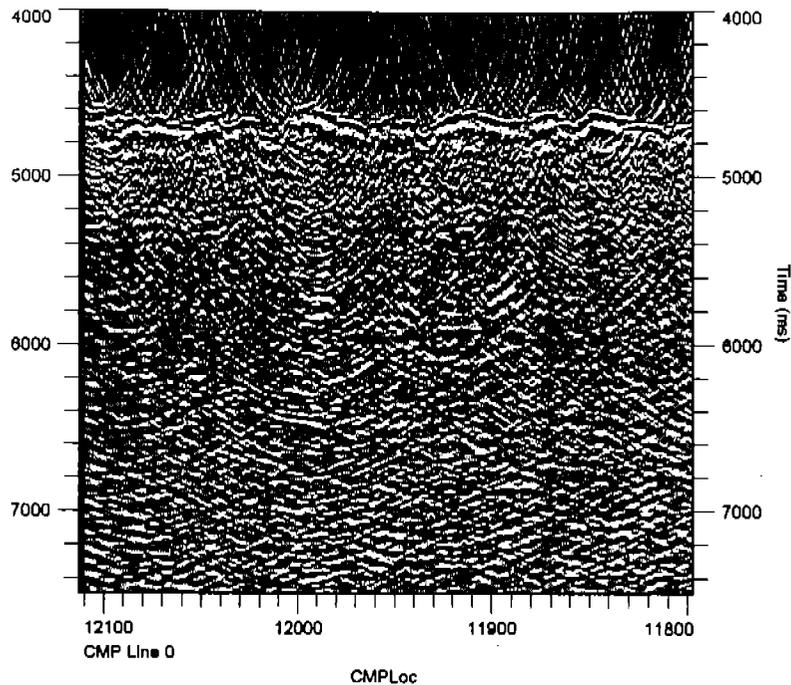


Figura 25. Sección migrada con el método de Gazdag.

IV. 1. 12. Filtro de pendientes

Eventos que tienen una pendiente en el plano (t, x) pueden ser separados en el plano $F-K$ por sus pendientes. Esto permite eliminar cierto tipo de energía no deseada de los datos. Como es el caso de ruido coherente y energía dispersa [Yilmaz, 1987]. La topografía rugosa del piso oceánico provoca que la mayoría de la energía remanente sea difractada, consecuentemente, todas las difracciones tienen como velocidad de *moveout* la velocidad del agua. Desafortunadamente, cuando las difracciones que aparecen en la parte inferior de la sección son migradas con velocidades apropiadas para esta profundidad, ellas son sobre migradas (Figura 25). Como resultado generan hipérbolas (smiles). Estos artefactos pueden llegar a ocultar la señal real.

Con el propósito de remover dichos artefactos, se aplica un filtro de pendientes a la sección ya migrada (Figuras 26 y 27). Sin embargo, la base de las hipérbolas se presenta casi plana, por lo que el filtro no puede remover esta energía. Se debe poner especial atención en la selección de la pendiente corte, para que no se elimine parte de la señal, para este caso en particular, se ocupó una de 18 ms/traza con una frecuencia máxima de 50 Hz. Realizando una comparación de las Figuras 24 con la 26 y 25 con 27 se puede observar como los reflectores se visualizan mejor.

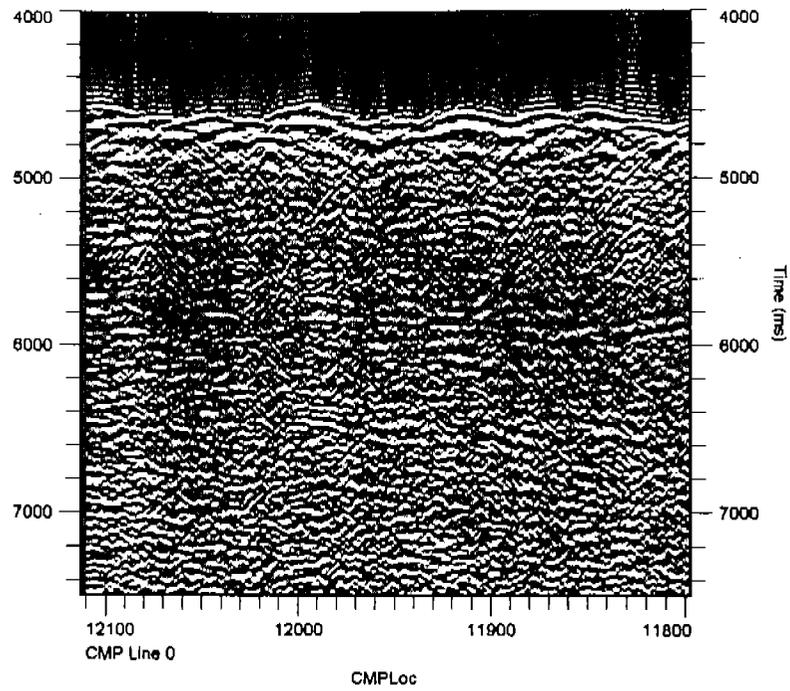


Figura 26. Sección con migración FK y filtro de pendientes.

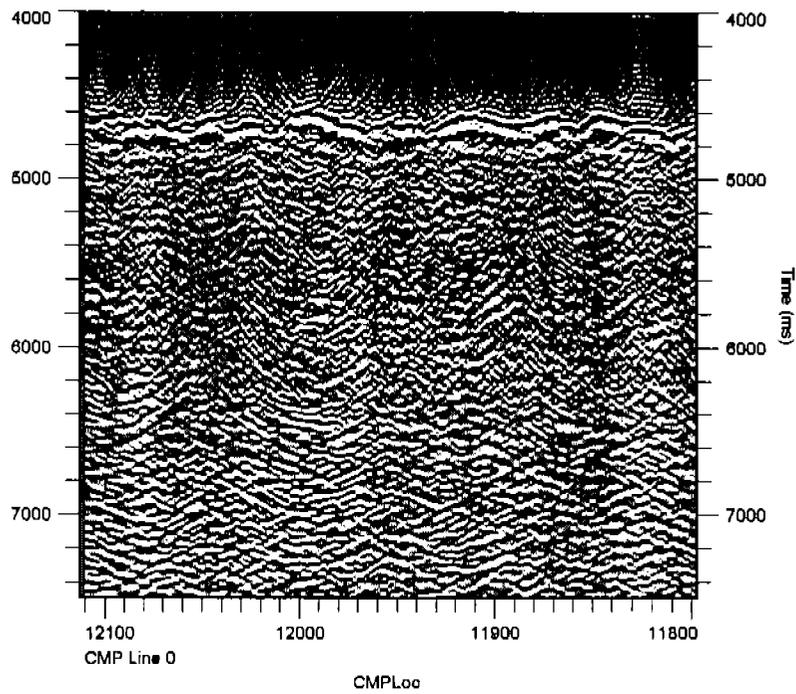


Figura 27. Sección con migración de fase y filtro de pendientes.

IV.2. Datos magnéticos

Para determinar la razón de esparcimiento y edad de la corteza oceánica, fueron colectados datos magnéticos simultáneamente con los datos sísmicos. La intensidad del campo magnético fue medida con un magnetómetro de protones de fabricación rusa (MPM-7). El cual se ubicó 300 m detrás del barco. Las anomalías fueron calculadas usando el sistema IGRF1990 y no fueron corregidas por las variaciones diurnas [Gnibidenko et al., 1990].

Para la identificación de los patrones de las anomalías, el perfil fue proyectado perpendicularmente al *strike* del eje de la Dorsal, se utilizó un ángulo de proyección de N 80° E y una razón de esparcimiento completa de 96 mm/año [Barth y Mutter, 1996]. Las anomalías magnéticas observadas fueron identificadas y correlacionadas con la escala de tiempo geomagnético de Cande y Kent [1995]. Se crearon modelos sintéticos empleando diferentes razones de esparcimiento a partir de un programa de modelado magnético creado por J. L. LaBrecque. Este programa está basado en el método de Transformada de Fourier Rápida. Por comparación directa entre estos modelos sintéticos y el perfil se obtuvieron las edades y razones de esparcimiento a lo largo de la línea (Tabla 3).

ANOMALÍAS MAGNÉTICAS		RAZÓN DE ESPARCIMIENTO	
EMPIEZA	ACABA	OESTE	ESTE
Anomalía Central	1R	4.8	4.8
1R	2	4.5	4.5
2	2A ₁	6.0	4.0
2A ₁	2A ₃	4.0	3.0 *
2A ₃	3 ₄	3.7	4.2 *
3 ₄	3A ₂		5.2

Tabla3. Anomalías magnéticas y razones de esparcimiento, obtenidos para la línea 15. * Se presenta una discontinuidad debida a los montes submarinos.

V. RESULTADOS

V.1. Anomalías magnéticas y razón de esparcimiento

A partir del análisis de las anomalías magnéticas fue posible estimar las tasas de esparcimiento y la edad de la corteza a ambos lados de la dorsal. La Figura 28 muestra la ubicación de la línea en un mapa de lineaciones magnéticas las cuales concuerdan con los datos de anomalías magnéticas obtenidos. Las razones de esparcimiento y las edades están ilustradas en la Figura 29 con respecto a la posición de los CMP's, en la cual se indica la edad de la corteza oceánica a lo largo de la línea 15, de 0 a ~5.105 Ma para la parte oeste y de 0 a ~6.418 Ma para la parte este de la dorsal.

La razón de esparcimiento actual obtenida es de 96 mm/año (Figura 29), que coincide con la propuesta por Barth y Mutter [1996], para una dorsal de rápido esparcimiento.

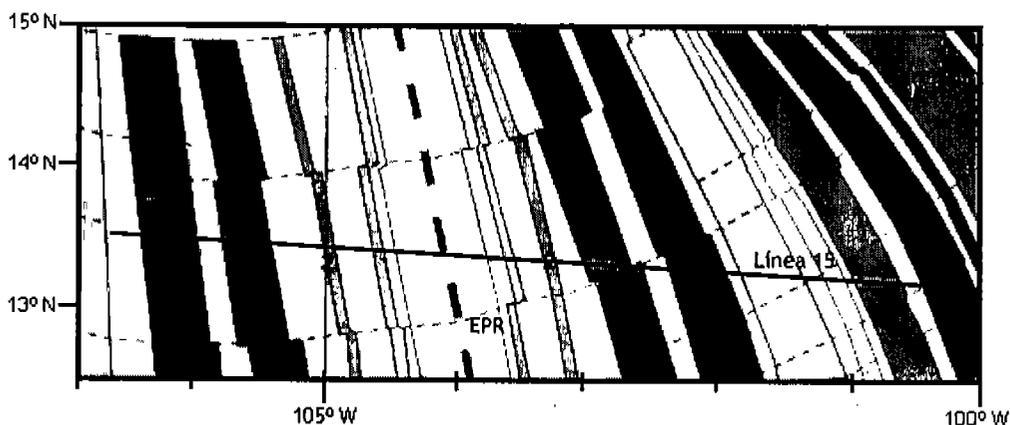


Figura 28. Lineaciones magnéticas de esparcimiento en el piso oceánico [Kostoglodov y Bandy, 1995].

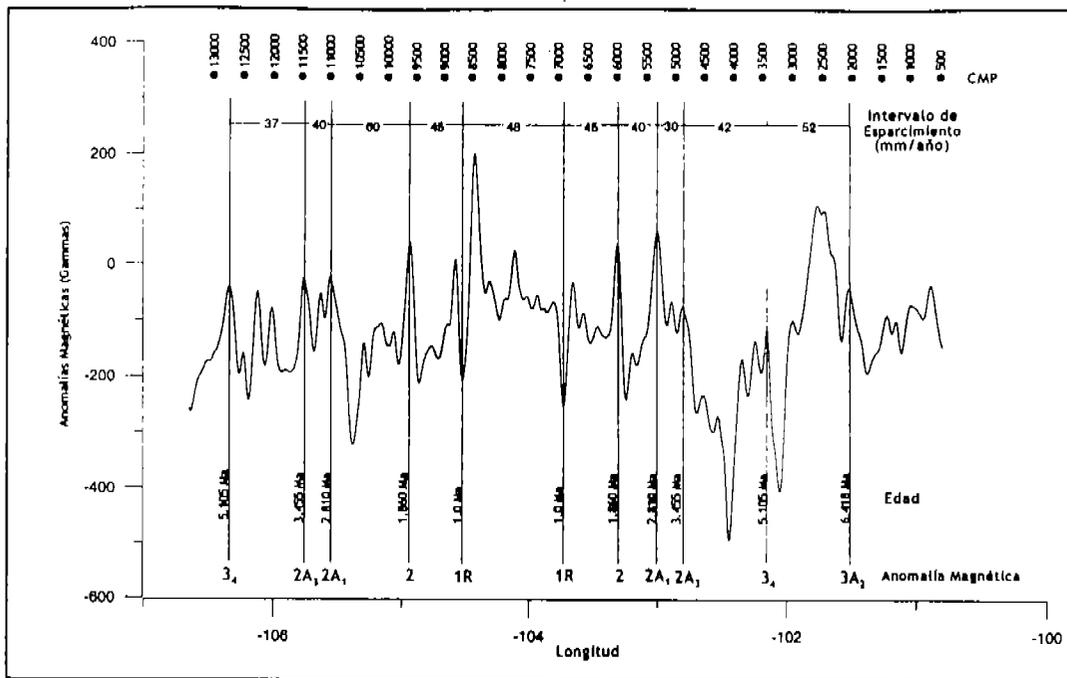


Figura 29. Anomalías magnéticas con respecto a la posición de los CMPs, edad de la corteza oceánica e intervalo de espaciamiento de la línea 15.

