

UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

PROCESAMIENTO E INTERPRETACION DE LINEAS
SISMICAS EN LA ZONA DE FRACTURA DE CLARION
(OCEANO PACIFICO)

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

INGENIERO GEOFISICO

PRESENTA

FRANCISCO LIZARRAGA RUIZ

2
2 ej.

276062

1999

MEXICO D.F.
TESIS CON
FALTA DE ORIENTACION



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central

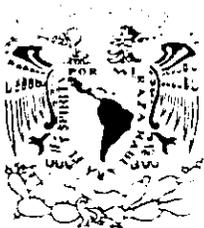


UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



SR. FRANCISCO LIZARRAGA RUIZ
Presente

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

**PROCESAMIENTO E INTERPRETACION DE LINEAS SISMICAS EN LA ZONA DE
FRACTURA DE CLARION (OCEANO PACIFICO)**

- I INTRODUCCION**
- II MARCO GEOLOGICO Y GEOFISICO**
- III METODOLOGIA**
- IV RESULTADOS**
- V CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**
- BIBLIOGRAFIA**
- APENDICES**
- FIGURAS**

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

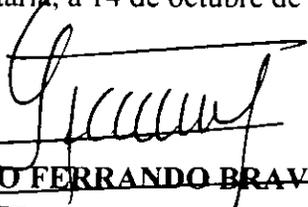
Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

“POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU”

Ciudad Universitaria, a 14 de octubre de 1999

EL DIRECTOR


ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFR*RLLR*gtg

ÍNDICE

PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DE LÍNEAS SÍSMICAS EN LA ZONA DE FRACTURA DE CLARIÓN (OCÉANO PACÍFICO)

	RESUMEN	
I	INTRODUCCIÓN	1
II	MARCO GEOLÓGICO Y GEOFÍSICO	6
III	METODOLOGÍA	12
IV	RESULTADOS	22
V	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	38
	REFERENCIAS	40
	APÉNDICES	43
	LISTA DE FIGURAS	46

RESUMEN

En este estudio he analizado datos geofísicos de sismología de reflexión y gravimetría del Proyecto Selskiy de investigaciones de la litósfera en el océano Pacífico. Los datos corresponden a dos transectos (017 y 117) que cruzan la zona de fractura de Clarión. Se ubican entre las coordenadas de 16° a 19° latitud norte y 118.3° a 119° longitud oeste. Los perfiles tienen una orientación NNW-SSE, teniendo como inicio la parte sur y abarcan una extensión aproximada de 252 km. Esta zona del océano Pacífico comprende la zona de fracturamiento oceánico de Clarión, los perfiles investigados siguen los lineamientos magnéticos 5E y 6C que corresponden a edades Miocénicas.

Aplicando una secuencia de procesamiento sísmico similar a la utilizada en exploración petrolera, obtuve imágenes sísmicas para su interpretación. En la secuencia de proceso se trabajó con especial cuidado la deconvolución, el análisis de velocidad y la migración. Utilicé un método basado en la transformada de Radon después de la corrección dinámica para atenuar energía múltiple, particularmente en la zona de montañas marinas. Las diferencias de profundidad en el piso oceánico (3840 m para la línea 017 y 4013 m para la línea 117) obtenidas a partir de la batimetría muestran que hay una yuxtaposición de edades, siendo la línea sur (017) más joven respecto a la línea norte (117), también de acuerdo a la batimetría la zona de fractura de Clarión queda representada por la expresión morfológica de los montes marinos en el perfil 117. En estas líneas se observa la evidencia de actividad volcánica con varios montes marinos. Las montañas marinas son producto de volcanismo y evidencia de debilidad en la zona de fractura oceánica. Estas montañas están constituidas por material volcánico de composición basáltica. Al norte de la zona de fractura de Clarión observe una falla en la capa 2 y debajo de esta capa interpreté una burbuja de material de fusión que no logró llegar a la superficie del suelo oceánico. La imagen sísmica obtenida en el proceso de apilado y migración es consistente con el modelo de corteza oceánica. En zona de planicies marinas identifiqué lavas almohadilladas, diques intrusivos, el cuerpo de gabros y su cima de enfriamiento. De manera discontinua alrededor de los 2 segundos después del primer reflector en esta zona interpreté la discontinuidad de Mohorovicic.

Con los datos gravimétricos obtengo a partir de análisis espectral un espesor de la corteza de 6.8 km, que puede correlacionarse con los datos sísmicos. No observo diferencia en el espesor de la corteza hacia ambos lados de la fractura y el espesor de las capas 2 y 3 también es constante.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

La investigación de la corteza oceánica en función de sus propiedades es fundamental para conocer su desarrollo y entender su evolución en el tiempo. La expansión del piso oceánico, que genera nueva litósfera en las dorsales de expansión y comienza con material fundido desde porciones profundas del manto por corrientes de convección. Al salir el material va empujando el material previo hacia los lados, el magma brota en los centros de expansión liberando lava basáltica a través de un sistema de crestas y a lo largo de fallas de transformada, resultando su expresión morfológica fuera de la dorsal como una zona de fractura, que no presentan movimiento lateral y sucede que queda en contacto corteza de distinta edad, como es el caso para la Zona de Fractura de Clarión que es resultado de falla de transformada de tipo dorsal – dorsal (Figura 1) siendo su origen los montes Matemáticos (~14° latitud norte y ~112° longitud oeste). La evolución de esta actividad se observa fácilmente a través de su expresión morfológica. Al existir constante presión al salir, en zonas donde el material se debilita este se rompe para seguir avanzando y crear así una zona de deformación y fracturamiento. Las dorsales de expansión son sitios de terremotos y erupciones volcánicas. La Figura 2 muestra el modelo de creación de corteza oceánica, la estructura de la corteza y el material emergente desde el manto, al ser constante la expansión del suelo oceánico el espesor de la corteza oceánica se incrementa existiendo así una relación de espesor de corteza oceánica y edad (Figura 3), así como debido a procesos de enfriamiento y contracción del material expulsado causan un incremento en la profundidad del piso oceánico según se va alejando de la dorsal acompañado de un decremento del flujo de temperatura en todo este material. Parson y Sclater determinaron la naturaleza de la relación edad/profundidad de la corteza oceánica y mostraron que la batimetría d es relacionada con la edad t en millones de años (Kearey y Vine, 1990) de la manera siguiente

$$d = 2500 + 350\sqrt{t}.$$

Esta relación de batimetría/edad en la cual la profundidad del tirante de agua en las dorsales es en promedio de 2500 m de profundidad y se incrementa según va extendiéndose el piso oceánico a través del tiempo, y es parcialmente aplicable a zonas de edad menor a 80 millones de años.

Las fallas normalmente ocurren en el límite entre placas litosféricas, donde la corteza oceánica se separa por divergencia de placas. Para la creación de la litósfera oceánica, ocurren diferentes eventos a veces combinados entre sí como los "hot spots" ó puntos calientes, el volcanismo intraplaca y las zonas de fracturamiento. Los puntos calientes son estructuras formadas por una pluma ó diapiro en el manto y que con el un movimiento relativo de la corteza se va manifestando a través de ella como volcanismo. Esta actividad volcánica forma cadenas de islas en el interior de las placas mientras el movimiento de la placa continúa.

El volcanismo intraplaca es debido a la existencia de esfuerzos y fracturamientos en las zonas donde las placas tectónicas hacen contacto, esto como respuesta a que debido a los esfuerzos producidos por material fundido, en donde por presión litostática tiende a emerger hacia la superficie creando zonas de volcanismo.

Para el caso de zonas de fracturamiento por ejemplo la dorsal del Pacífico oriental, o "East Pacific Rise" que yace a una profundidad de cerca de 2.5 km, conforme va evolucionando la expansión del piso oceánico también se va incrementando esta profundidad. Cada alto topográfico es una estrecha zona de fractura, donde las placas divergen a un cociente variable según sea la zona. Conociendo esto se sabe que en estos casos la corteza oceánica estará constituida de 3 capas principales: la capa 2 que

incluye lavas almohadilladas y diques intrusivos, la capa 3 constituida por cuerpos gabroicos y por la discontinuidad de Mohorovicic o MOHO que representa la transición entre la corteza oceánica y el manto superior.

OBJETIVO

El objetivo de este trabajo es obtener una imagen para observar rasgos geológicos y características de corteza oceánica en la zona de fractura de Clarión, así como la variación del espesor de corteza hacia ambos lados de la zona de fractura, utilizando datos de reflexión sísmica y gravimetría.

LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE TRABAJO

La zona de estudio se encuentra entre 16° a 19° latitud norte y 118.3° a 119° longitud oeste en el océano Pacífico, en la zona de fractura de Clarión, desarrollada por expansión del suelo oceánico (Figura 4). Los dos perfiles estudiados son de longitud aproximada de 252 km. Las líneas siguieron los lineamientos magnéticos 5E y 6C, con rumbo NNW-SSE (Figura 5), de tal forma que la línea sísmica cubriera la zona de fractura. Esto con la finalidad de examinar variaciones espaciales a lo largo de la zona de fractura, examinar si el espesor de la corteza por debajo de la zona de fractura presenta variaciones.

OBTENCIÓN DE DATOS

La obtención de datos estuvo a cargo del Instituto Geología y Geofísica Marina, Yuzhno - Sakhalinsk URSS (1990), a cargo del Dr. Helios Gribidenko (Gribidenko et al, 1990), del Instituto de Geofísica de la UNAM (Dr. Jaime H. Urrutia Fucugauchi) la Universidad de Texas A & M (Dr. Jeff Payne, W C Hilde y William Lee Bandy)

Estos datos fueron diseñados para complementar el programa "PACTRAN", de investigaciones en litósfera oceánica que inició en 1989 por la Academia de Ciencias Soviéticas, el servicio geológico de EUA y la Universidad de Hawaii. Se realizaron mediciones de reflexión sísmica y gravimetría para las dos líneas analizadas (batimetría y magnetometría no disponibles para esta tesis). Para lo cual se hicieron en el buque oceanográfico AKADEMIK SELSKIY de Korsakov Rusia (antes URSS) en junio de 1990. Este buque es de construcción polaca, 3600 toneladas, con 82 metros de eslora, fue diseñado para la exploración de gas y petróleo y soporta arreglos de 4 pistolas de aire a 400 atm. El objetivo principal del primer crucero fue obtener los registros sísmicos en el transecto selecto de la litósfera oceánica del Pacífico oriental sobre de la corteza de edad correspondientes al Mioceno en la placa pacífica y hacia el oriente, entre las zonas de fractura de Clarión y Clipperton, de tal manera de adquirir información del crecimiento de la corteza en el eje de la dorsal del Pacífico.

La colección de datos en el primer gran transecto se dividió en 3 secciones: Korsakov (Rusia) a Hilo (Hawaii) del 20 de enero a marzo, luego de Hilo a Acapulco (México) de marzo 18 a abril 19, por último Acapulco a Mazatlán en abril 21 a mayo 19, todos en 1990. Esta tesis comprende el análisis, procesado e interpretación de las líneas 017 línea sur (1546 disparos) y 117 línea norte (línea completa de sísmica de reflexión, 3500 disparos).

El sistema de control de navegación fue Krupp-Atlas SUSY 30/11 de fabricación alemana, el cual integraba arreglos satelitales que controlaban la velocidad del barco, posición geográfica y también los disparos. Los datos de gravimetría fueron tomados con 4 gravímetros de fabricación soviética (GMN-K).

Los datos de reflexión sísmica fueron grabados con el instrumento de construcción húngara "Volna-96" el cual controló el flujo de datos, sus características están en la tabla 1

Canales	24
Lectora de cintas	BS-165, 1600 bpi
Formato de grabación	SEG-B
Intervalo de muestreo	4 ms
Banda de frecuencia	5 - 65 Hz
Convertidor digital	14 bit
Controlador de ganancia digital	0 a 84 dB
Arreglo de la fuente	4 pistolas de aire: 10, 7.5, 3.5 y 2.0 Litros (El arreglo se presenta en la Figura 6)
Profundidad de las pistolas de aire	15 m
Distancia entre las pistolas de aire y el barco	30 m
Distancia de la fuente al primer geófono (offset cercano)	235 m
Número de canales	24
Espaciamiento entre geófonos	100 m
Profundidad de los geófonos	15 m
Espaciamiento entre disparos	50 m
Distancia total del arreglo	2535 m
Espaciamiento entre puntos de reflejo común	50 m

TABLA 1

El arreglo de geométrico de la fuente y geófonos se presenta en la Figura 6.

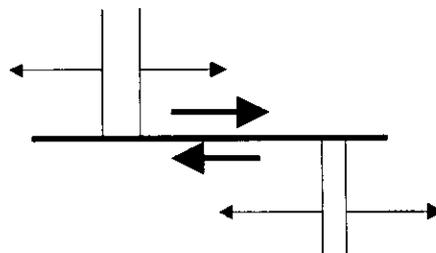


Figura 1
Falla transformada de tipo dorsal - dorsal
(Wilson, 1965)

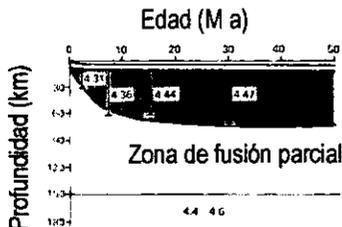


Figura 2
Sección esquemática de la corteza
y el manto superior en la zona de las
dorsales (tomado de Kearey y Vine 1990)

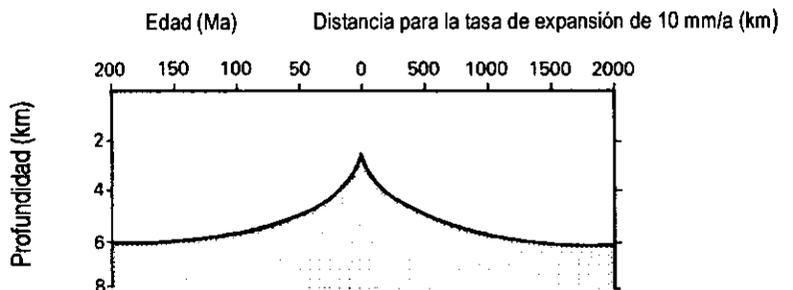


Figura 3
Relación teórica de la profundidad del
agua (km) vs edad (Ma)
(tomado de Kearey y Vine 1990)

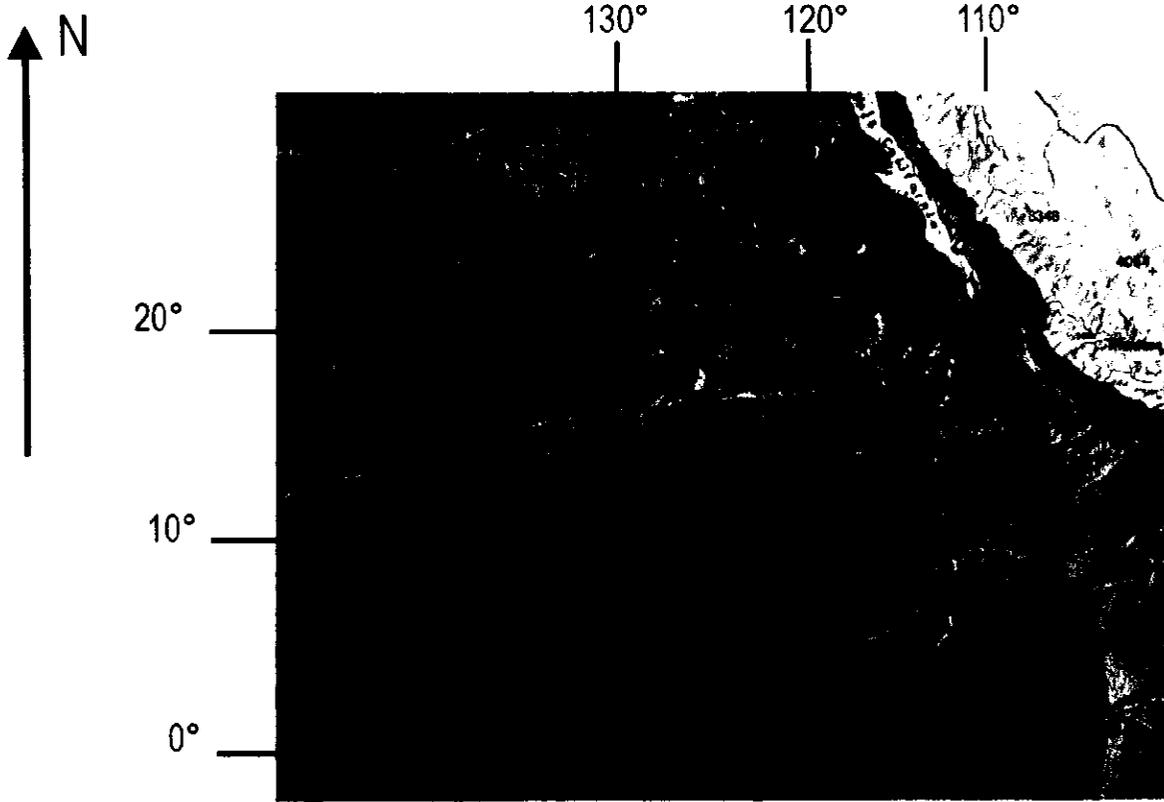


Figura 4
Localización del área de trabajo en el océano Pacífico

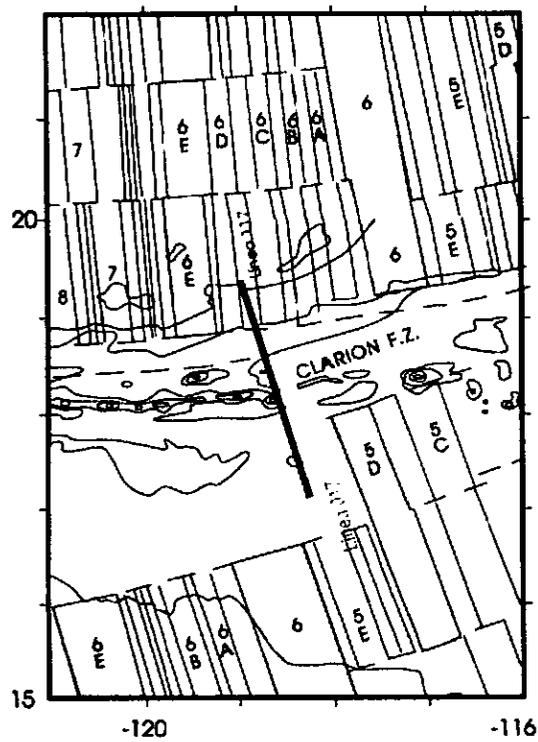


Figura 5
Localización de los transectos respecto a lineamientos magnéticos

NUMERO DE GRUPO DE GEOFONOS: 24
 ESPACIAMIENTO ENTRE GEOFONOS: 100 m
 OFFSET CERCANO: 235 m
 ESPACIAMIENTO ENTRE DISPAROS: 50 m
 DISTANCIA DEL ARREFLO: 2535 m
 TIEMPO DE MUESTREO EN GRABACION: 4 ms