V.2. Reflexiones de la corteza oceánica

De las dos secciones migradas una con el método de Stolt (Figura 24) y otra con el método de Gazdag (Figura 25), se prefiere la primera, debido a que los eventos profundos se observan mejor. La Figura 30 muestra en la parte superior la sección migrada sin interpretación y en la parte inferior la sección interpretada.

En la sección interpretada se pueden observar cinco reflectores principales como son el piso oceánico, y cuatro reflectores horizontales a -200-300 ms, -500-700 ms, -1000-1200 ms y -1800-2000 ms de DTV bajo el basamento. Estos eventos se observan mejor conforme nos alejamos de la dorsal y de los montes submarinos. Esto puede ser debido a que la rugosidad del piso oceánico impide ver estos reflectores. El relieve pudo haber afectado las trayectorias de los rayos transmitidos lo suficiente para borrar las reflexiones.

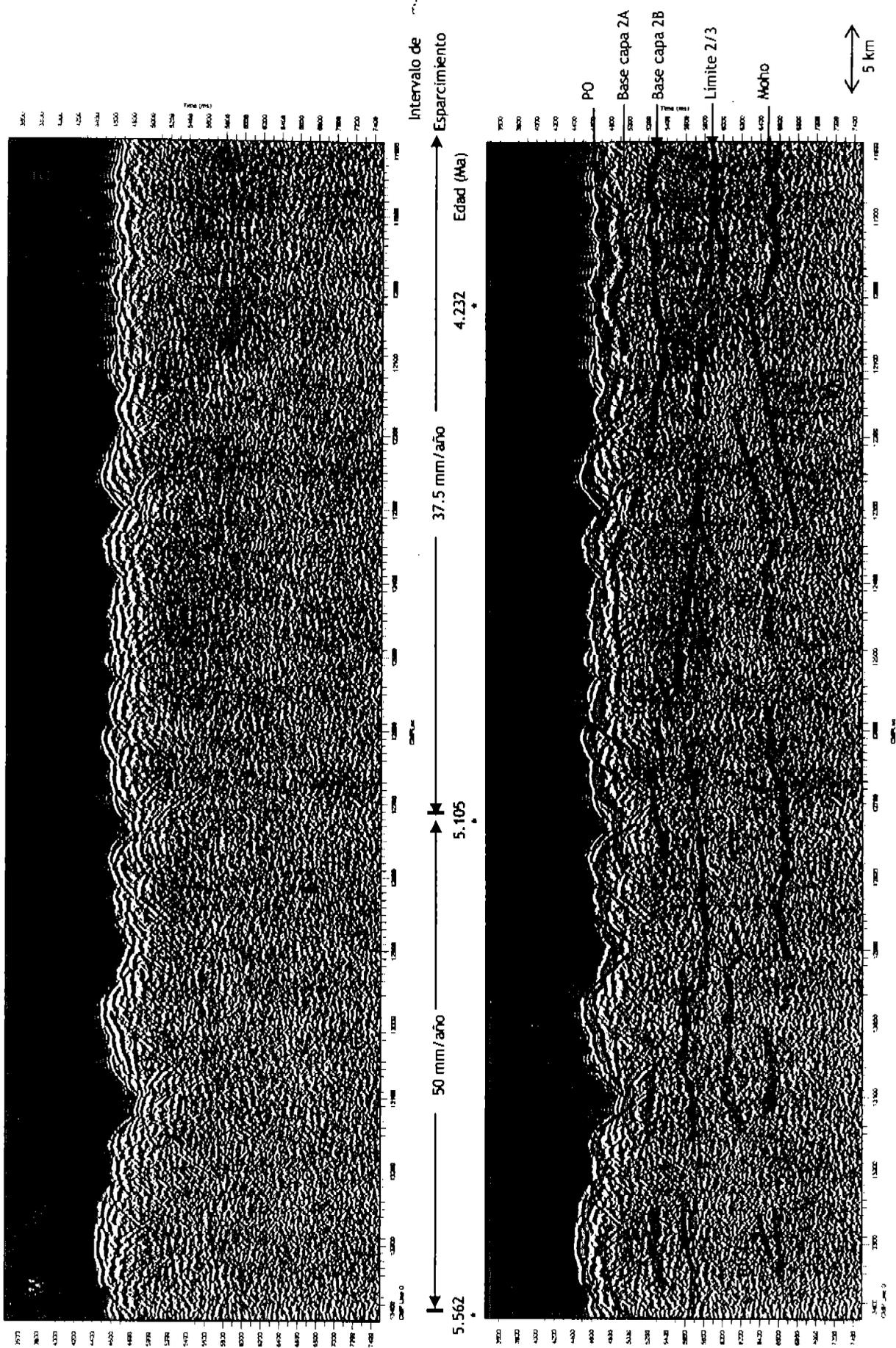


Figura 30. Sección sísmica sin interpretar e interpretada. PO = piso oceánico; F = fallas, RICS = reflectores inclinados de la corteza superior, RICl = reflectores inclinados de la corteza inferior, RIM = reflectores inclinados del manto, RM = reflectores del manto.

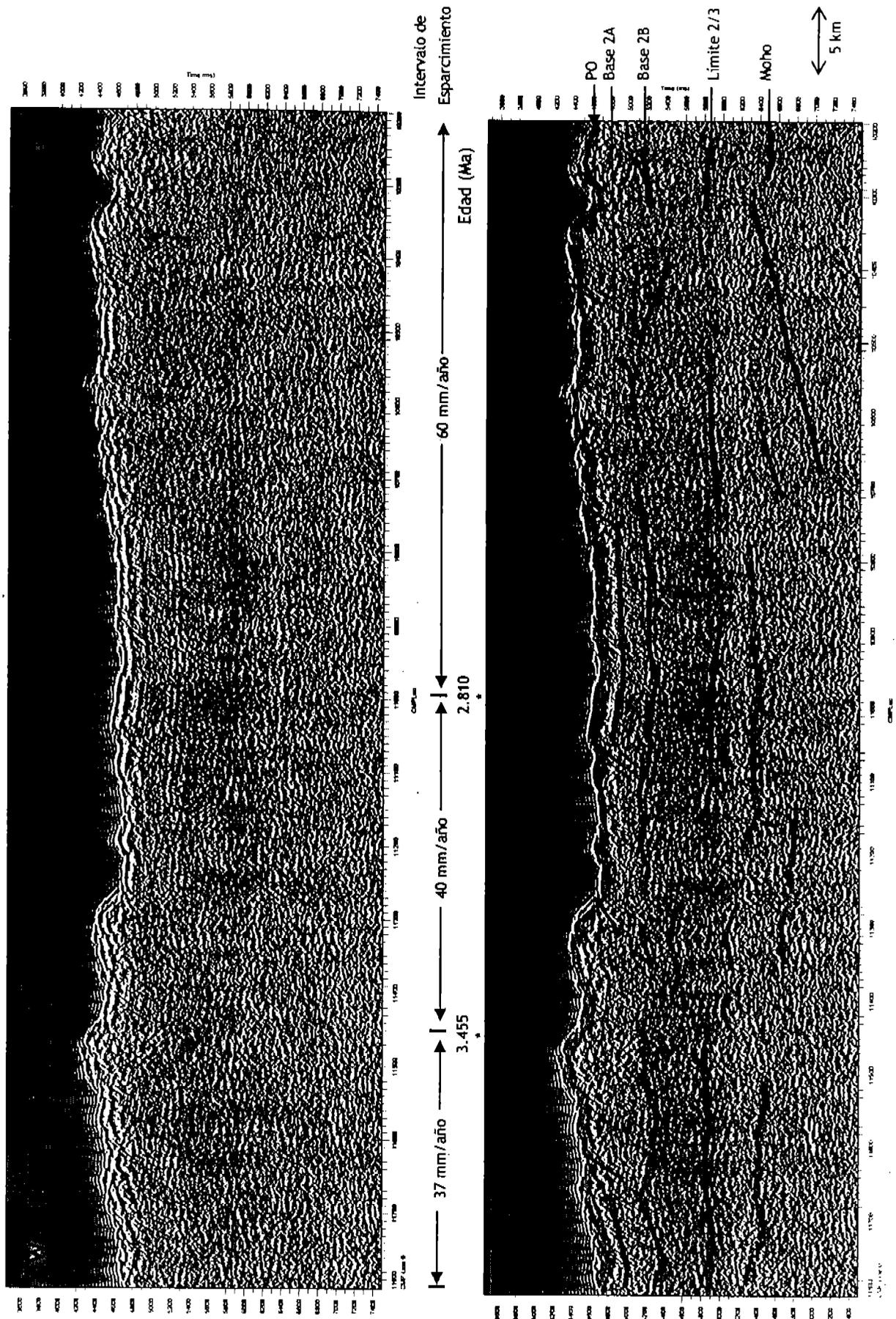
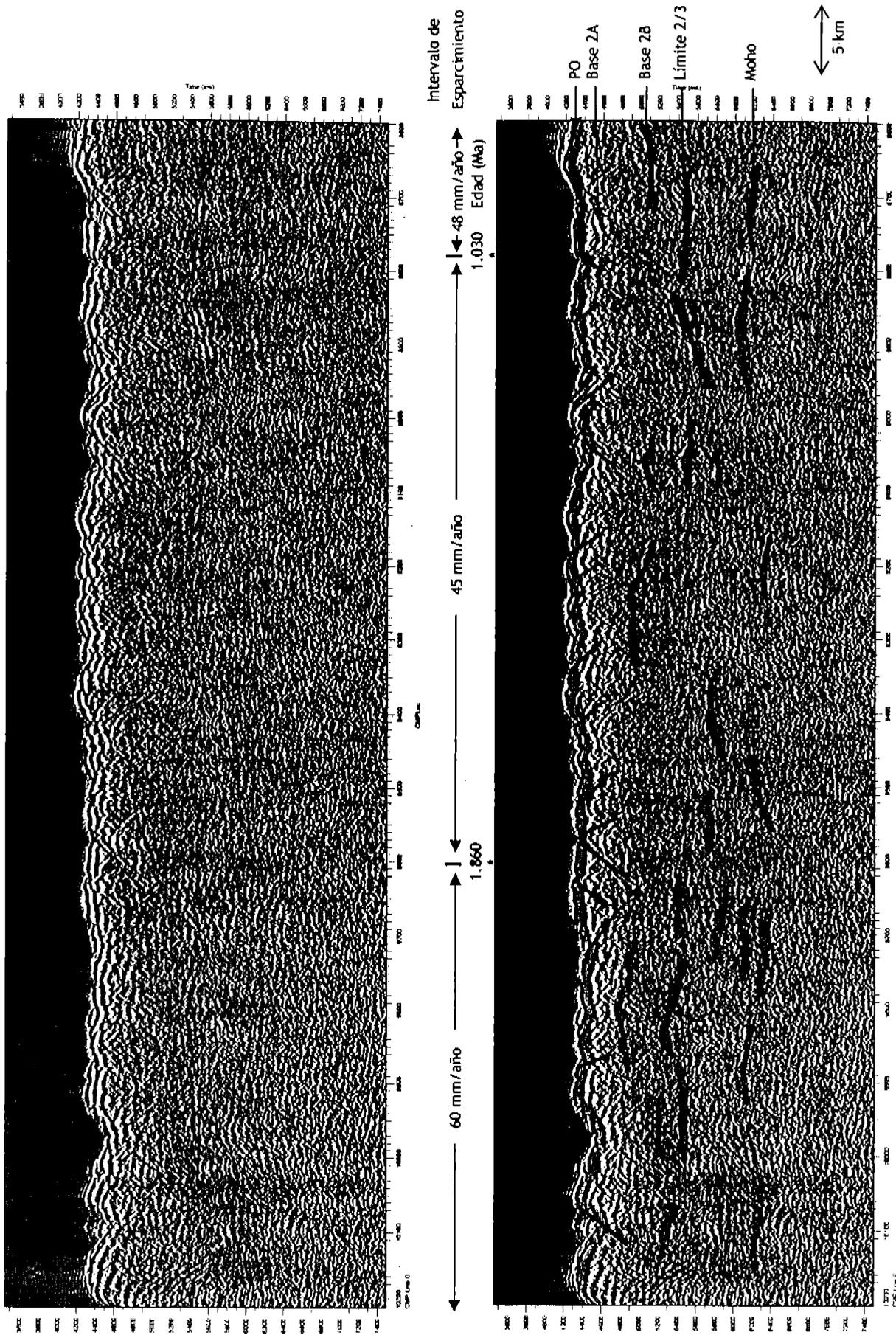


Figura 30. Continuación



Intervalo de
Esparcimiento
← 48 mm/año →
1.030 Edad (Ma)