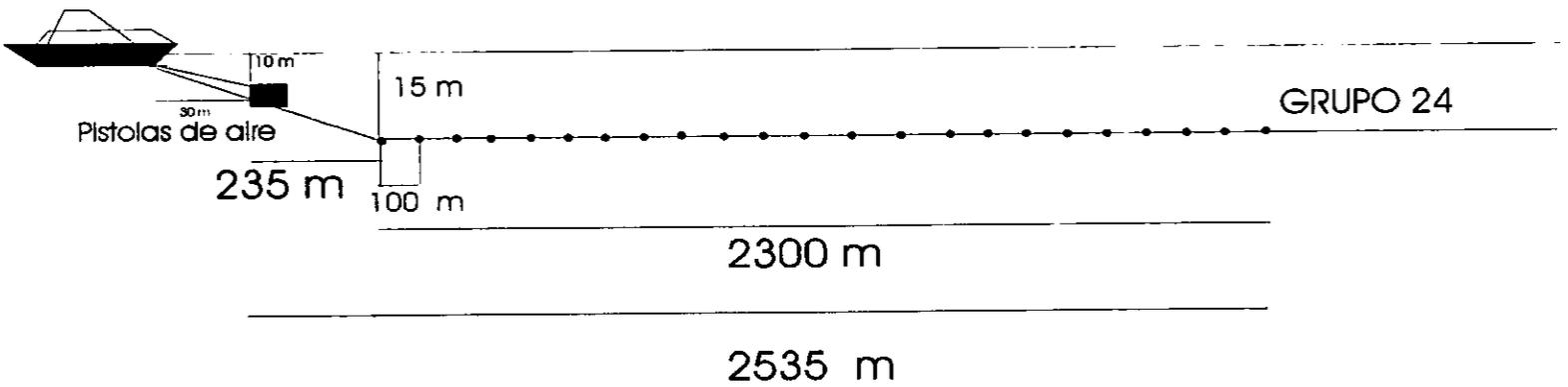
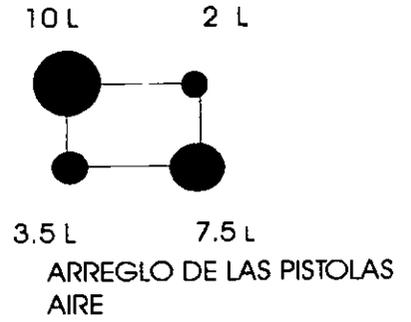


Figura 6
 GEOMETRIA DEL ARREGLO DE ADQUISICIÓN DE DATOS SISMICOS SELSKIY

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

La corteza oceánica es comparativamente joven con respecto a la corteza continental, y representa sólo el último 5% de la edad de la Tierra. Esta diferencia de edad es debido a que la corteza oceánica se recicla dentro del Manto, casi todo el suelo oceánico ha desaparecido dentro del interior de la tierra en los últimos 170 millones de años. La corteza oceánica es continuamente creada en las dorsales del océano, donde emerge material desde el manto a través de las dorsales en la corteza, y destruidos en zonas de subducción, donde la litósfera subduce dentro del manto y remezclándose en un ciclo. La divergencia de las placas en la litósfera en medio del océano crea nueva corteza por medio de crestas a partir de las cuales se esparce el piso oceánico, y en las trincheras converge este material convirtiéndose así en zonas de subducción. Los márgenes de las placas divergentes son crestas de expansión donde emerge esencialmente material basáltico proveniente del manto superior creando así nueva corteza como parte del proceso de expansión del suelo oceánico. Después de separarse, las placas se alejan pues nuevo material va emergiendo y el material que salió primero se va extendiendo y enfriando para así formar el piso oceánico, tal es el caso de la zona de fractura de Clarión desarrollada por expansión del piso oceánico, siendo resultado de fallas de transformada tipo dorsal - dorsal (Wilson, 1965) y que en si la zona de fractura queda como rastro fósil. El sistema de fracturas en los océanos es fácilmente la característica más predominante que se extiende sobre una gran área de la Tierra y que es más grande que la suma de las cadenas montañosas en los continentes. En el océano Pacífico se encuentra un sistema de altos topográficos llamado "East Pacific Rise" o dorsal del Pacífico oriental, que es una cadena de dorsales en medio del océano, esta tiene una profundidad bajo el nivel del mar de 2.5 km (Erickson, 1996).

El sistema de crestas de expansión no es una cadena montañosa continua pues se divide en fragmentos, llamados centros de expansión. El movimiento de generación de nueva litósfera en los centros de expansión produce una serie de zonas de fractura, alargadas y en regiones estrechas de más de 40 Km de largo y constituye una serie de crestas irregulares y valles alineados.

Cuando las placas de la litósfera se han alejado por la expansión del suelo de un punto a otro, crean fallas de transformada que varían de algunos kilómetros a cientos de ellos. Las fallas de transformación de fallas activas entre ejes de crestas, quedan como evidencia de expansión y después pasa a ser zonas de fracturas inactivas, siendo esto representativo de lo que ocurrió en la zona de fractura de Clarión (Figura 7)

La topografía de la dorsal es rugosa, con valles a lo largo de estas hendiduras, las zonas de fractura transversales son también prominentes, y cortan a través del sistema de crestas y se desplazan como fallas de transformación. La presencia de las crestas a lo largo del piso oceánico al principio indicó los mapas de epicentros de los terremotos, después se ha observado que los terremotos mostraron que el fallamiento normal a lo largo de las crestas y la combinación del movimiento a lo largo de las zonas de fractura indica el movimiento de las placas.

Dietz y Hess propusieron que la deriva continental podía deberse a un proceso al cual Dietz llamó expansión del suelo oceánico. Esto fue sugerido ya que nueva litósfera oceánica es creada por expulsión y fusión parcial de material proveniente de la astenosfera en los dorsales oceánicos. Como el océano gradualmente crece a lo ancho con una creación progresiva de la litósfera, los continentes marginales hacia el océano se apartan. (Kearey y Vine, 1990) El incremento de tamaño de este crecimiento oceánico por la expansión del suelo oceánico se balancea por la destrucción de la litósfera en la misma tasa de otra manera, es decir por la subducción de placas oceánicas situadas alrededor de las márgenes continentales. El mecanismo de estos movimientos fue propuesto a partir de las corrientes de convección del manto en la parte sublitosférica.

LA HIPÓTESIS DE VINE-MATTHEWS

La hipótesis de Vine - Matthews (1963), combina la expansión de la litósfera oceánica con los cambios de polaridad del campo geomagnético. Ella explica la formación de lineamientos magnéticos de la siguiente manera: La nueva corteza oceánica se crea por solidificación de magma inyectado y expulsado en la cresta de la dorsal. Durante el enfriamiento del material, este pasa a través de la temperatura de Curie, en que los minerales ferromagnéticos se alinean en dirección al campo magnético en ese momento. Como el proceso de expansión del suelo oceánico continúa y se comporta de igual manera en ambas direcciones de expansión de tal manera que se van registrando las magnetizaciones adquiridas en la corteza con polarización normal ó reversa. (Figura 8)

RELACION ENTRE LA EDAD Y LA PROFUNDIDAD EN LA LITÓSFERA OCEÁNICA

Conforme se va formando nueva corteza oceánica y esta se aleja de la dorsal en medio del océano, se va removiendo, subyace y se enfría. Este enfriamiento tiene dos efectos: (1) la litósfera se contrae e incrementa de densidad. (2) Ya que la frontera entre litósfera y astenósfera se controla por la temperatura, el incremento causa que la litósfera se vaya incrementando en espesor conforme se aleja de la dorsal. Este último fenómeno ha sido estudiado a partir de estimaciones del espesor de la litósfera derivados por estudios de dispersión de ondas en el océano Pacífico. El enfriamiento y contracción de la litósfera causa un incremento progresivo de la profundidad en la cima de la litósfera alejándose de la dorsal, acompañado por una disminución del flujo de calor. Esto lleva a que el ancho de la dorsal depende del radio de expansión. Esto sugiere una razón para explicar el ancho relativo de la rapidez de expansión de la dorsal del Pacífico oriental y las tasas más lentas observadas en la dorsal del Atlántico.

Parson y Sclater determinaron la naturaleza de la relación edad/profundidad de la litósfera oceánica y demostraron que la profundidad (d metros) esta relacionada con la edad (t Ma) por (Kearey y Vine, 1990)

$$d = 2500 + 350 \cdot t.$$

Esta expresión es válida parcialmente para secciones de corteza oceánica de edades menores de 80 Ma.

ZONAS DE FRACTURA OCEÁNICA

La zona de fractura es la traza o rastro inactivo de una falla de transformación la cual se extiende desde donde se encuentra la dorsal, (Detrick y White, 1983) los rasgos morfotectónicos, llamados dominios de transformación, son preservados a lo largo de extensiones asísmicas de expansión y que pueden ser trazadas miles de kilómetros a través de los flancos del sistema de la dorsal, las zonas de fractura marcan ambas partes del segmento de la transformación activa y la traza fosilizada, por rompimientos, la geometría y conducta cinemática de la zona de fractura de Clarión al ser una falla de transformada muestra que como otras zonas de fractura se ha desarrollado a lo largo de líneas de debilidad. (Lowrie et al, 1986) Las zonas de fractura se caracterizan por una yuxtaposición de edades, así que pueden quedar juntas zonas de diferentes edades y características morfológicas, tal es el caso en el área de estudio donde hay una yuxtaposición de edades que corresponde a los lineamientos magnéticos 5E y 6C, es de esperarse diferencia en el relieve topográfico. Los dorsales transversales son además encontradas en asociación con las zonas de fractura mayores y puede proveer relieve vertical variado. Bonatti (1978) considera que los mecanismos más razonables para el levantamiento son los esfuerzos compresionales y tensionales a través de la zona de fractura la cual se ha originado de pequeños

cambios en la dirección de expansión. Muchos pequeños cambios en la dirección de expansión pueden dar levantamiento a compresión y extensión intermitente afectando diferentes partes de la zona de fractura.

En la zona de investigación se encontró que ha habido un cambio en la dirección de la expansión de la dorsal del Pacífico oriental, esto en contra de la dirección de las manecillas del reloj, y se encuentra entre los 8 y 18° N, que a su vez produjo una abertura entre las fallas de transformación en la zona de fractura de Clipperton. Algunos autores como Lowrie (1986) presentan pruebas de que las zonas de fractura representan zonas débiles y que son vulnerables a la actividad volcánica. Lowrie ha notado que en algunas zonas de fractura, el escarpe inicial puede ser preservado aún después de 100 Ma, esto acepta que algunas partes de las zonas de fractura son débiles, caracterizados por volcanismo activo y mantienen sus profundidades teóricas para el enfriamiento de la litósfera, otras partes, sin embargo, aparecen para ser juntadas y cerradas en su batimetría diferencial inicial. Los esfuerzos de enfriamiento diferenciales serían la causa de flexión de la litósfera sobre ambos lados de la zona de fractura.

Hay ciertas fallas de transformación oceánicas en que la dirección de un plano de falla no corresponde exactamente a la dirección de expansión de cualquiera de los lados, así que esa es una componente de extensión a través de la falla. Cuando esto ocurre, la falla puede ajustarse a su trayectoria tal como se convierte aproximadamente paralelas hacia la zona de expansión para desarrollarse en una serie de segmentos fallados por pequeñas longitudes del centro de expansión. Un sistema de fallas en la que nueva cresta se origina es llamado una falla de transformación débil, esta puede desarrollarse donde la localización de la falla es determinada por alguna debilidad existente en la corteza. Un ejemplo de este tipo es el golfo de California, donde el sistema de la falla de transformación débil ocurre cuando hay un pequeño cambio en la posición del polo de rotación alrededor del cual la falla describe un círculo pequeño. Algunas investigaciones han observado la tendencia de que las cadenas montañosas en la placa pacífica son paralelas al desarrollo de la zona de fractura local (MacDonald et al, 1982, Barth y Mutter, 1996).

PETROLOGIA DE LAS ZONAS DE FRACTURA

La petrología y características geoquímicas de la dorsal del Pacífico oriental y otras crestas de expansión proveen una evidencia importante y directa de la composición del manto superior porque los basaltos del suelo oceánico se cree representan el material fundido del manto superior que se va elevando para llegar a las crestas de expansión y por ahí salir (Batiza, 1989a).

En un amplio modelo aceptado del proceso petrológico que ocurre en las dorsales el material caliente de la astenosfera asciende suficientemente rápido hacia una zona y provee una mezcla fundida de composición basáltica. La fracción fundida se incrementa en volumen al ascender por la astenosfera, y eventualmente se divide el material "parental" para ascender independientemente y produce una cámara magmática dentro de la parte inferior de la corteza oceánica en el nivel de la capa 3 o cuerpos gabroicos, pero con diferencia de tiempos de enfriamiento y con esto se sospecha de la existencia de 2 capas isotrópicas estratificadas dando como resultado una cima de cuerpos gabroicos enfriados que tendrían una hidratación parcial resultando en una serpentización del material, solo en esta cima (Sinton y Detrick, 1992). Parte de este magma es expulsado sobre el suelo oceánico por medio de fisuras produciendo una secuencia de lavas almohadilladas, e inmediatamente debajo una zona de diques. El MOHO sísmico entonces ocurriría a una profundidad algo mayor, dentro de la sección de cuerpos gabroicos. Como un resultado de esta incertidumbre en la definición del MOHO sísmico, los petrólogos han tendido a definir la base de la corteza como la base de la cámara magmática, por ejemplo en el horizonte dunita/cromita. Por lo cual este horizonte es llamado el MOHO petrológico. De estas zonas de fractura se han recuperado muestras de roca con metamorfismo, grandes bloques de serpentinita yacen sobre las bases de las zonas. Bonatti (1978) y Fox (1976) han examinado especímenes recuperados de secciones de la corteza en algunas zonas de

fractura en el Atlántico, observaron que consisten de ultramáficos, gabroicos y basálticos y sus equivalentes metamórficos o tectonizados y se consideran equivalentes para el Pacífico.

Las cámaras magmáticas juegan un papel importante en el proceso tectónico de la dorsal del Pacífico oriental, La presencia de cámaras magmáticas es respaldada por evidencia petrológica y evidencia geofísica (Figura 9) (Sinton y Detrick, 1992). Los basaltos del suelo oceánico son básicamente ricos en MgO, lo cual es consistente con la derivación de fusión parcial de espinelo - plagioclasa a profundidades de 30 km en el Manto superior, aunque la profundidad de fusión aún no esta muy bien definida. Recientemente se han mostrado resultados preliminares indicando que la segmentación tectónica correlaciona en algunos casos con la segmentación litológica. (Batiza, 1989b) (Figura 10)

MARCO GEOFÍSICO

Uno de los más importantes descubrimientos hechos por los geofísicos en la década de los años 50's y 60's fue el reconocer la estructura del suelo oceánico y su contraste con la corteza continental, esto fue hecho por Ewing y colaboradores del Observatorio Geológico de Lamont (N.Y. E.U.A.) y Hill de la Universidad de Cambridge (Inglaterra) con métodos de refracción en el mar, ellos descubrieron que el espesor de la corteza oceánica es en promedio de 7 km (Doyle, 1995). Sin embargo las primeras indicaciones de que la corteza oceánica es más delgada que la continental fueron por los estudios de dispersión de superficie de onda hechos por Gutenberg en 1924, y las observaciones gravitacionales hechas con péndulo por Vening Meinesz en submarinos en la década de 1930, mostrando que la corteza oceánica era más estable que la continental exceptuando en las zonas de subducción. Después con levantamientos sísmicos de reflexión, magnetometría, gravimetría y perforaciones se determinó las diferentes capas que constituyen la corteza oceánica, por ejemplo en los trabajos de Talwani (1982) caracterizando así 3 capas: La Capa 1 consistente de sedimentos, Capa 2 consistente de rocas basálticas como lavas almohadilladas más precisamente (Capa 2 A) y diques laminados (Capa 2 B) y la capa 3 que básicamente es cuerpos gabroicos ó peridotíticos.

La capa 2 es delgada pero una importante zona de lavas almohadilladas provenientes de erupciones volcánicas sobre el suelo oceánico y debajo de estas se encuentran diques intrusivos laminados. La capa 2 ha sido muestreada por perforaciones y fotografiada por expediciones submarinas. Esta es la mayor fuente de anomalías magnéticas en el océano. Su velocidad P es de 3.6 - 6.0 km/s. La capa 3 es la principal capa oceánica con un espesor promedio de 5 km y velocidad P de 6.4-7.7 km/s. Siendo que aquí se encuentran los cuerpos gabroicos, además que contienen las cámaras magmáticas, la cual también aporta magnetización a la corteza oceánica. Las capas 2 y 3 son formadas por inyección de magma haciendo que la placa tenga un desplazamiento horizontal. El manto oceánico superior tiene una velocidad P promedio de 8.1 km/s pero esta velocidad se incrementa con la distancia desde las crestas oceánicas y entonces con la edad de la corteza oceánica.