45 mm/año

1.850

60 mm/año

Figura 30. Continuación

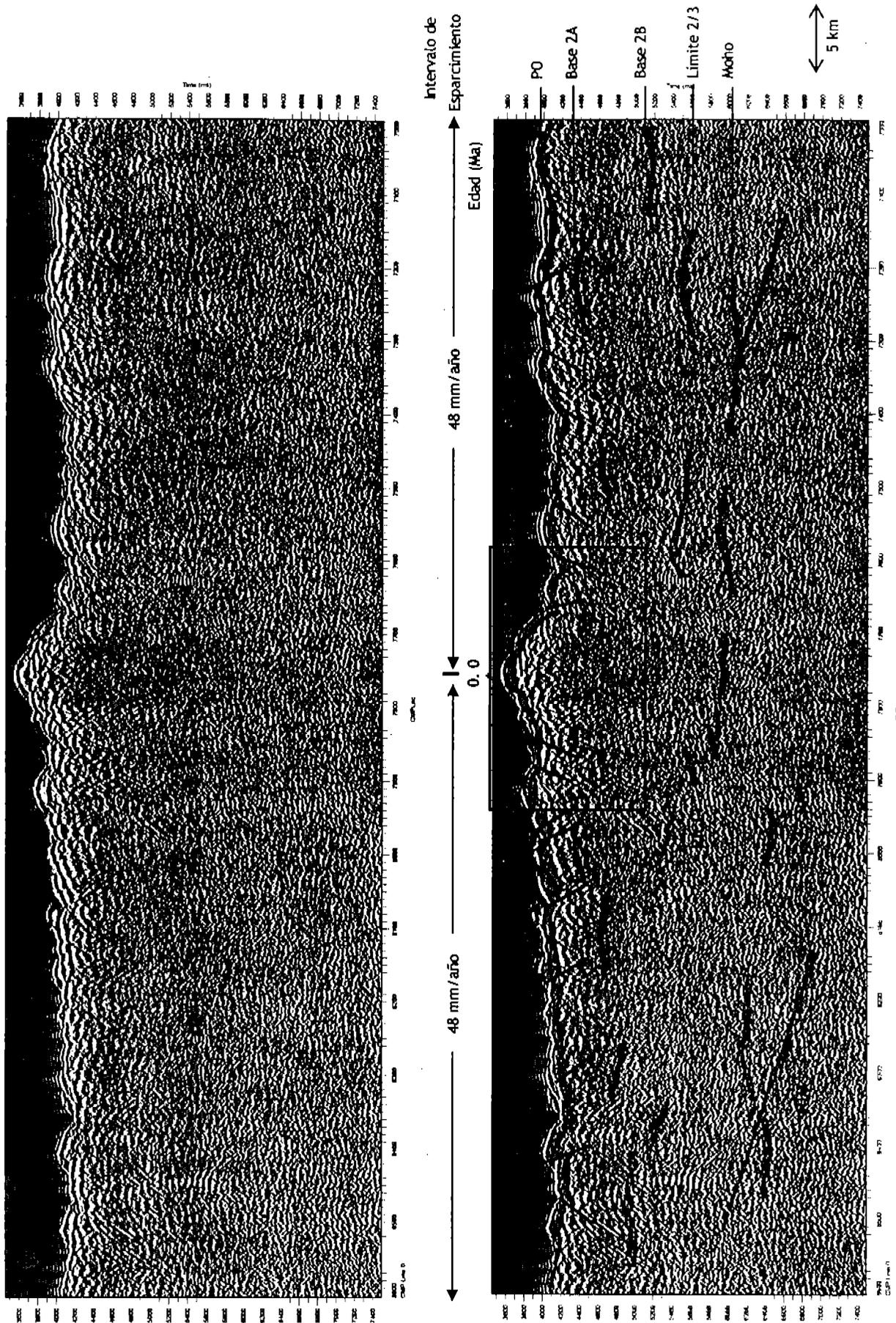


Figura 30. Continuación

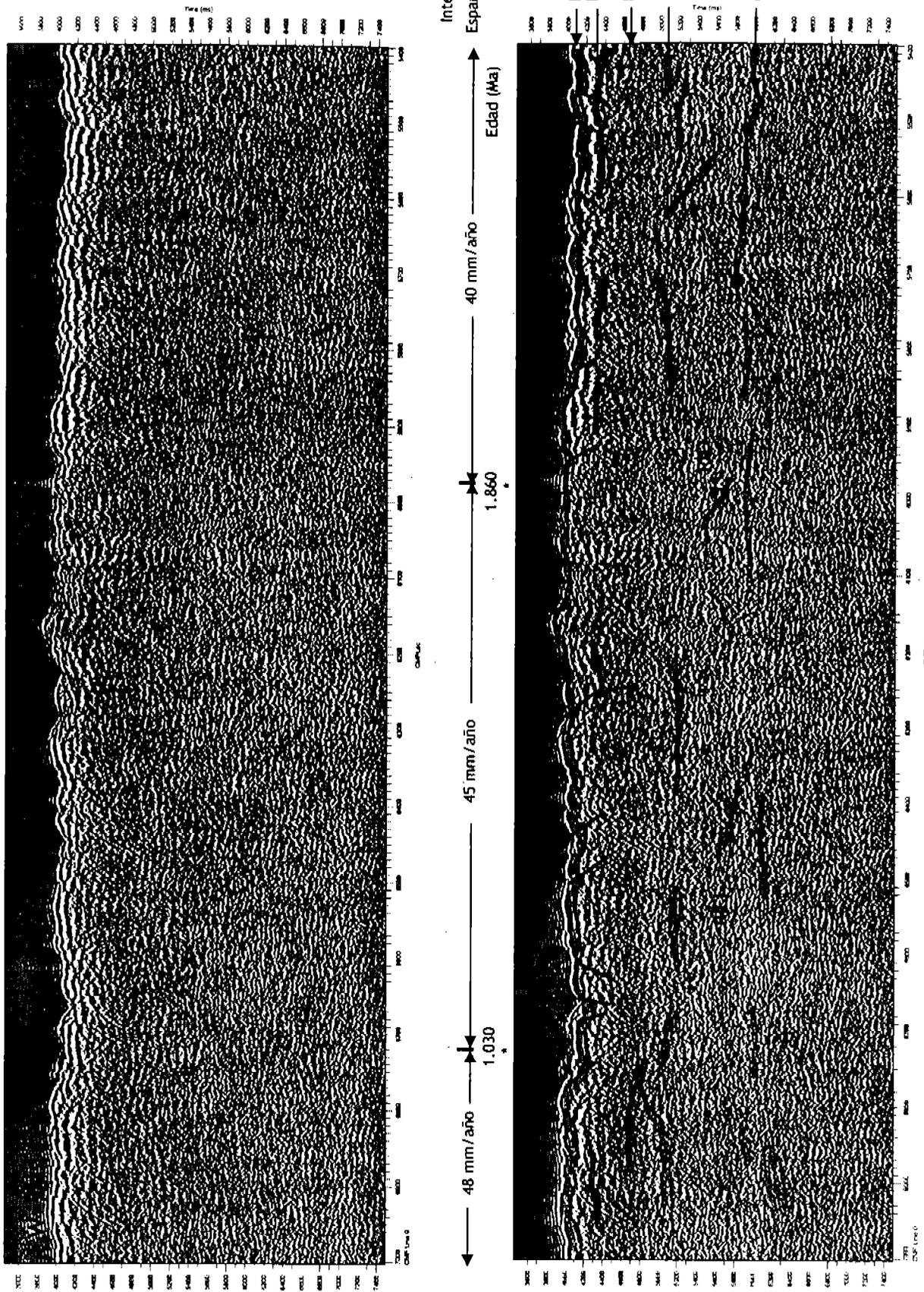


Figura 30. Continuación

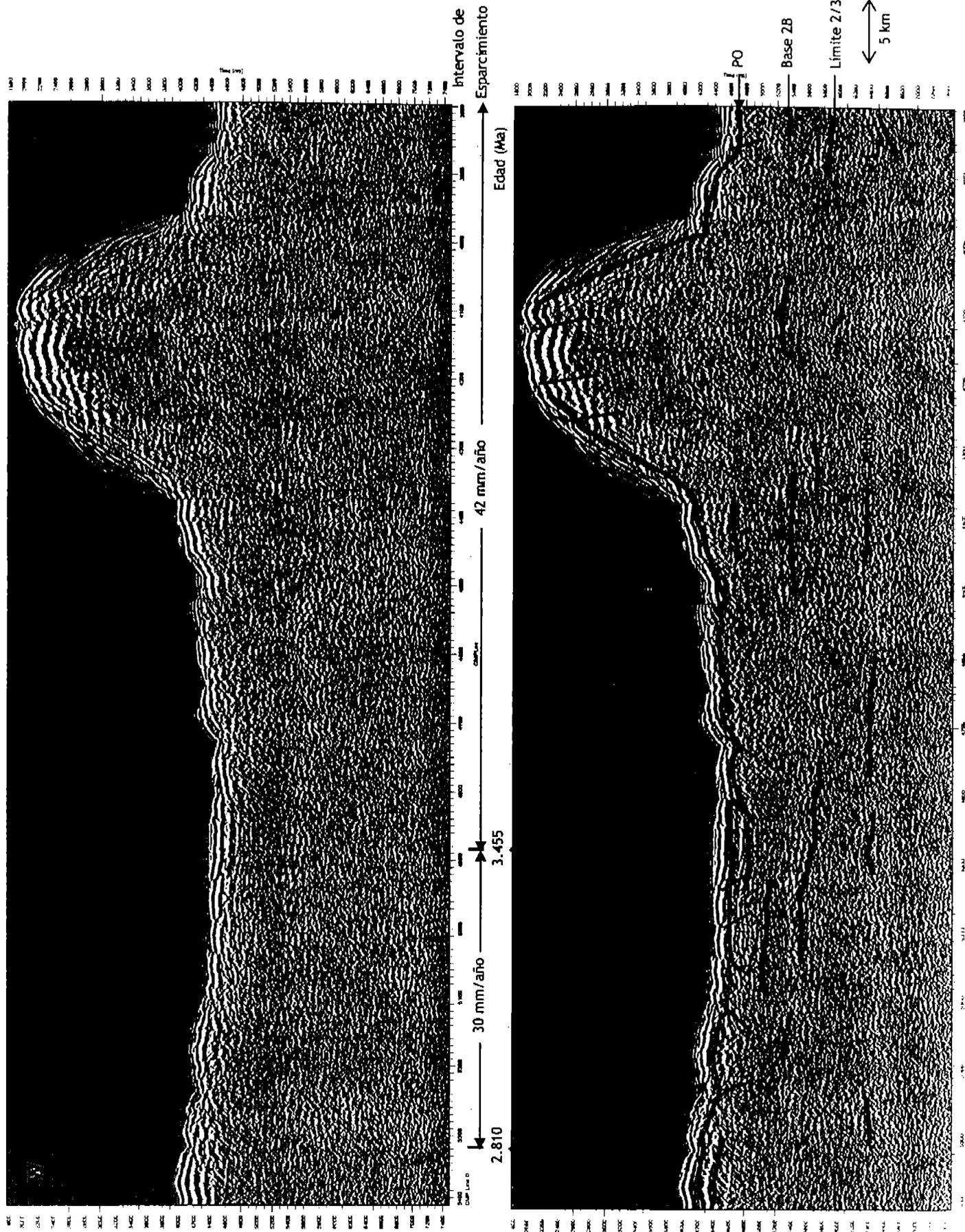


Figura 30. Continuación

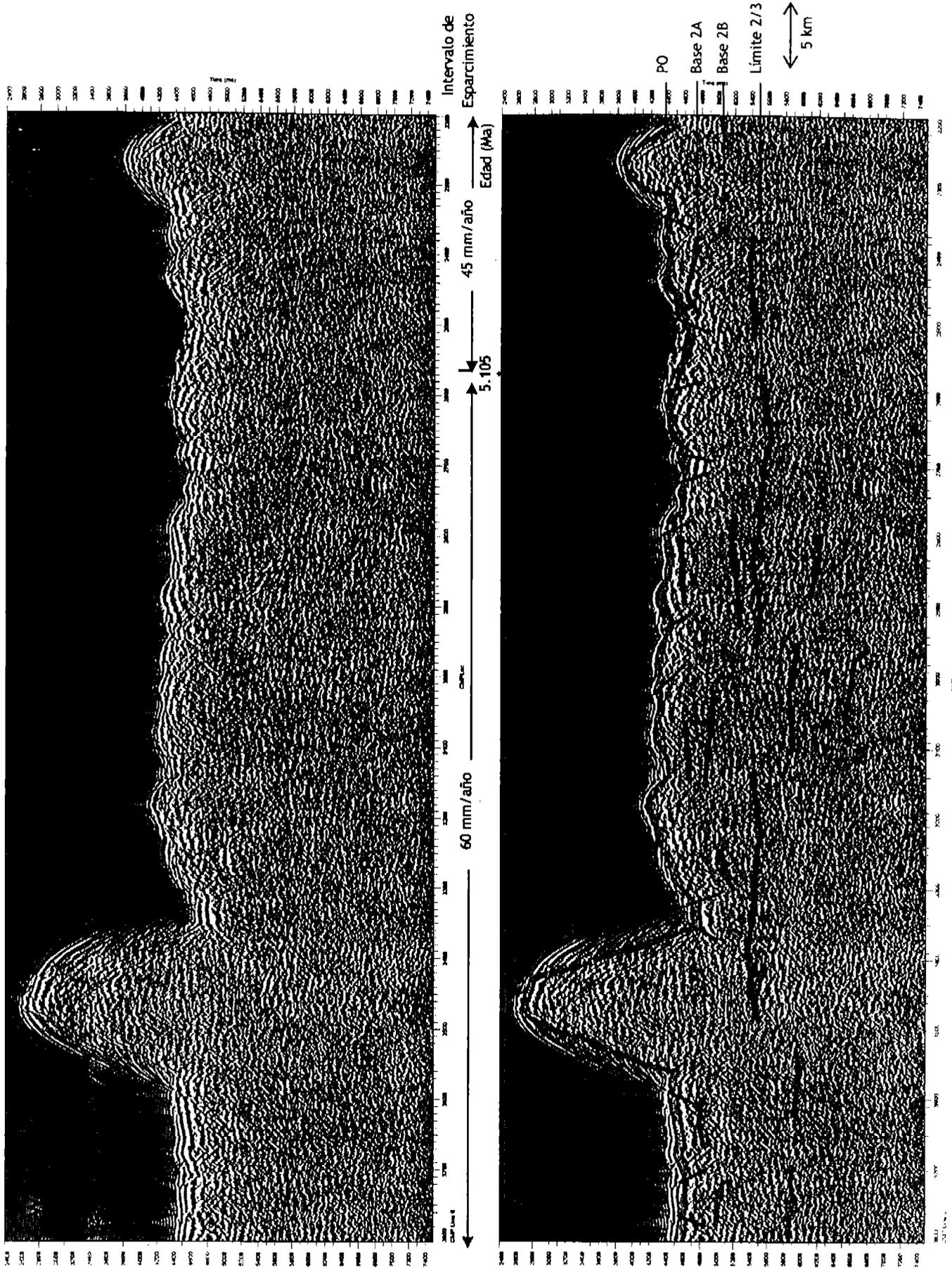


Figura 30. Continuación

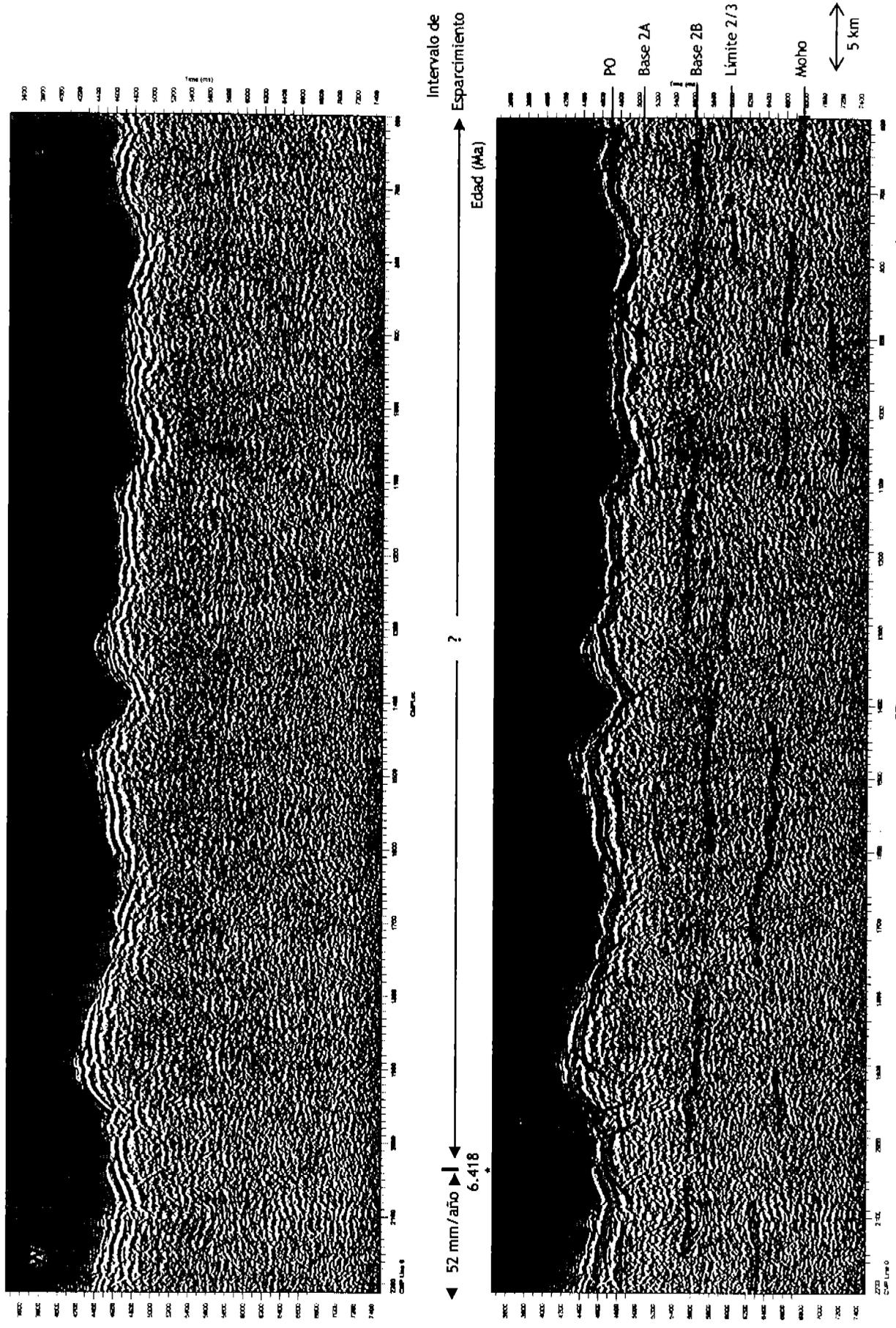


Figura 30. Continuación

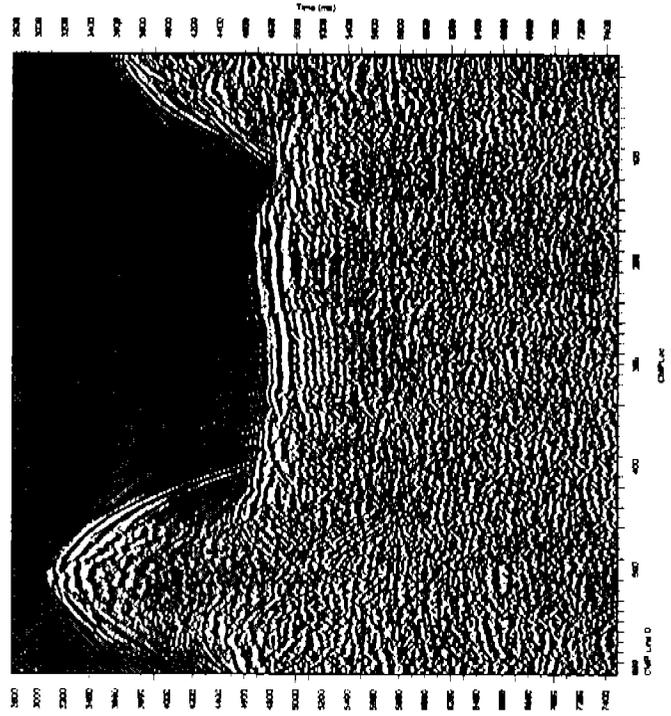
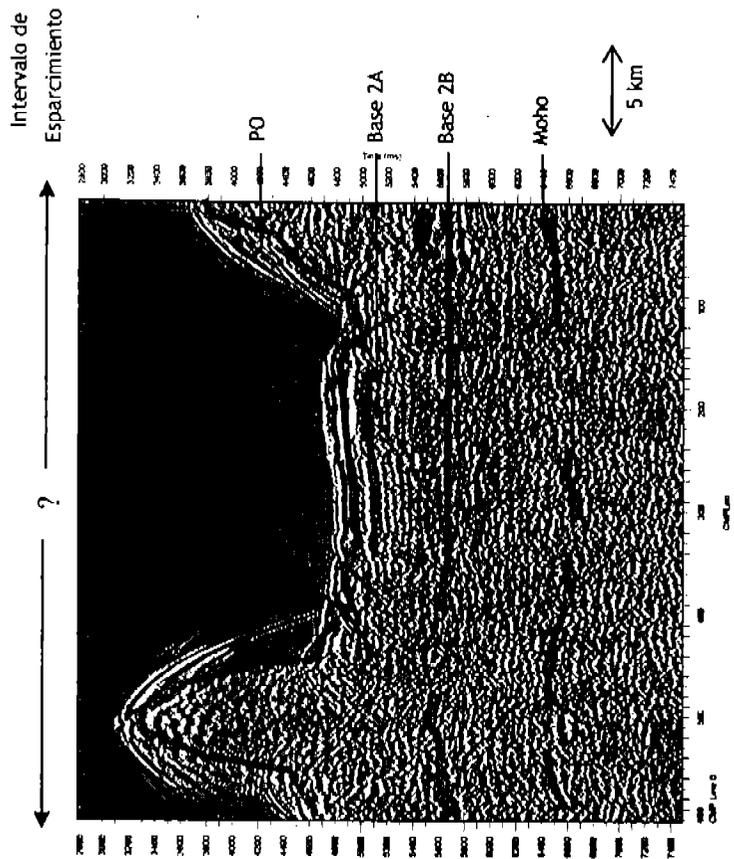


Figura 30. Continuación

V.2.1. Piso oceánico

El piso oceánico es el reflector más marcado a lo largo de toda la sección, el relieve es rugoso, se pueden identificar varias fallas y varía de 1800-5000 ms de DTV. El espesor de los sedimentos (Figura 31) en la parte oeste de la dorsal es imperceptible debido a que por la resolución vertical sólo es posible observar espesores mayores a los 30 m, por lo que sólo podrán ser observados en la parte este del perfil.

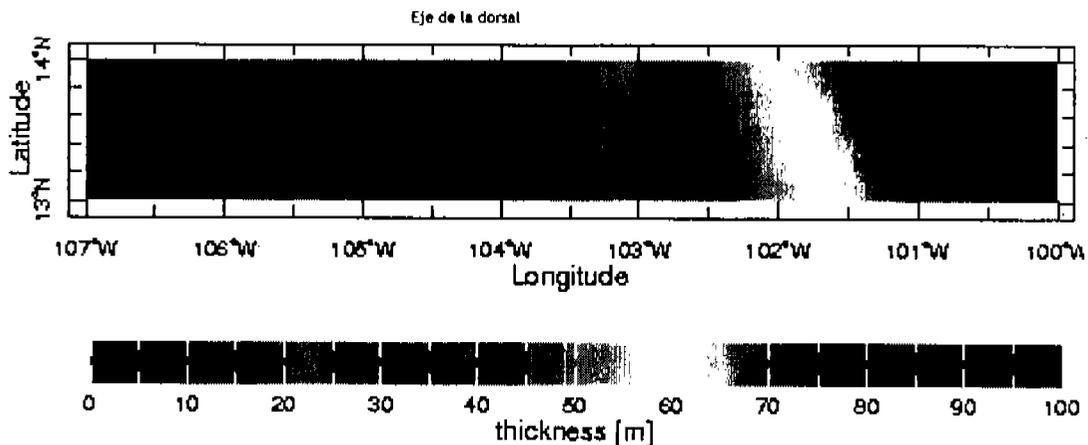


Figura 31. Espesor de los sedimentos en el área de estudio. Obtenida a partir de la base de datos NGDC de espesor total de sedimentos.

V.2.2. Reflexiones de la corteza oceánica superior.

Las reflexiones de la corteza oceánica superior son eventos discretos que aumentan o disminuyen en profundidad independientemente de la topografía del piso oceánico, por lo que se descarta la posibilidad de que sean reverberaciones. Estos eventos definen un horizonte que puede ser seguido por varios kilómetros, sugiriendo la presencia de un límite sísmico.

La presencia de reflexiones a 200-300 ms de DTV bajo el basamento, no es muy constante, aparecen como segmentos discontinuos pero aun así pueden ser detectadas en varias partes del perfil. Donde la topografía no es tan abrupta se identifican más claro y mantienen un espesor casi constante. Este límite sísmico es interpretado como la base de la capa 2A, representando un horizonte de porosidad y su profundidad está controlada litológicamente por el complejo de diques laminados [Harding et al., 1993, Babcock et al., 1998].

Las reflexiones que se presentan a ~500-800 ms de DTV bajo piso oceánico, se interpretan como la interfase sísmica que limita la base de la capa 2B que representa la transición entre los extrusivos y los diques laminados [Becker et al., 1989]. Estas reflexiones son casi continuas en los extremos del perfil donde las edades son mayores a los 2 Ma, y su espesor parece no estar afectado por la razón de esparcimiento.