Autores como Spudich y Orcutt (1980) (Figura 11) además de Allegre (1988) han determinado las velocidades con sísmica de refracción en una zona muy cercana al área de trabajo, en donde las características petrofísicas son muy similares (Clipperton-Orozco). Estas mismas velocidades fueron utilizadas por Sinton y Detrick (1992) para conocer la estructura de cámaras magmáticas también en el océano Pacífico. Con estos antecedentes se obtuvieron patrones de velocidades caracterizando las 3 capas fundamentales de la corteza oceánica. (Figura 12)

Además de los datos sísmicos de reflexión en esta zona se han estudiado anomalías magnéticas que han sido mapeadas, al solidificarse los cuerpos basálticos guardan la información magnética en el momento de la cristalización, para así quedar grabada la intensidad de campo magnético y su orientación al polo. Y de acuerdo con esto se puede dar una correlación de edades, las

anomalías magnéticas marinas en el piso oceánico guardan un nivel aceptable de orden a la intensidad magnética fielmente en esta área que se considera de expansión rápida, incluyendo con los reversos de polaridad. En esta zona corresponden a los lineamientos magnéticos 5E y 6C, con edades reportadas de 18.781 Ma y 23.353 Ma respectivamente (Cande y Kent, 1995) y entre ellos se encuentra la expresión morfológica de la zona de fractura de Clarión.

La relación entre la edad y la distancia abajo del flanco oeste de la dorsal del Pacífico oriental muestra un gran segmento de corteza de 12 a 31 Ma en edad, con "aparente" tasa media de expansión constante. Estos cambios en aparente tasa de expansión ocurren en los huecos (9 - 12) en donde ocurrió un salto de la dorsal resultando en la expresión morfológica de los montes Mathematician (31 - 51 Ma).

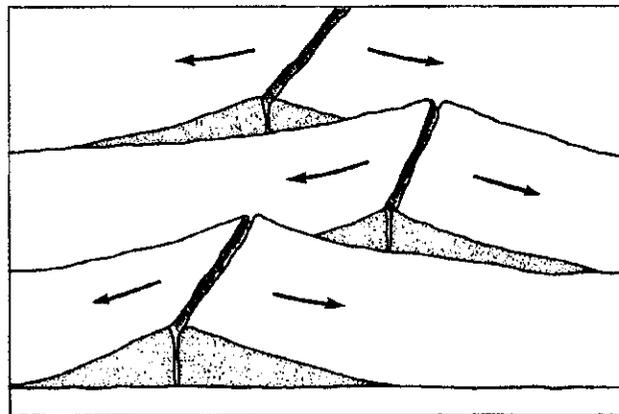


Figura 7
Falla de transformada en los centros de expansión del piso oceánico
(Tomado de Erickson, 1996)

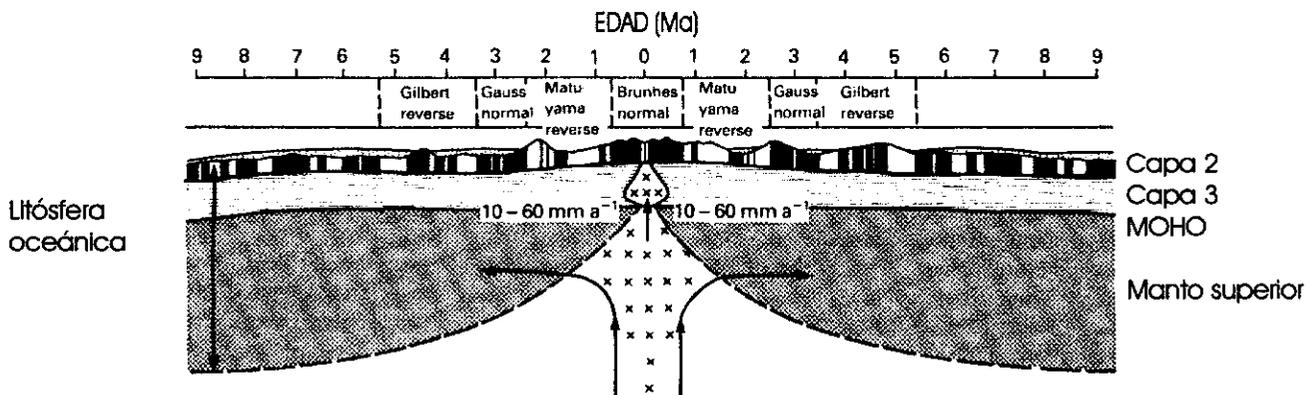


Figura 8
Expansión del suelo oceánico y generación de lineamientos magnéticos, Hipótesis de Vine Matthews
(tomado de Kearey y Vine, 1996)

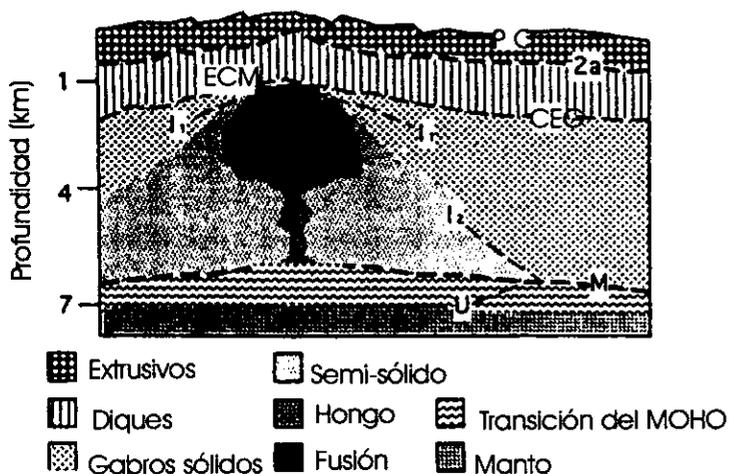


Figura 9

Diagrama de la cámara magmática obtenida a partir de datos de reflexión sísmica por Sinton y Detrick (1992)

AM eje de la cámara, FT parte superior de los cuerpos enfrizados, M MOHO, U zona de transición

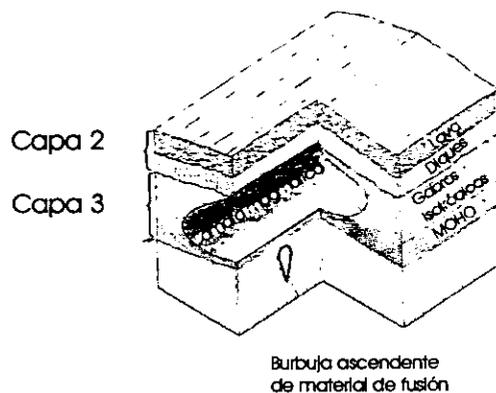


Figura 10

Diagrama de la cámara magmática subaxial y las capas de roca en la corteza oceánica que resultan de un doble producto de procesos subaxial (tomado de Batiza, 1989b)

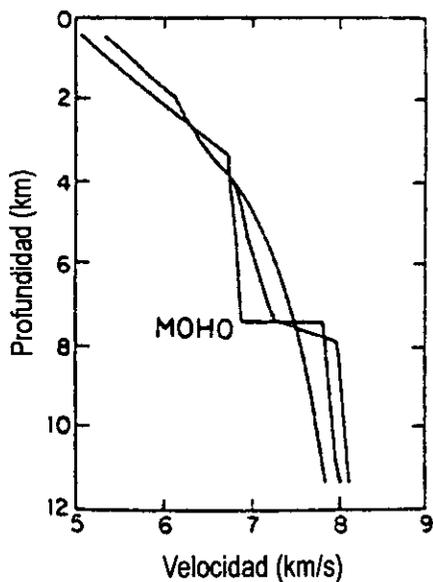


Figura 11

Prueba de velocidades para la identificación de la discontinuidad de Mohorovicic. Spudich y Orcutt (1980)

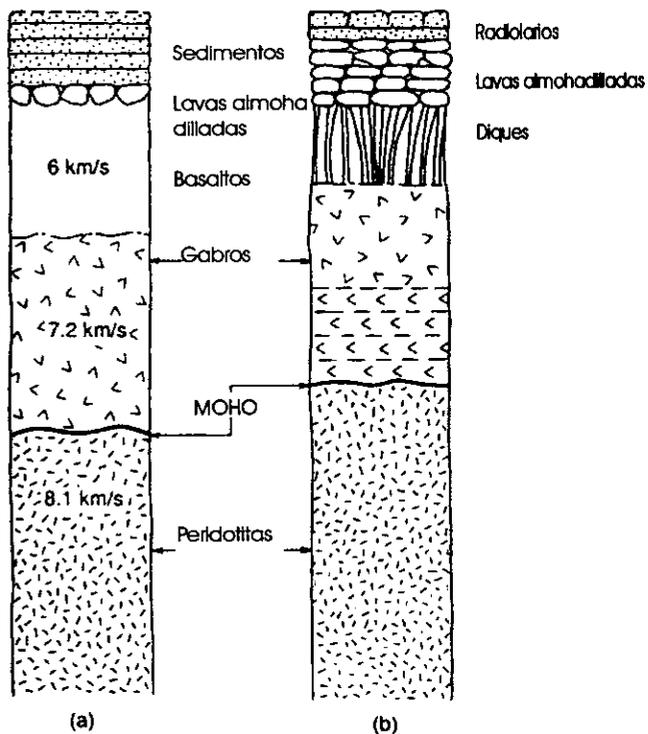


Figura 12

(a) Estructura de la corteza oceánica a partir de datos sísmicos de refracción (b) Corteza oceánica determinada por observaciones de campo (Tomado de Doyle, 1994)

CAPÍTULO III

METODOLOGÍA **Secuencia de Proceso**

La secuencia de procesamiento sísmico constituye una estrategia para el tratamiento de los datos sísmicos y lograr una óptima recuperación de la información. Para llevar a cabo el procesamiento se implementa una secuencia de proceso similar a la usada en la exploración petrolera.