V.2.3. Límite entre las capas 2 y 3

El reflector entre las capas 2 y 3 está localizado a -1000-1200 ms de DTV bajo el basamento, cuya identificación es irregular, pero puede ser observado continuamente en algunos sitios. La parte más continua se presenta entre los CMP 10200 al 12000 para la parte oeste de la dorsal, con una edad mayor a los 2 Ma y del CMP 2 al 3600 en la parte este con una edad mayor a 5 Ma. Durante esta extensión de continuidad se presenta una variación en la razón de espaciamiento, la cual parece no alterar la presencia de esta reflexión. La profundidad de estas reflexiones parece ser controlada por la porosidad y la alteración química-mineralógica de las rocas [Vera et al., 1990; Detrick et al., 1994; Swift et al., 1998].

V.2.4. Reflexiones inclinadas

La presencia de los reflectores inclinados no es muy común. Las reflexiones inclinadas de la corteza son eventos discretos, se encuentran irregularmente espaciados, generalmente se inclinan alejándose de la dorsal y algunas se extienden por pocos kilómetros. Algunas logran atravesar los límites sísmicos, tanto las reflexiones de la base de la capa 2B como el límite entre las capas 2 y 3. Para la parte este del eje de la dorsal, la presencia de éstas se limita a los primeros 2.8 Ma, mientras que para la parte oeste se observan hasta el final del perfil (> 6.418 Ma).

V.2.5. Reflectores Intercorticales sub-horizontales

En diferentes partes de la sección se observan algunos reflectores sub-horizontales, generalmente en forma de pequeños segmentos, posiblemente representan alguna interfase intermedia de la corteza inferior y posiblemente indicando la zona de transición entre gabros masivos y estratificados [Reston et al., 1999].

V.2.6. Transición corteza/manto

Una reflexión presente entre -1800 y 2400 ms de DTV bajo el basamento puede ser observada en el perfil. Es un evento regular, algunas veces continuo por decenas de kilómetros en ambos lados del eje de la dorsal. El tiempo de viaje se incrementa hacia el eje de la dorsal y bajo los montes submarinos, donde presenta hasta 3200 ms de DTV. Esta reflexión presenta cierta continuidad: en la parte este de la dorsal, entre los CMP's 2 al 2200 correspondientes con una edad mayor a 6.48 Ma, y en la parte oeste del 10200 al 13400 con una edad mayor a 2 Ma.

Este límite puede ser interpretado como la zona de transición del Moho, coincidiendo con los resultados de Barth y Mutter [1996]. Por lo cual, al tomar su DTV con respecto al piso oceánico y asumiendo que lateralmente no hay cambios en las velocidades, podemos estimar el espesor relativo de la corteza oceánica a lo largo del perfil (Figura 32). Esta Figura muestra que el

espesor de la corteza oceánica joven es casi constante a lo largo de la línea sísmica y las grandes variaciones sólo están presentes bajo los montes submarinos y el eje de la dorsal.

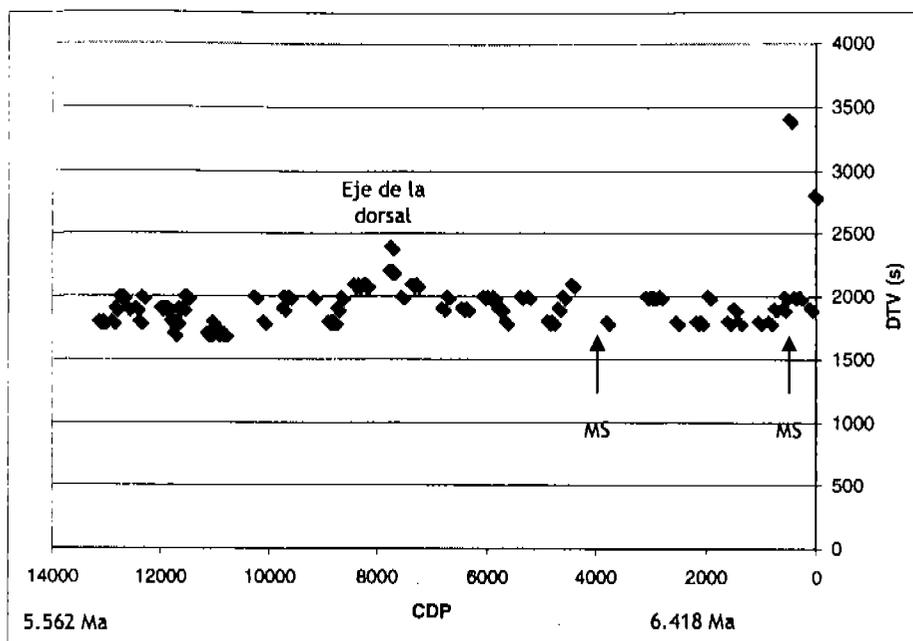


Figura 32. Variaciones de la corteza oceánica a través de la línea sísmica. MS = montes submarinos y en la parte inferior de la figura se indica la edad en Ma.

V.2.7. Reflexiones de la cámara magmática

La Figura 33 muestra únicamente la cresta de la dorsal con la escala horizontal expandida, donde se observan pequeñas reflexiones a -750 ms, 1000 ms y 1100 ms de DTW bajo el basamento. Estas reflexiones marcan zonas que debido a su reflectividad indican la presencia de cuerpos, donde una de sus características es que su longitud es mayor que su espesor por lo que posiblemente pueden estar asociados con lentes delgadas de magma en la cámara magmática. También se puede observar la presencia de una zona bajo el eje de la dorsal (entre los CMP 7700 y 7800) que presenta bajas amplitudes en comparación con las que la rodean.

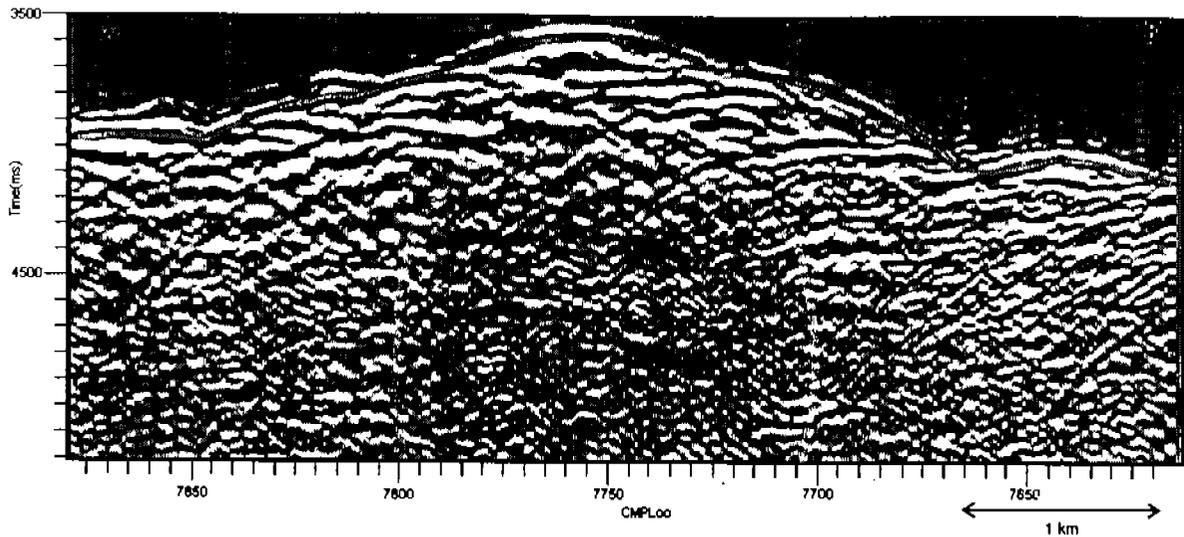


Figura 33. Porción de la sección sísmica mostrando la cresta de la Dorsal, con una exageración horizontal. La zona de bajas amplitudes se encuentra enmarcada bajo el eje de la dorsal.

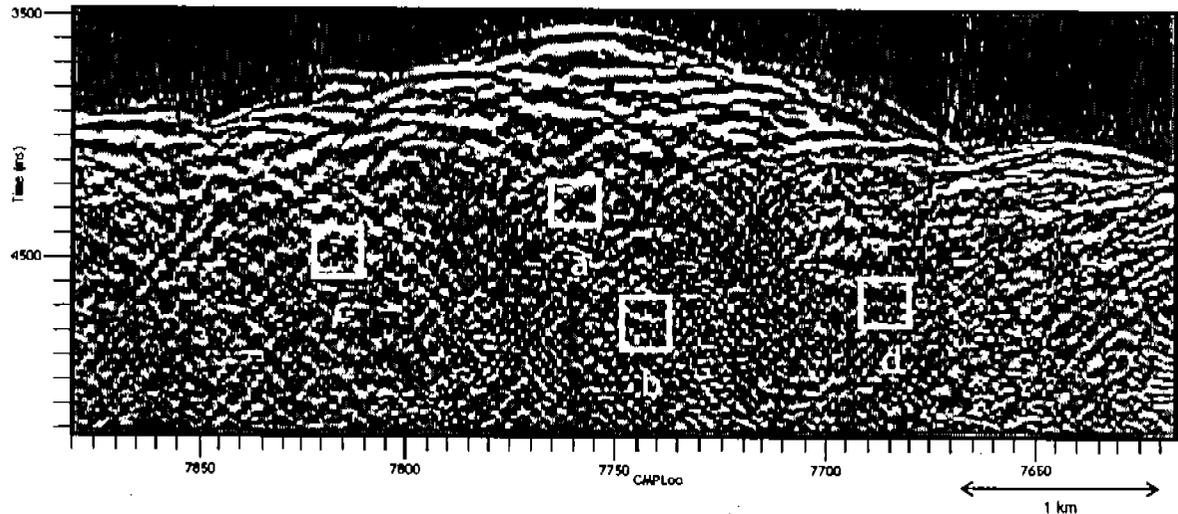


Figura 34. Sección que se presenta en la Figura 33 pero sin filtro de pendientes. Los cuadros marcan los sitios donde se realiza un análisis de frecuencias.

Al observar la Figura 34 (que es la misma parte de la sección que en la Figura 33, sólo que sin haberle aplicado el filtro de pendientes), las reflexiones inclinadas que se presentan se mantienen aun después de aplicar el filtro. Por lo que la posibilidad de que el filtro haya eliminado las reflexiones que pudieran representar las paredes de la cámara magmática es descartada. Pero de igual manera se observa la zona de bajas amplitudes, por lo que se aplica el atributo de Amplitud Instantánea para poder distinguir y delimitar mejor la zona (Figura 35).

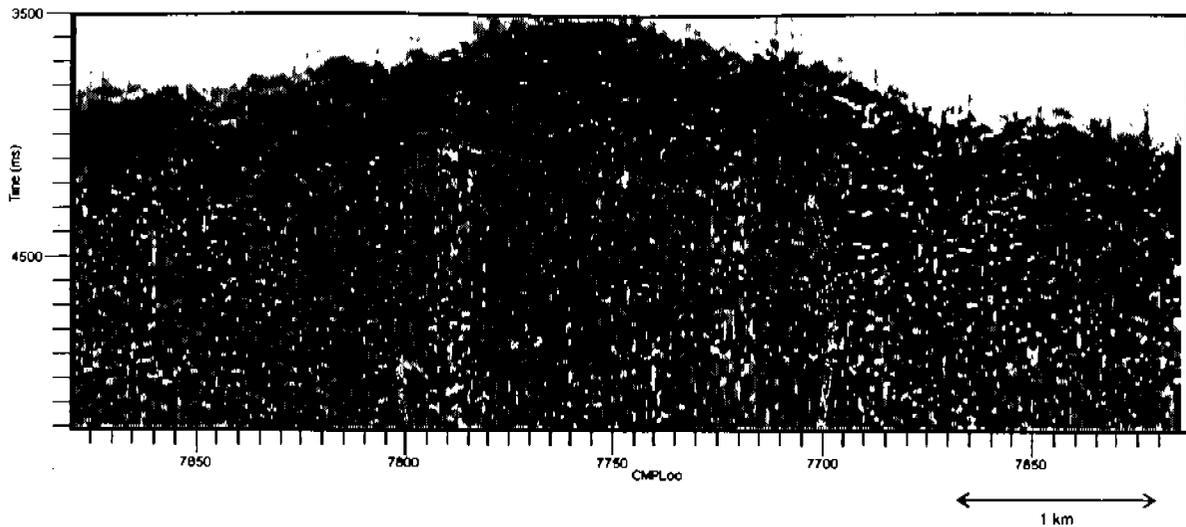


Figura 35. Atributo de Amplitud Instantánea. La línea delimita la zona que presenta amplitudes más bajas.

En la Figura 36, la aplicación del atributo de Fase Instantánea, muestra que cerca del límite de la zona de bajas amplitudes, se observa que las reflexiones pierden continuidad. Por lo que se considera que esto es resultado de los cambios en la polaridad en esta zona. Estos cambios sugieren que en este intervalo pudiera existir un medio con diferente composición y velocidades.

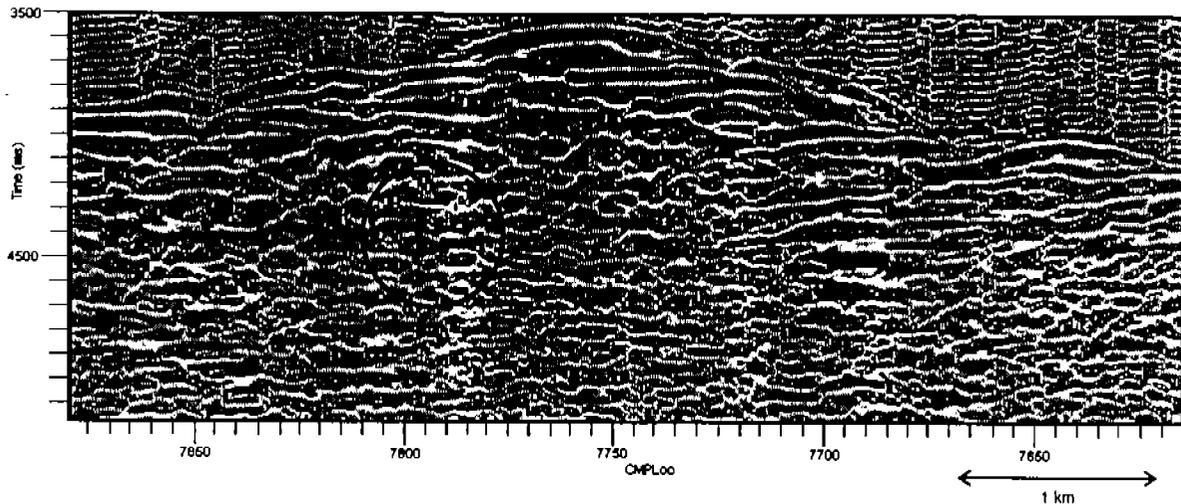


Figura 36. Atributo de Fase Instantánea. El círculo marca la zona donde los reflectores pierden continuidad.

En la Figura 37, la sección con el atributo de Frecuencia Instantánea no muestra ningún cambio en el contenido de frecuencias, por lo que se tuvo que realizar un análisis de frecuencias en los cuadros marcados en la Figura 34. Los espectros de amplitud de estos cuadros muestran muy pequeñas variaciones entre la zona bajo el eje de la dorsal (Figuras 38 y 39) con el área que la

rodea (Figuras 40 y 41). En la zona de bajas amplitudes (Figuras 38 y 39) el espectro de frecuencias mayor a los 30 Hz muestra una reducción significativa en comparación con las frecuencias menores, mientras que en la zona adyacente (Figuras 40 y 41) esta reducción es observada. Por lo que se asume que existe una zona bajo el eje de la dorsal que hace que las frecuencias se atenúen.