Secuencia de Procesado sísmico

- Instalación del software Seismic Un*x (S U)
- Transformación de formato SEG-Y a formato S U
- Edición de trazas
- Geometría
- Corrección por divergencia esférica
- Deconvolución (*Método Predictivo*)
- Ordenamiento de Trazas por Punto Medio Común ("*CDP Sorting*")
- Filtrado de Frecuencias
- Análisis de Velocidad (*Semblanza, Exploración de velocidades "ScanNMO", Apilado con velocidad constante*)
- Corrección dinámica "NMO"
- Transformada de Radon (*Método alternativo para atenuación de eventos múltiples, usado particularmente en la zona de*

montañas, perfil 017)

- Apilado
- Pruebas de Migración. Migración de Stolt.
- Borrado

Dentro de esta secuencia de proceso (Wood y Treitel, 1975, Yilmaz, 1987) los puntos considerados con mayor detalle fueron:

- Deconvolución, Análisis de velocidades, Apilado y Migración.
- La selección cuidadosa de los parámetros para cada paso del proceso.
- La evaluación de los resultados de cada paso en el proceso, para llegar a un resultado óptimo.

Para realizar el estudio, el primer paso fue la instalación del software con el cual procesé las líneas sísmicas, el software utilizado fue Seismic Un*x (Apéndice A) y lo instale en estaciones de trabajo con sistema operativo Unix y Linux.

El siguiente paso fue la conversión de información, debido a que estaban en cintas de 9 pistas y formato SEG-Y. Los datos fueron copiados a cintas de 8 mm en el mismo formato, ya en este formato fue posible leerlas en el Instituto de Geofísica y trabajar en el formato propio de Seismic Un*x. Una vez teniendo los datos en el formato propio del software seguí los pasos propuestos en la secuencia de proceso.

EDICION DE TRAZAS Preproceso

En esta etapa del trabajo hice el acondicionamiento de los datos, estando en formato SU (Seismic Un*x), conocí las características de las trazas sísmicas, de tal modo que revisé que el contenido de tiros reportados en el barco coincidiera con los grabados en las cintas así como su número de línea y el número de trazas contenidas. En este caso la embarcación rusa grabó los datos a 8 segundos dejando un retardo de 4 segundos, esto por la razón de que los primeros 4 segundos corresponden al tirante del

cuerpo de agua, sabiendo esto se agregaron 1000 muestras ceros correspondientes a 4 segundos de grabación en las líneas Para quedar finalmente con una sección a 12 segundos y 3000 muestras en cada traza.

No hubo disponible un control en la escala de tiempo absoluto, al no haber información al respecto.

GEOMETRÍA

Debido al importante desarrollo de la técnica de grabación de Punto de Reflejo Común (PRC) (Mayne, 1967) en los levantamientos de reflexión sísmica, principalmente en los trabajos marinos, y que con ello se obtienen datos de cada disparo al ser grabados en un determinado número de localidades de geófonos, este tipo de arreglo de la posición de la fuente y geófonos fue empleado en este levantamiento, pues esta es una forma de sumar las reflexiones y atenuar ruido en un punto ó en el caso marino una pequeña área, de acuerdo a sus distancias de grabación, la mayor ventaja de esta técnica es que cuando al sumar las señales se destruye la información que no está en la misma fase, afectando con esto a las altas frecuencias principalmente.

El arreglo se muestra en la (Figura 5 capítulo I)

De acuerdo con esto manejé los encabezados de las trazas sísmicas para acondicionar los valores de la adquisición y con ello ordenarlos geoméricamente tomando en cuenta las características de la adquisición que se mencionaron en el capítulo I siendo las más importantes:

1. Distancia de la fuente al primer receptor (Offset): 235 metros
2. Número de canales en el tendido: 24
3. Distancia entre geófonos: 100 metros
4. Distancia entre cada disparo: 50 metros
5. Profundidad de la fuente: 10 metros
6. Profundidad del cable de los geófonos: 15 metros
7. Radio de muestro: 4 ms

RECUPERACIÓN DE AMPLITUDES

El proceso de recuperación de amplitudes es necesario aplicarlo por los efectos del frente de onda acústica, que se conoce como divergencia esférica y representa una pérdida de energía por unidad de área (Yilmaz, 1987). La distorsión sísmica se esparce como la superficie de una burbuja expansible y la amplitud decae. Para llevar a cabo la corrección por divergencia esférica utilicé velocidades de corteza oceánica de modelos conocidos Allegre (1988) tirante de agua: velocidad rms: 1500 m/s, capa 2: velocidad rms: 4000 m/s, capa 3: velocidad rms 6300 m/s los tiempos para la capa 2 es correspondiente al primer reflector y para la capa 3 un tiempo aproximado de 0.3 s después del primer reflector

DECONVOLUCIÓN

La deconvolución es un proceso que mejora la resolución temporal de los datos sísmicos, esto al comprimir la señal sísmica (Peacock y Treitel, 1969, Wood y Treitel, 1975, Yilmaz, 1987), En algunos casos la deconvolución hace más que comprimir la señal sísmica, esta puede remover parte de la energía múltiple originada por los rebotes de la onda sísmica en la litología, debido al tirante de agua marino y tomando en cuenta que la traza sísmica tiene varias componentes como son: la señal de la fuente, el filtro propio del instrumento de grabación y la respuesta de los geófonos. La respuesta al impulso es lo que debería ser grabado si la ondícula

fuera solo un pulso. La respuesta al impulso de la Tierra se compone de reflexiones primarias (series de reflectividad) y todas las posibilidades de múltiples. El uso de la deconvolución además de comprimir la señal sísmica atenúa los eventos múltiples para así mantener la reflectividad de la tierra en la traza sísmica.

El modelo de convolución del sistema grabado es de la siguiente forma:

$$x(t) = w(t) * e(t). \text{_____} (1),$$

donde

$x(t)$ = sismograma grabado

$w(t)$ = ondícula sísmica básica

$e(t)$ = respuesta al impulso de la Tierra

* denota convolución

Para desarrollar el método de deconvolución procesé los datos a partir de filtrado inverso de Wiener. (Wood y Treitel, 1975)

El filtrado inverso de Wiener es uno de las herramientas más efectivas para el tratamiento digital de trazas sísmicas, y ha sido muy exitoso pues en una realización este filtro es usado para remover eventos repetitivos teniendo periodicidades especificadas (Figura 13).

Si el filtro operador $a(t)$ fuera definido como la convolución de $a(t)$ con el sismograma conocido $x(t)$ daría un estimado de la respuesta al impulso de la Tierra $e(t)$, entonces:

$$e(t) = a(t) * x(t). \text{_____} (2)$$

Para llevar a cabo la deconvolución predictiva utilicé autocorrelogramas con los que parámetros necesarios en el diseño del filtro de predicción como lo es la distancia mínima del operador y la distancia máxima del operador de predicción, que son características de la salida deseada, esto dará como resultado el operador de predicción que al operarse con las señales sísmicas respectivamente con un tiempo de retardo resulta la señal deconvuelta. Además seleccioné un porcentaje de ruido blanco, con el objeto de estabilizar el filtro de deconvolución.

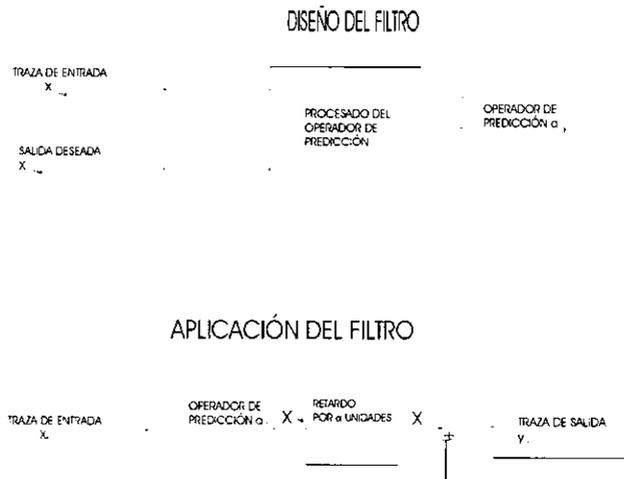


Figura (13) Diseño y aplicación del filtro de deconvolución predictiva

ORDENAMIENTO POR PUNTO DE REFLEJO COMÚN

Después del procesamiento inicial de la señal debe ser ordenada en función del tiro y los receptores a coordenadas del punto medio entre el punto de disparo y el primer geófono (offset cercano) (Yilmaz, 1987).

Este ordenamiento por Punto de Reflejo Común, el cual requiere de la información de la geometría del levantamiento. La adquisición de datos sísmicos es hecha en coordenadas (s, g). Los patrones de rayos mostrados son asociados con un reflector horizontal desde un punto de tiro S a un grupo de receptores. El procesamiento de las coordenadas de punto medio al offset (y, h) son definidas en condición de los términos de (s, g): (Claerbout, 1999)

$$y = \frac{g + s}{2} \quad (3)$$

$$h = \frac{g - s}{2} \quad (4)$$

La técnica de grabación del Punto de Reflejo Común fue patentada en 1950 y publicada después por Mayne en 1962, (Doyle, 1996) usando grabación redundante para mejorar la relación Señal/Ruido.