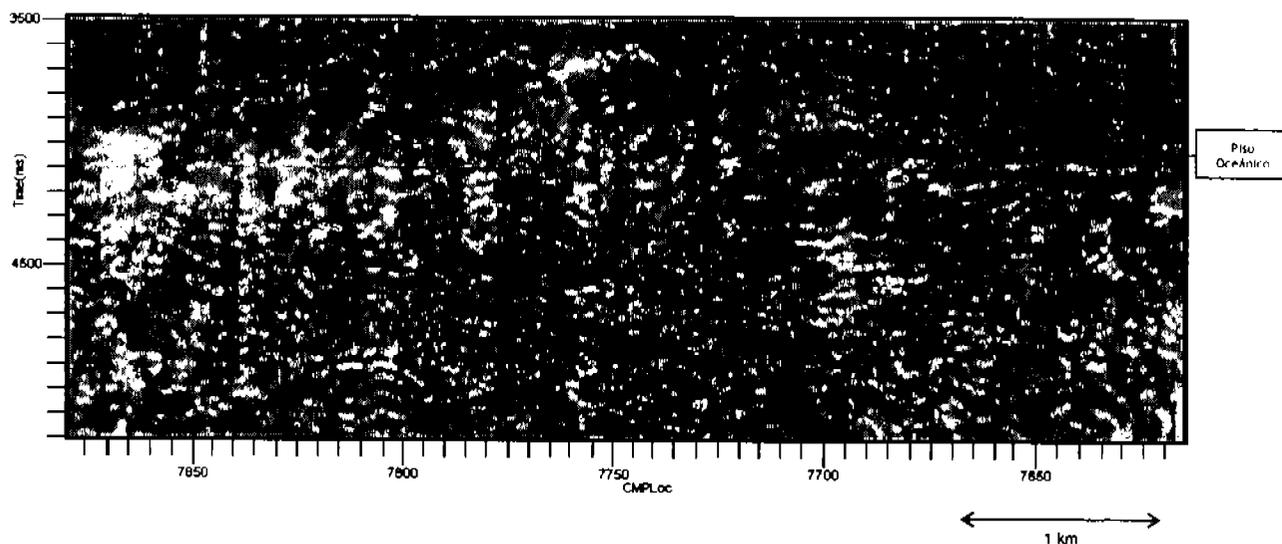


Figura 37. Atributo de Frecuencia Instantánea.

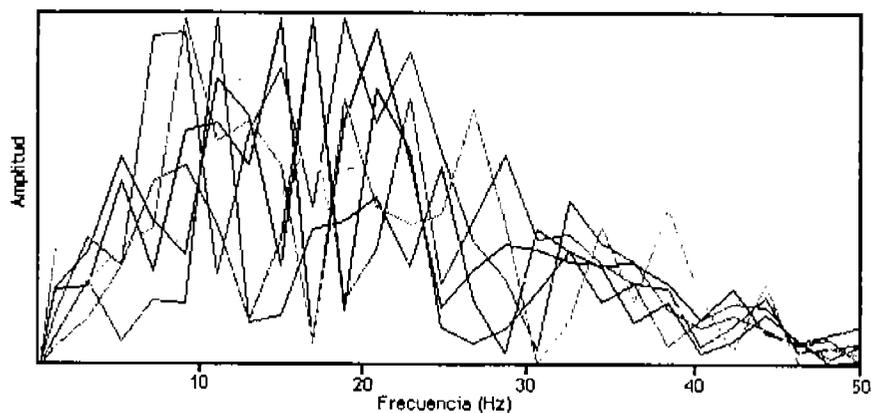


Figura 38. Espectro de frecuencias del cuadro a, marcado en la Figura 34. En la parte superior de la zona de bajas amplitudes.

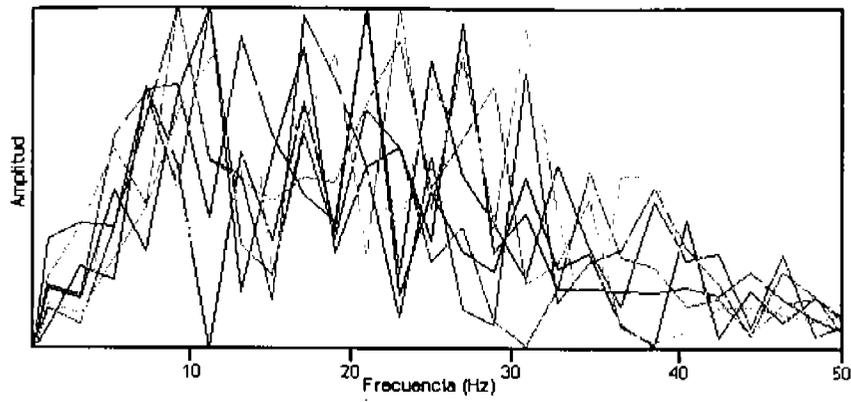


Figura 39. Espectro de frecuencias del cuadro b, marcado en la Figura 34. En la parte inferior de la zona de bajas amplitudes.

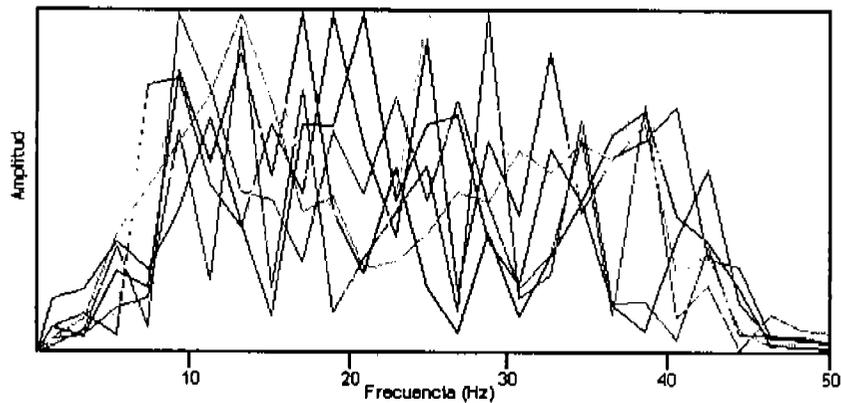


Figura 40. Espectro de frecuencias del cuadro c, marcado en la Figura 34. Fuera de la zona de bajas amplitudes.

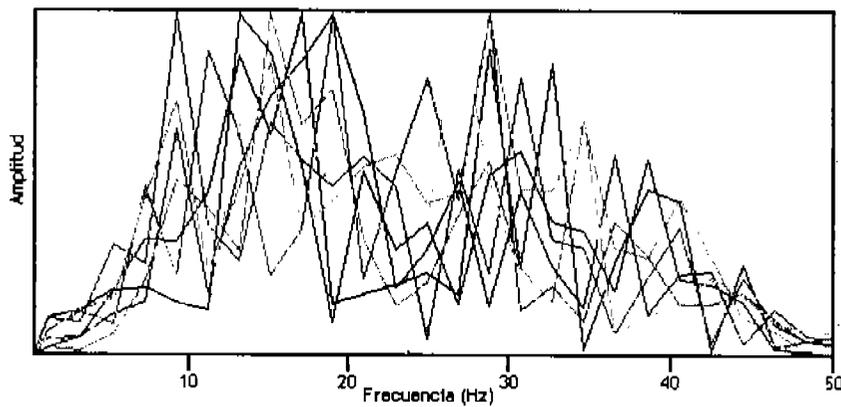


Figura 41. Espectro de frecuencias del cuadro d, marcado en la Figura 34. Fuera de la zona de bajas amplitudes.

DISCUSIÓN

La línea 15 orientada perpendicularmente a las anomalías magnéticas y ubicada en la parte este del Océano Pacífico entre las longitudes de 100° 35' y 106° 38' W y entre las fallas transformes Orozco y Clipperton atraviesa a la Dorsal del Pacífico Este a 13° 30' N y tiene 670 km de longitud. A lo largo de ésta se colectaron datos sísmicos, a partir de los cuales fue posible observar como principales reflexiones: el piso oceánico (1800-5000 ms de DTV) y el Moho (1800-2400 ms de DTV bajo el basamento), definiendo el límite superior e inferior de la corteza oceánica, la base de las capas 2A y 2B (200-300 y 500-800 ms de DTV bajo el basamento, respectivamente), el límite entre las capas 2 y 3 (1000-1200 ms de DTV bajo el piso oceánico) y lentes delgadas de magma pertenecientes a la cámara magmática. Simultáneamente se obtuvieron datos magnéticos con los que fue posible obtener las edades y tasas de esparcimiento.

Capa 2A

Los resultados de este trabajo con respecto a la capa 2A son consistentes con estudios anteriores, tales como los obtenidos en el pozo 504B [Anderson et al., 1982], donde los primeros metros del basamento consisten de un acuífero relativamente permeable hecho de lavas almohadilladas, brechas y flujos masivos. Dentro de esta capa las fracturas parecen estar abiertas y saturadas con agua de mar. En la base de ésta capa la porosidad decrece rápidamente como lo sugiere Becker et al. [1982] al igual que la velocidad incrementa.

Por lo que podemos considerar que los primeros 200-300 ms de la sección (Figura 30) pueden corresponder con esta capa, la cual es subyacida por una capa de baja porosidad y permeabilidad, resultando en una transición sísmica. Los cambios en la porosidad y permeabilidad probablemente ocurren en respuesta a la clausura de las fracturas [Vera et al, 1990]. Esto resulta principalmente de efectos combinados del incremento de presión con la profundidad y el llenado de los huecos por productos de alteración hidrotermal.

Capa 2B.

Las reflexiones observadas a 600-800 ms de DTV bajo el basamento (Figura 30), que han sido interpretadas como el límite sísmico de la transición entre las capas 2B y 2C, coinciden con el límite propuesto por Anderson et al. [1982] para el pozo 504B, entre los basaltos almohadillados y el complejo de diques laminados y una rápida transición en el grado de metamorfismo. En el pozo, la capa 2B es una zona compuesta de basaltos almohadillados, flujos y brechas, caracterizada por un gradiente de velocidad moderado donde la presión de confinamiento y mineralización hidrotermal entre otros factores han sellado en gran parte la porosidad [Becker et al., 1989].

Límite entre las capas 2 y 3.

En la sección las reflexiones que se encuentran a ~1000-1200 ms de DTV bajo el piso oceánico interpretadas como el límite sísmico entre las capas 2 y 3 son consistentes con otros estudios (Figura 30), donde han sido relacionadas ya sea con un incremento en el grado de metamorfismo asociado directamente con la máxima profundidad de alteración hidrotermal [Christensen, 1978; Vera et al 1990] o con la base de los diques laminados [Stoffa et al., 1980; Detrick et al., 1987; Harding et al., 1989]. Una interpretación alternativa puede ser que este límite concuerda con el techo congelado de la cámara magmática [Detrick et al., 1987], aunque en este estudio esto no se ha podido comprobar debido a que bajo el eje de la dorsal no se observó éste límite.

La presencia intermitente de estos límites sísmicos puede ser debida al abrupto relieve que se presenta en esta zona, pero en donde son observados manifiestan un comportamiento muy similar unas con respecto a las otras, y no presentan mucha variación en sus espesores. Por lo que se puede inferir que la cámara magmática ha permanecido en un estado estable por los últimos ~6 Ma.

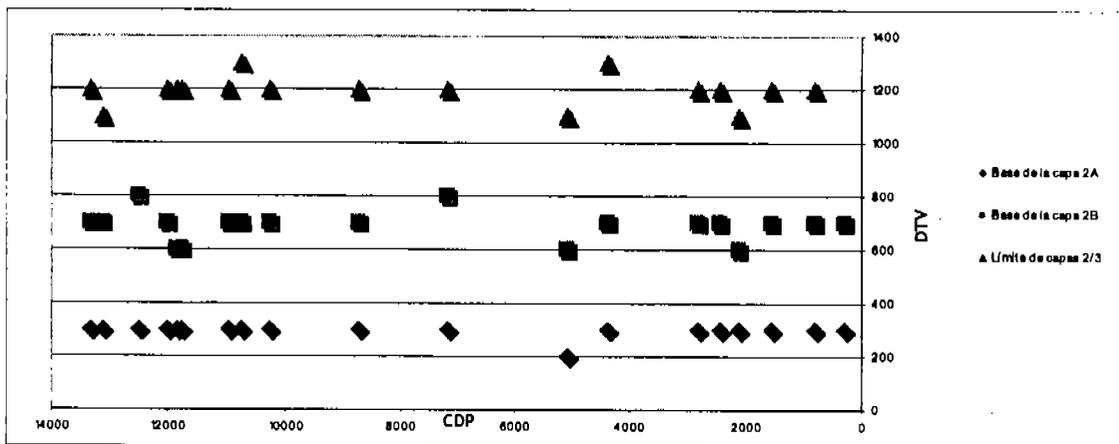


Figura 42. Profundidad en DTV bajo el basamento de los reflectores de la corteza oceánica.

Reflectores inclinados

Al observar la sección sísmica (Figura 30), la presencia de eventos inclinados indica que algunos de estos pudieron haberse formado en la dorsal a causa del enfriamiento de la cámara magmática lo que concuerda con Ranero et al. [1997] y Reston et al. [1999] y otros (específicamente los que parten del piso oceánico) pueden deberse a fracturas causadas por el enfriamiento de la corteza, permitiendo la circulación del agua y causando zonas de serpentinización dentro de la corteza oceánica superior. Mientras que las reflexiones inclinadas de la corteza inferior y que se inclinan hacia fuera del eje de la dorsal pudieran resultar de

efectos creados por altas temperaturas, siendo tal vez una imagen de las orillas de la zona de *crystal mush*, como lo han propuesto Sinton y Detrick [1992].

Corteza inferior y Moho

La presencia de reflexiones a ~1800-2400 ms de DTV bajo el basamento, interpretadas como la transición de la corteza al manto (Moho), coinciden con los resultados de estudios anteriores donde se ha interpretado que el Moho marca la base de la porción máfica y el techo de la región ultramáfica [Christensen y Smewing, 1981], siendo ésta una rápida y simple transición en la base de la corteza inferior [Barth y Mutter, 1996].

La presencia de la reflexión del Moho bajo la dorsal (Figura 30), nos indica que éste es creado inmediatamente bajo la cámara magmática, lo que es consistente con lo propuesto por Stoffa et al. [1980]. Y al no ser paralelo el reflector del Moho a la dorsal, se propone que bajo ésta existe ya sea un engrosamiento de la corteza o un descenso del promedio de velocidad entre el piso oceánico y el manto en la zona del eje, concordando con lo que propuso Herron et al. [1980].

Cámara magmática

En este estudio se observó que bajo la cresta de la dorsal se presenta una zona de bajas amplitudes, la cual se ve más claramente al observar el atributo de amplitud instantánea (Figura 35), este atributo mide la intensidad de reflectividad que es útil al momento de delimitar esta zona. Analizando el atributo de fase instantánea (Figura 36), el cual nos permite observar la continuidad de los eventos en la sección sísmica, podemos ver que donde se presenta el límite de la zona de bajas amplitudes hay un truncamiento de las reflexiones observadas fuera de esta zona y un cambio en la polaridad de las trazas. Por otra parte, al realizar el análisis de frecuencias se tiene que el espectro de éstas bajo el eje de la dorsal presenta una disminución para frecuencias mayores a los 30 Hz, lo que no se observa en otras partes de la sección sísmica. Aunado a esto, tenemos que el reflector del Moho bajo el eje de la dorsal no se encuentra paralelo a la topografía de ésta.

En base a lo anterior, se propone que el modelo de la cámara magmática para esta área de la Dorsal del Pacífico Este (Figura 43), queda integrado por una zona compuesta de una mezcla de cristales y material fundido conocido como *crystal mush*, compatible con el modelo petrológico propuesto por Sinton y Detrick [1992]. Pero en el modelo que proponen ellos, se incluye un único lente que contiene el magma el cual tiene decenas de metros de espesor y se encuentra cerca del límite superior de la corteza inferior. Este modelo no es del todo consistente con lo encontrado en este estudio, ya que aquí se observan varios reflectores pequeños (menores a 1 km de longitud) bajo el eje de la dorsal (Figura 33), los cuales pudieran ser explicados como cuerpos delgados similares a lentes de magma.

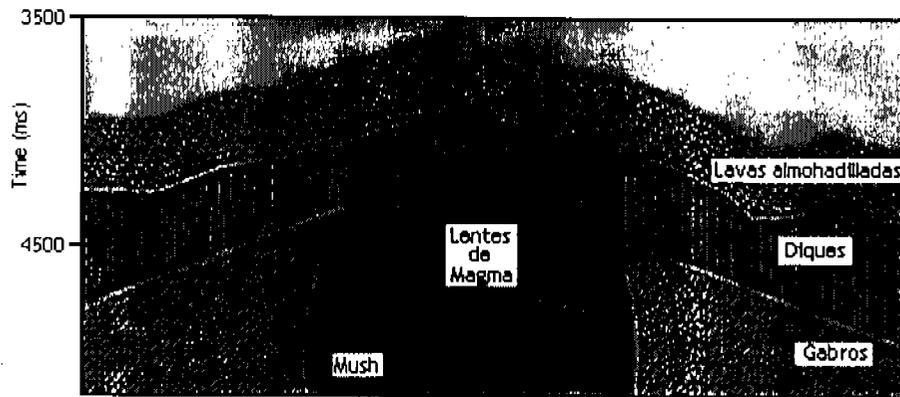


Figura 43. Modelo de Cámara Magmática propuesto para la Dorsal del Pacífico Este a los 13.4° N.

Es por la presencia de estos reflectores que los resultados obtenidos en este estudio concuerdan más con el modelo propuesto por Boudier et al. [1996] (en base a estudios estructurales en las ofiolitas de Oman) en el cual cuerpos delgados son interpretados como *sills* que están presentes en la unidad de los gabros y que el emplazamiento de éstos genera los gabros estratificados basales (Figura 44). También estos pequeños reflectores son consistentes con el modelo propuesto por Kent et al. [2000], donde se sugiere que concentraciones de material fundido bajo el límite de magma enfriado en la corteza media están aportando material a la dorsal.

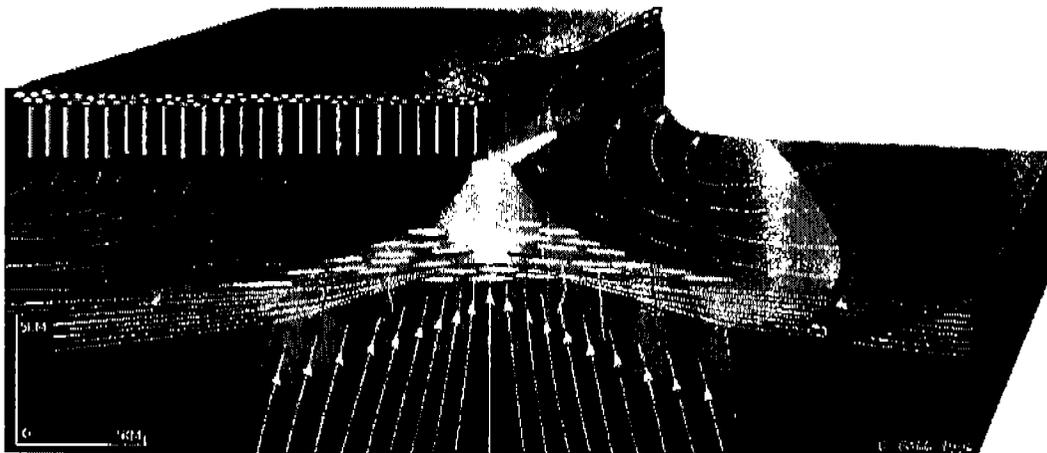


Figura 44. Modelo de cámara magmática en dorsal de rápido esparcimiento tomado de Boudier et al. [1996]. Se pueden observar los lentes de material fundido o *sills*, que se encuentran en la unidad de gabros.

En la sección sísmica (Figura 30), no se observaron reflexiones pertenecientes a la base de la cámara magmática por lo que se plantea la posibilidad de que esta base puede coincidir con el reflector del Moho que se detectó bajo la dorsal o puede ser tan gradacional que no es detectado como un límite sísmico lo cual sería consistente con lo propuesto por Herron et al. [1980].

CONCLUSIONES

Con el análisis de las anomalías magnéticas y la obtención de las tasas de esparcimiento a lo largo de la línea 15, es posible determinar que en la actualidad el piso oceánico se está esparciendo con una velocidad de 96 mm/año, lo que sitúa a la Dorsal del Pacífico Este en la latitud de 13° 30' N como una dorsal de rápido esparcimiento. Así como estimar que la edad de la corteza oceánica a lo largo de la línea 15, de 0 a ~5.105 Ma para la parte oeste y de 0 a ~6.418 Ma para la parte este de la dorsal.

El resultado del procesamiento de datos sísmicos en este estudio apoya la teoría existente de que la estructura sísmica de la corteza oceánica formada en dorsales de rápido esparcimiento está compuesta de 3 capas principales y sus subdivisiones.

Las reflexiones observadas en la sección permiten la determinación directa de la base de la capa 2A, la cual aparece a ~200-300 ms de DTV bajo el piso oceánico representando sísmicamente un horizonte de gran porosidad, así como la base de la capa 2B a ~500-800 ms la cual es interpretada como el límite litológico entre las lavas almohadilladas y los diques laminados.

Las reflexiones del límite entre las capas 2 y 3 situadas a ~1000-1200 ms de DTV bajo el basamento, sugieren la presencia de un límite de reflexión sísmico, relacionado tal vez con la base de los diques laminados o con un incremento en el grado de metamorfismo relacionado directamente con la profundidad de circulación hidrotermal.

El reflector interpretado como la discontinuidad del Moho se observa a ~1800-2000 ms de DTV bajo el piso oceánico y su presencia bajo la cresta de la dorsal nos indica que es formado inmediatamente cuando la nueva corteza oceánica es generada. La ausencia de una buena reflectividad del Moho en corteza joven, puede ser debida a la rugosidad y falta de sedimentos del piso oceánico, lo cual hace una pobre aproximación a la suposición de un piso oceánico plano en el apilamiento de los datos.

El espesor de la corteza medido de la diferencia entre el reflector del piso oceánico y el Moho, se mantiene casi constante a lo largo de la línea sísmica, por lo que se asume que no es afectado por las variaciones en la razón de esparcimiento, así como su estructura no cambia significativamente conforme se aleja de la dorsal.

Nuestro arreglo de 230 m de hidrófonos no provee una adecuada resolución de velocidad para determinar inequívocamente si hay una zona de bajas velocidades bajo el eje de la dorsal. Sin embargo en este estudio una zona de bajas velocidades ha sido inferida de las observaciones del incremento en DTV de la reflexión del Moho bajo la dorsal, lo cual puede implicar la existencia

de una cámara magmática bajo la cresta. Así como el análisis de atributos sísmicos (Amplitud, Fase y Frecuencia Instantáneas) que documenta una zona de bajas amplitudes bajo el eje de la dorsal, la disminución en frecuencias mayores a los 30 Hz y un probable cambio en la polaridad en un lado de esta zona. Estas observaciones también son consistentes con la interpretación de la existencia de una cámara magmática que consiste de una mezcla de cristales y material fundido, conteniendo cuerpos delgados como lentes magma.

BIBLIOGRAFÍA

- Alt, J. C., 1995, Subseafloor processes in mid-ocean ridge hydrothermal systems. In: S. Humphris et al. (eds.), *Subseafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological and Geological Interactions*, *Geophysical Monograph 91*, American Geophysical Union, Washington, DC, 85-114.
- Anderson, R., J. Honnorez, K. Becker, A. Adamson, A. Alt, R. Emmermann, P. Kempton, H. Kinoshita, C. Laverne, M. Mottl, and R. Newmark, 1982, DSDP Hole 504B, the first reference section over 1 Km trough layer 2/3 of the oceanic crust, *Nature*, 300, 589-598.
- Ayadi, M., P. Pezard, and F. D. De Larouzière, 1996, Fracture distribution from downhole electrical images at the base of the sheeted dike complex in Hole 504B. in: Alt, J. C., H. Kinoshita, L. B. Stokking, and P. J. Michael (eds.), *Proc. ODP Sci. Results*, 148, College Station, Texas (Ocean Drilling Program), 307-315.
- Babcock, J. M., A. J. Harding, G. M. Kent, and J. A. Orcutt, 1998, An examination of along-axis variation of magma chamber width and crustal structure on the East Pacific Rise between 13° 30' N and 12° 20' N, *Journal of Geophysical Research*, V. 103, 30,451-30,467.
- Barth, G. A., 1994, Plate boundary geometry to Moho depths within the 9° 03' N and 12° 54' N overlapping spreading centers of the East Pacific Rise, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 128, 99-112.
- Barth, G. A. and J. C. Mutter, 1996, Variability in oceanic crustal thickness and structure: multichannel seismic reflection results from the northern East Pacific Rise, *Journal of Geophysical Research*, 101, 17,951-17,975.
- Bazin, S., H. V. Avendonk, A. J. Harding, J. A. Orcutt, J. P. Canales, and R. S. Detrick, 1998, Crustal structure of the flanks of the East Pacific Rise: Implications for overlapping spreading centers, *Geophysical Research Letters*, 25, 2213-2216.
- Becker, K., et al., 1982, In situ electrical resistivity and bulk porosity of the oceanic crust Costa Rica Rift, *Nature*, 300, 594-598.
- Becker, K., H. Sakai, C. Adamson, and J. Alexandrovich, 1989, Drilling deep into young oceanic crust, Hole 504 B, Costa Rica Rift, *Rev. Geophys.*, 27, 79-102.
- Boudier, F., A. Nicolas, and B. Ildefonse, 1996, Magma chambers in the Oman ophiolite: fed from the top and the bottom, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 144, 239-250.
- Brocher, T., Karson, and J. Collins, 1985, Seismic stratigraphy of the oceanic Moho based on ophiolite models, 13, 62-65.
- Canales, J. P., R. S. Detrick, S. Bazin, A. J. Harding and J. A. Orcutt, 1998, Off-axis crustal thickness variations across and along the East Pacific Rise within the MELT area, *Science*, in press.
- Cande, S. C., and D. V. Kent, 1995, Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic, *Journal of Geophysical Research*, 100, 6093-6095.
- Cann, J. R., 1970, New model for the structure of the ocean crust, *Nature*, 226, 928-930.
- Cannat, M., 1993, Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges, *Journal of Geophysical Research*, 98, 4163-4172.
- Cannat, M., C. Mevel, M. Maia, C. Deplus, C. Durand, P. Gente, P. Agrinier, A. Belarouchi, G. Dubuisson, G. Humler, and J. Reynolds, 1995, Thin crust, ultramafic exposures, and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22°-24° N), *Geology*, 23, 49-52.
- Carbotte, S., and K. Macdonald, 1992, East Pacific Rise 8°-10° 3' N: Evolution of ridge segments and discontinuities from SeaMARC II and three-dimensional magnetic studies, *Journal of Geophysical Research*, 97, 6959-6982.
- Chen, Y., and W. Y. Morgan, 1990, Rift valley/no rift valley transition at mid ocean ridges, *Journal of Geophysical Research*, 95, 17,571-17,581.
- Choukroune, P., J. Francheteau, and R. Henikian, 1984, Tectonics of the East Pacific Rise near 132° 50' N: a submersible study, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, 115-127.
- Christensen, N. I., 1978, Ophiolites, seismic velocities, and oceanic crustal structure, *Tectonophysics*, 47, 131-157.