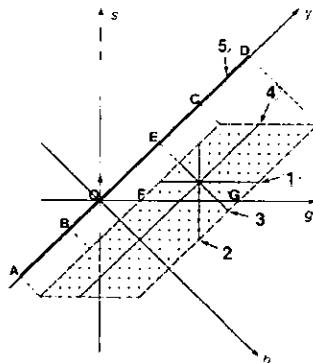


Figura 14

Carta de apilamiento, cada punto representa una traza sísmica, el eje del tiempo es perpendicular a el plano de la Página, las coordenadas (s, g) disparo – geófono a (y, h) punto medio de distancia de referencia de geófono a fuente son superpuestas con el plano (y, h) rotado 45° con respecto al plano (s, g). (1) registro de disparo común, (2) registro de receptor común, (3) registro de punto medio común, (4) sección de distancia de la fuente a el primer geófono común, (5) sección apilada. (tomada de Yilmaz, 1987)

FILTRADO

Inmediatamente después del ordenamiento por deconvolución efectué un filtrado de frecuencias, esto con el objetivo de eliminar frecuencias no deseadas y sabiendo que el intervalo de muestreo en la adquisición de datos fue de 4 ms, la mayor frecuencia que pudo haber sido restaurada fue de 125 Hertz, pero las características del objetivo indicaban que sus respuestas quedarían como frecuencias bajas y en este caso las altas frecuencias (definitivamente frecuencias a más de 50 Hertz) representaron ruido y por ello se eliminaron con filtrado.

Dentro de las formas del filtrado en frecuencia básicamente probé filtrado pasabaja y pasabanda, siendo estos últimos los más usados, para el diseño del filtro calculé espectros de amplitud de trazas para observar su comportamiento, y así diseñar el filtro. El filtrado en frecuencia implica la multiplicación del espectro de amplitud de la traza sísmica con el filtro operador, el filtro pasabanda es muy sencillo de diseñar pues no es más que una suma de fase cero de una colección de frecuencias que se extienden sobre un ancho de banda el cual es para ser preservado, de esta manera la forma en que se aplicó el filtro queda expuesto en el siguiente diagrama de diseño del filtro de fase cero en el dominio de la frecuencia: (Figura 15)



Figura 15 Secuencia de aplicación de filtrado de frecuencias a señales
(Tomado de Yilmaz, 1987)

Al hacer las pruebas obtuve diferentes valores para el filtro operador, también hice pruebas para los filtros pasabajas, específicamente filtros Butterworth, siendo que los pasabandas dieron mejores resultados. El ancho de Banda de la señal fue de 7 a 41 Hertz en promedio.

ANÁLISIS DE VELOCIDAD DE APILAMIENTO

De todos los pasos en la secuencia de proceso y de hecho el punto medular en la prospección sísmica es el análisis de velocidad, este es el paso fundamental de conocer contraste de velocidades en el prospecto a partir de ello crear la imagen sísmica, entonces la razón más importante de obtener una función de velocidad confiable es para obtener la mejor calidad de señal para apilar trazas. (Al Chalabi, 1979)

La variable más importante en la Prospección Sísmica es la velocidad, porque las distancias a los reflectores de la superficie son calculadas de los tiempos de viaje y las velocidades conocidas. Las ondas sísmicas se propagan con diferentes cambios de energía a través del medio rocoso y existen factores que afectan en la determinación de la velocidad, algunos de los que se mencionan a continuación son propios de la naturaleza de las rocas:

- Errores relacionados a la forma de la ondícula
- Relación Señal/Ruido
- Errores Relacionados a la propagación de la onda
- Variaciones estructurales y en la velocidad en el terreno
- Muestreo de la velocidad
- Ancho de banda de los datos

Para hacer el análisis de velocidad realicé espectros de velocidad (Semblanza), rastreo de velocidades NMO (ScanNMO) y Apilados de Velocidad Constante.

SEMBLANZA (ESPECTROS DE VELOCIDAD)

Una gráfica de velocidad de apilamiento VS tiempo es llamada un "espectro de velocidad" y es utilizada para determinar parámetros hiperbólicos, los cuales son calculados de las trazas ordenadas por Punto de Reflejo Común asumiendo que los tiempos de viaje de las reflexiones se comportan hiperbólicamente. La determinación de la velocidad es examinando varias trayectorias hiperbólicas para una coherencia de reflexión máxima. El espectro es generado incrementando los tiempos de viaje de la incidencia normal $T_{0,N}$ y conservándolo constante mientras se incrementa regularmente la velocidad de apilamiento a espacios regulares entre valores mínimos y máximos. Cada par de coordenadas ($T_{0,N}$, V de apilamiento) define una hipérbola, y los datos de coherencia son contenidos en una salida que en nuestro caso formaron curvas de isovelocidades (Claerbout, 1999) Figura (16) y de los cuales procede la medición en los puntos de máxima coherencia que representan los valores más altos en las curvas de isovelocidad. De tal manera que un espectro de velocidad solo consiste en una superficie tridimensional de coherencia como una función del tiempo de incidencia normal $T_{0,N}$ y las velocidades de apilamiento. Las mediciones de coherencia son fundamentales para la efectiva selección de velocidades de apilamiento. En el trabajo analicé 5 espectros de velocidad continuos a cada punto de tiro con intervalos de 50 tiros, para de esta manera examinar la información que pudiera ser recuperada.

APILADO CON VELOCIDAD CONSTANTE

Esta Técnica consiste en proveer una sola velocidad de corrección NMO a un N grupo de tiros, durante todo el tiempo de grabación para después apilarse inmediatamente, con esto se pudo ver cuales fueron las capas que se definieron a una sola velocidad, por ejemplo la primera velocidad fue la del agua, y subsecuentemente se fueron haciendo incrementos de velocidad para examinar las capas que se apilaban, para de esta manera construir un panel de velocidad constante.

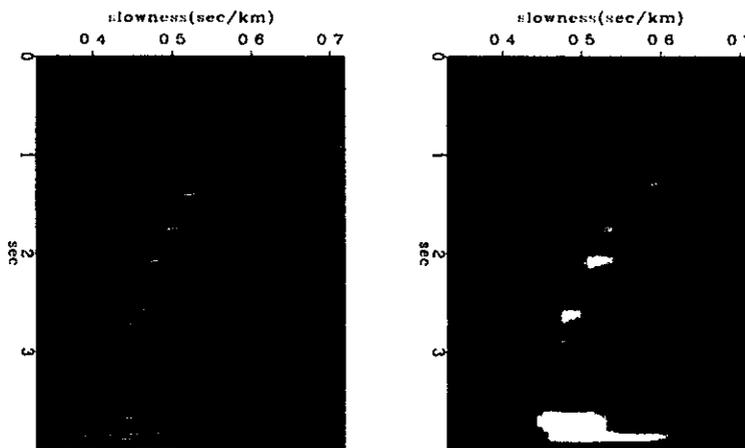


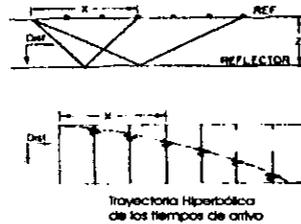
Figura 16 Semblanza de velocidades para señales sísmicas (tomado de Claerbout 1999)

CORRECCIÓN DINAMICA NMO ("Normal Move Out")

Las trazas ordenadas por Punto de Reflejo Común deben de ser corregidas por diferencias de tiempo de viaje causadas por la variación del patrón de rayos, para después apilarse. Esta corrección llamada NMO depende de la profundidad (tiempo de grabación) hacia el horizonte de reflexión y es, entonces clasificada como una corrección dinámica. NMO es definida como el

incremento en el tiempo de reflexión debido a un incremento en la distancia de la fuente a los receptores para una interface de reflexión en un medio homogéneo de velocidad constante Wood Y Treittel, (1975). Una simple expresión para un incremento de tiempo NMO puede ser obtenida de la figura 17

Figura 17



Gráfica que muestra la relación de tiempo de arribo contra la distancia de los receptores

$$\Delta T_{NMO} \approx T_x - T_0 = \frac{1}{V} \sqrt{4Z^2 + X^2} - T_0 \quad (5)$$

$$\Delta T_{NMO} \approx \frac{X^2}{4VZ}, \quad (6)$$

donde $T_0=2Z/V$ es el doble del tiempo de reflexión para la traza más cercana a la fuente (offset), T_x es el doble de tiempo para una traza con distancia x a él offset, V es la velocidad del medio, Z es la profundidad del horizonte de reflexión y x es la separación fuente-receptor (offset).