- Christensen, N. I., and M. H. Salisbury, 1975, Structure and constitution of the lower oceanic crust. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 13, 57-86.
- Christensen, N. I., and J. Smewing, 1981, Geology and seismic structure of the northern section of the Oman Ophiolite, *Journal of Geophysical Research*, 86, 2545-2555.
- Detrick, R. S., P. Buhl, E. Vera, J. Mutter, J. Orcutt, J. Madsen, and T. Brocher, 1987, Multi-channel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise, *Nature*, 326, 3541.
- Detrick, R. S., A. J. Harding, G. M. Kent, J. A. Orcutt, J. C. Mutter, and P. Buhl, 1993, Seismic structure of the southern East Pacific Rise, *Science*, 259, 499-503.
- Detrick R. S., J. Collins, R. Stephen, and S. Swift, 1994, In situ evidence for the nature of seismic layer 2/3 boundary in oceanic crust, *Nature*, 370, 288-290.
- Dick, H. J. B., 1989, Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. In Saunders, A.D., and Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 42, 71-105.
- Dick, H. J. B., J. H. Natland, J. C. Alt, W. Bach, D. Bideau, J. S. Gee, S. Haggas, J. G. H. Hertogen, G. Hirth, P. M. Holm, B. Ildefonse, G. J. Iturrino, B. E. John, D. S. Kelley, E. Kikawa, A. Kingdon, P. J. LeRoux, J. Maeda, P. S. Meyer, D. J. Miller, H. R. Naslund, Y. Niu, P. T. Robinson, J. Snow, R. A. Stephen, P. W. Trimby, H. U. Worm, and A. Yoshinobu, 2000, A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 179:31-51.
- Dick, H. J. B., P. S. Meyer, S. Bloomer, S. Kirby, D. Stakes, and C. Mawer, 1991a, Lithostratigraphic evolution of an in-situ section of oceanic layer 3. In: Von Herzen R. P., P. T. Robinson et al. (eds.), *Procs ODP Sci. Results*, 118, College Station, 439-537.
- Dick, H. J. B., H. Schouten, P. S. Meyer, D. G. Gallo, H. Berg, R. Tyce, P. Patriat, K. Johnson, J. Snow, and A. Fisher, 1991b, Bathymetric map of the Atlantis II Fracture Zone, Southwest Indian Ridge. In Von Herzen, R.P., Robinson, P.T., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 118, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Dix, C. H., 1955, Seismic velocities from surface measurements, *Geophysics*, 20, 68-86.
- Eittreim, S. L., H. Gribidenko, C. E. Helsley, R. Sliter, D. Mann, and N. Ragozin, 1994, Oceanic crustal thickness and seismic character along a central Pacific transect, *Journal of Geophysical Research*, 99, 3139-3145
- Ehlers, E. G., and H. Blatt, 1982, *Petrology: Igneous, Sedimentary, and Metamorphic*. W. H. Freeman & Co., San Francisco, 732 p.
- Fox, P. J., E. Schreiber, and J. J. Peterson, 1973, The geology of the oceanic crust: Compressional wave velocities of oceanic rocks, *Journal of Geophysical Research*, 78, 5155-5172.
- Gazdag, J., 1978, Wave equation migration with the phase-shift method, *Geophysics*, 43, 1342-1352.
- Gee, J., and D. Kent, 1994, Variation in layer 2A thickness and the origin of the central anomaly magnetic high, *Geophys. Res., Lett.*, v. 21, no. 4, 297-300.
- Gribidenko, H., S. L. Eittreim, C. E. Helsley, P. McClellan, and H. F. Ryan, 1990, The Central Pacific Transect; Cruise report of the research Vessel AKADEMIK SELSKIY, U. S. *Geological Survey Open File Report*, 90-532.
- Gracia E., and J. Escartin, 1999, Crustal accretion at mid-ocean ridges and backarc spreading centers: Insights from the Mid-Atlantic Ridge, the Bransfield Basin and the North Fiji Basin, *Contributions to Science*, 1, 175-192.
- Gray, S. H., J. Etgen, J. Dellinger, and D. Whitmore, 2001, Y2K Review Article Seismic migration problems and solutions, *Geophysics*, 66, 5, 1622-1640.
- Harding, A. J., M. E. Kappus, J. A. Orcutt, E. E. Vera, P. Buhl, J. C. Mutter, R. S. Detrick, and T. Brocher, 1989, The structure of young oceanic crust at 13° N on the East Pacific Rise from expanding spreading profiles, *Journal of Geophysical Research*, 94, 12,163-12,196.

- Harding, A. J., G. M. Kent, and J. A. Orcutt, 1993, A multichannel seismic investigation of upper crustal structure at 9°N on the East Pacific Rise: Implications for crustal accretion, *Journal of Geophysical Research*, 98, 13,925-13,944.
- Herron, T. J., P. L. Stoffa, and P. Buhl, 1980, Magma chamber and the mantle reflections - East Pacific Rise, *Geophysical Research Letters*, 7, 989-992.
- Houtz, R., and J. Ewing, 1976, Upper crustal structure as a function of plate age, *Journal of Geophysical Research*, 81, 2490-2498.
- Kearey, P., and F. J. Vine, 1990, *Global Tectonics*, Blackwell Scientific Public., Oxford, 302pp.
- Kent, G. M., A. J. Harding, and J. A. Orcutt, 1993, Distribution of magma beneath the East Pacific Rise near the 9° 03' N overlapping spreading center from forward modeling of common depth point data, *Journal of Geophysical Research*, 98, 13,971-13,995.
- Kent G. M., S. C. Singh, A. J. Harding, M. C. Sinha, J. A. Orcutt, P. J. Barton, R. S. White, S. Bazin, R. W. Hobbs, C. H. Tong, and J. W. Pye, 2000, Evidence from three-dimensional seismic reflectivity images for enhanced melt supply beneath mid-ocean-ridge discontinuities, *Nature*, 406, 614-618.
- Kostoglodov, V., and W. L. Bandy, 1995, Seismotectonic constraints on the convergence rate between the Rivera y North America plates, *Journal of Geophysical Research*, 100, 17,977-17,989.
- Lewis, B. T. R., and J. D. Garmany, 1982, Constrains on the structure of the East Pacific Rise from seismic refraction data, *Journal of Geophysical Research*, 87, 8417-8425.
- Macdonald, K. C., 1982, Mid-ocean ridges: fine scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone, *Annual Review of Earth Planet. Sciences*, 10, 155-190.
- Macdonald, K. C., P. J. Fox, S. Miller, S. Carbotte, M. H. Edwards, M. Eisen, D. J. Fornari, L. Perram, R. Pockalny, D. Schelrer, S. Tighe, C. Weiland, and D. Wilson, 1992, The East Pacific Rise and its flanks 8-18 degrees N; History of segmentation, propagation and spreading direction based on SeaMARC II and Sea Beam studies, *Marine Geophysical Researches*, 14, 299-344.
- Madsen, J. A., D. J. Fornari, M. H. Edwards, D. G. Gallo, and M. R. Perfit, 1992, Kinematic framework of the Cocos-Pacific plate boundary from 13° N to the Orozco transform fault: Results from an extensive magnetic and SEAMARC II Survey, *Journal of Geophysical Research*, 97, 7011-7024.
- Margrave, G. F., 1998, Theory of nonstationary linear filtering in the Fourier domain with application to time-variant filtering, *Geophysics*, 63, no. 1, 244-259.
- Moore E.M., and Vine, F.J., 1971. The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications. *Philos. Trans. R. Soc. London A*, 268, 443-466.
- Mutter, J. C., and North Atlantic Transect (NAT) Study Group, 1985, Multichannel seismic images of the oceanic crust's internal structure: evidence for a magma chamber beneath the Mesozoic Mid- Atlantic Ridge, *Geology*, 13, 629-632.
- Mutter, J. C., S. Carbotte, W. Su, L. Xu, P. Buhl, R. S. Detrick, G. Kent, J. Orcutt, and A. Harding, 1995, Seismic images of active magma systems beneath the East Pacific Rise 17° 00' to 17° 35' S, *Science*, 268, 391-395.
- Natland, J. H., P. S. Meyer, H. J. B. Dick, and S. H. Bloomer, 1991, Magmatic oxides and sulfides in gabbroic rocks from Hole 735B and the later development of the liquid line of descent, In Von Herzen, R.P., Robinson, P.T., et al., *Proc. ODP, Sci. Results, 118*: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 75-112.
- Newmark, R. L., R. N. Anderson, D. Moos, and, M. D. Zoback, 1985, Structure, porosity and stress regime of the upper oceanic crust: Sonic and ultrasonic logging of DSDP hole 504B, *Initial Report Deep Sea Drilling Project*, 83, 479-510.
- Orcutt, J. N., N. Kennett, L. Dorman, and W. Prothero, 1975, A low velocity zone underlying a fast spreading ridge crest, *Nature*, 256, 475-476.

- Pallister, J. S., and C. A. Hopson, 1981, Samail ophiolite plutonic suite: field relations, phase variations and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber, *Journal of Geophysical Research*, 86, 2593-2644.
- Pomerol, C., and M. Renard, 1995, Elements de geologie, *Arman Colln Edit.*, Paris, 10th ed., 629 pp.
- Purdy, G. M., L. S. L. Kong, G. L. Christenson, and S. C. Solomon, 1992, Relationship between spreading rate and the seismic structure of mid-ocean ridges, *Nature*, 355, 815-818.
- Raitt, R. W., 1963. The crustal rock. In Hill, M. N. (Ed.), *The Sea*, Wiley Interscience (New York), 85-102.
- Ranero, C. R., M. Torne, and E. Banda, 1995. Gravity and multichannel seismic reflection constraints on the lithospheric structure of the Canary swell, *Mar. Geophys. Res.*, 17, 519-534.
- Ranero, C. R., T. J. Reston, I. Belykh, and H. Gribidenko, 1997, Reflective oceanic crust formed at a fast-spreading center in the Pacific, *Geology*, 25, 499-502.
- Reston, T. J., C. R. Ranero, and I. Belykh, 1999, The structure of Cretaceous oceanic crust of the NW Pacific: Constrains on processes at fast spreading centers, *Journal of Geophysical Research*, 104, 629-644.
- Rosendahl, B. R., R. W. Raitt, L. M. Dorman, L. D. Bibee, D. M. Hussong, and G. H. Sutton, 1976, Evolution of the oceanic crust 1: A physical model of the East Pacific Rise crest derived from seismic refraction data, *Journal of Geophysical Research*, 81, 5294-5304.
- Salisbury, M. H., and N. I. Christensen, 1978, The seismic velocity structure of a transverse through the Bay of Islands ophiolite complex, Newfoundland, and exposure of oceanic crust and upper mantle, *Journal of Geophysical Research*, 83, 805-817.
- Scheirer, D. S., D. W. Forsyth, M. H. Cormier, and K. C. Macdonald, 1998, Shipboard geophysical indications of asymmetry and melt production beneath the East Pacific Rise near the MELT experiment, *Science*, in press.
- Sinton, J. M. and R. S. Detrick, 1992, Mid-ocean ridge magma chamber, *Journal of Geophysical Research*, 97, 197-216.
- Smewing, J. D., 1981, Mixing characteristics and compositional differences in mantle-derived melts beneath spreading axes: evidence from cyclically layered rocks in the ophiolite of North Oman, *Journal of Geophysical Research*, 86, 2645-2550.
- Solomon S. C., and D. R. Toomey, 1992, The Structure of Mid-Ocean Ridges, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 20, 329-364.
- Spudich, P., and J. Orcutt, 1980, A new look at the seismic velocity structure of the oceanic crust. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18, 627-645.
- Stoffa, P. L., P. Buhl, T. J. Herron, T. K. Kan, and W. J. Ludwig, 1980, Mantle reflections beneath the crustal zone of the East Pacific Rise from multi-channel seismic data, *Marine Geology*, 34, 83-97.
- Stolt, R. H., 1978, Migration by Fourier transform, *Geophysics*, 43, 23-48.
- Sutton, G. M., G. L. Maynard, and D. M. Hussong, 1971, In Heacock J. G. (ed), Widespread occurrence of a high-velocity basal layer in the Pacific crust found with repetitive sources and sonobuoys, *Geophysical Monograph Series, American Geophysical Union*, 14, 193-209.
- Swift, S. A., D. Lizarralde, R. A. Stephen, and H. Hoskins, 1998, Velocity structure in upper ocean crust at Hole 504B from vertical seismic profiles, *Journal of Geophysical Research*, 103, 15,361-15,376.
- Vera, E. E., and J. C. Mutter, 1988, Crustal structure in the ROSE area of the east Pacific Rise: One-dimensional travel time inversion of sonobuoys and expanded spread profile, *Journal of Geophysical Research*, 93, 6635-6648.
- Vera, E. E., P. Buhl, J. C. Mutter, A. J. Harding, J. A. Orcutt, and R. S. Detrick, 1990, The structure of 0-0.2 My-old oceanic crust at 9° N in the East Pacific Rise from expanded spread profiles, *Journal of Geophysical Research*, 95, 15,529-15,556.
- Vine, F. J. and D. H. Matthews, 1963, Magnetic anomalies over ocean ridges, *Nature*, 199, 947-949.
- Yilmaz, O., 1987, Seismic data processing, Tulsa: *Society of Explorations Geophysicists*, 526 pp.