La corrección NMO involucra la resta de un incremento de tiempo ΔT_{NMO} de cada tiempo de grabación T_x , la cual se hace con una interpolación. Dos hechos contribuyen al éxito del apilado por Punto de Reflejo Común, las curvas de reflexión (T_x vs X) de las cuales se analizan por medio de la relación hiperbólica:

$$T_x^2 = (T_0 + \Delta T_{NMO})^2 = T_0^2 + \frac{X^2}{V^2} \quad (7)$$

Segundo, el propósito de la corrección NMO es alinear a la horizontal un evento previo a el apilado (Figura 18)

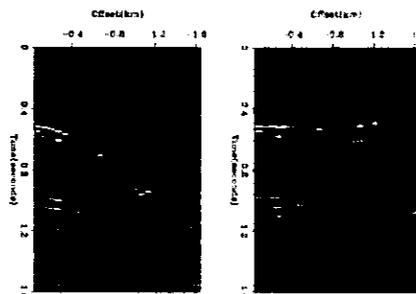


Figura 18 Efecto de la corrección "NMO", alineando horizontalmente los eventos de reflexión sísmica (Tomado de Claerbout, 1999)

Los eventos "Múltiples" viajan a una velocidad menor a las reflexiones primarias con los mismos tiempos de arribo, siendo que la velocidad incrementa con la profundidad, por lo cual los "Múltiples" tienen una mayor corrección NMO y desearía que se eliminaran en el proceso de Apilado.

Las características hiperbólicas de la curva tiempo - distancia de reflexión provee un significado para establecer la relación tiempo - velocidad respecto a Puntos de Reflejo Común a lo largo de trayectorias hiperbólicas, Este examen establece una función para usarse en el cálculo de la corrección NMO.

Los tiempos de reflexión para un reflector horizontal debajo de una secuencia de N capas horizontales con intervalos de velocidad constante son descritas por una serie infinita de potencias de la forma:

$$T_{X,N}^2 = C_1 + C_2 X^2 + C_3 X^3 + \dots \dots \dots (8)$$

$$T_{X,N}^2 = T_{0,N}^2 + \frac{X^2}{V_{rms}^2} \cdot \dots \dots \dots (9)$$

Una aproximación hiperbólica para el caso de un estrato resulta de los 2 primeros términos de la serie

$$T_{0,N} = \sum_{k=1}^N \frac{2Z_k}{V_k} \cdot \dots \dots \dots (10)$$

$$V_{rms} = \left(\frac{1}{T_{0,N}} \sum_{k=1}^N V_k^2 t_k \right)^{1/2} \cdot \dots \dots \dots (11)$$

Donde x es la distancia al offset, N es el número de capas sobreyacentes a él horizonte de reflexión, Z_k es el espesor de la K-ésima capa, V_k es la velocidad interna de la K-ésima capa, t_k es el tiempo doble de viaje de la K-ésima capa, $T_{0,N}$ es el tiempo de viaje doble del fondo de la N-ésima capa para la traza de incidencia normal.

Es importante mencionar que las velocidades de apilamiento es un promedio matemático que no tiene significado físico, solo es un parámetro. Para conocer las velocidades de intervalo que son aproximadas a la realidad se utiliza la ecuación de Dix, (1955)

$$V_N = \left(\frac{V_N^2 T_{0,N} - V_{N-1}^2 T_{0,N-1}}{T_{0,N} - T_{0,N-1}} \right)^{1/2} \cdot \dots \dots \dots (12)$$

Donde V_N es la velocidad apilamiento a él fondo de la N-ésima capa, y V_{N-1} es la velocidad apilamiento al techo de la N-ésima capa, esta ecuación permite calcular las velocidades de intervalo en la sección sísmica.

De esta manera hice rastreos de las velocidades NMO en diferentes secciones de las líneas 017 y 117. Obteniendo así una aproximación de las velocidades de apilamiento del prospecto.

APILADO

El apilado consiste en la simple suma de trazas contenidas en un tiro ordenado por el Punto de Reflejo Común para producir una sola traza compuesta. Este técnica permite que las señales que están a la misma fase se sumen obteniendo una mejor resolución y la señal que esta fuera de fase es simplemente disminuida Wood y Tritel, (1975). La relación señal ruido se incrementa

con un factor aproximado de $(N)^{1/2}$ donde N es el número de "cubrimientos" de un registro ordenado por Punto de Reflejo Común. Al hacer esta operación se obtiene la sección "Apilada".

MIGRACIÓN

Como bien es conocido, pero también ignorado, el hecho es que los eventos que aparecen sobre una sección sísmica, raramente corresponden a su posición verdadera en el espacio, la correspondencia es posible únicamente si el horizonte de reflexión es verdadero en un plano de superficie horizontal. Bajo otras condiciones la sección debe ser corregida para posicionarse propiamente en el espacio.

Ese el objetivo fundamental del proceso de migración: Ubicar a los reflectores en su posición verdadera y colapsar difracciones, de acuerdo a esto obtendremos imágenes con escala de tiempo y/o profundidades, al hacer esto entonces partir hacia una interpretación geológica de nuestro prospecto. Existen varios métodos de migración los cuales al tener diferentes características para algún tipo de problema estructural atacan a estos de manera más resolutive unos de otros. A continuación se presenta la tabla 2 que presenta los métodos de migración recomendados para varios tipos de comportamiento de las velocidades terrestres (Hood 1981, Yilmaz 1987)

VARIACIÓN DE VELOCIDAD	MÉTODO RECOMENDADO
Constante	F-K (Stolt, Gazdag)
Estratificación Profunda	Método de corrimiento de fase (Migración de Gazdag) Migración de Kirchhoff en tiempo
Variación en la profundidad y cambios laterales lentos además de Echado suave y echados abruptos	Realizado del Apilado seguido por: Migración en Profundidad ó Migración de Kirchhoff antes de apilar
Rápida variación de la velocidad lateral (cambios significantes dentro de una longitud extensa)	Migración en Profundidad antes de Apilar en grupos de tiros ó geófonos usando Migración de Kirchhoff.

TABLA 2

De acuerdo a este criterio, la opción fue utilizar un método de migración en Frecuencia-Número de Onda, el caso de Migración de Stolt (1978) particularmente, este método de migración es rápido y noble, los datos se transforman a espacio de frecuencia (f) – número de onda (k). El método migra por convolución, los datos son "extendidos" para aproximar una velocidad constante, luego transformados dentro del dominio $f - k$, migrado y transformado de vuelta a un gráfico tiempo – distancia. Esto consiste en el siguiente diagrama Figura 19.

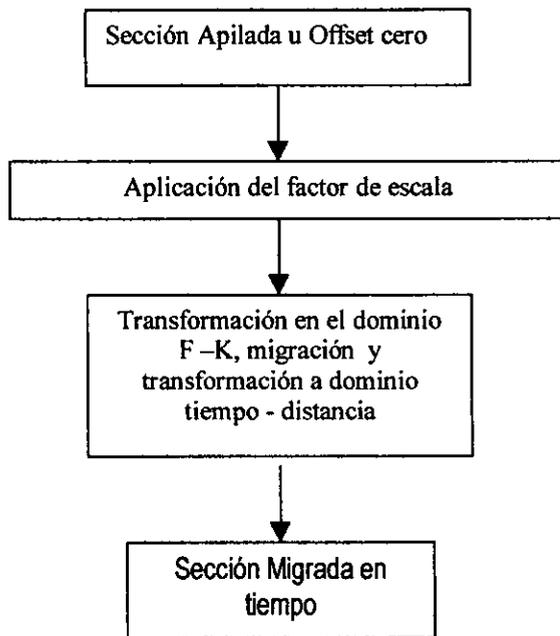


Figura 19 Diagrama de proceso de la migración de Stolt

El método de Stolt es exacto para un medio de velocidad constante y puede ser extendido a un medio con variable verticalmente, el método es noble, y rápido en los tiempos de procesado lo cual permite hacer un sinnúmero de pruebas.

PROCESOS ESPECIALES TRANSFORMADA DE RADON

Este proceso se le ha denominado especial dentro de esta secuencia de proceso, pues no está dentro de un estándar en una secuencia de procesado sísmico. Aplicar la Transformada de Radon (Apéndice B) ha sido con él propósito de atenuar múltiples (Foster y Mosher, 1992), siendo específico, el múltiple generado por la superficie del piso oceánico. Esta transformación la apliqué pues la Deconvolución Predictiva no fue suficiente para eliminarlo. Con esta transformada lo que se hace es una reparametrización de los eventos sísmicos que no son deseados (Foster y Mosher, 1992, Cruz Mercado M.A. y Mendoza Amuchástegui J. A., 1998) la energía no deseada será selectivamente transformada, reproducida o en mejores términos una transformación inversa para después sustraerse de los datos originales. La consideración básica de este método es que la trayectoria hiperbólica es diferente a la de los primarios, cuando los eventos múltiples y primarios se separan en el dominio de la transformada, los múltiples pueden ser distinguidos de los primarios. El algoritmo para remover múltiples primero requiere un valor estimado en donde la energía del múltiple es ubicada en el dominio de la transformada. Este operador de convolución se encuentra del resultado de una inversión matricial por el método de Levinson. La estimación del múltiple es hecha por la transformación inversa, para una vez teniendo esa estimación restarse a los datos originales y obtener registros sin eventos múltiples. Se debe mencionar aquí que este método en recursos de computo equivale a una migración antes de apilar es decir es muy caro, además de que se necesita tener un cuidadoso control de los parámetros es decir se debe de conocer con un buen rango de exactitud los tiempos a los cuales el ruido coherente aparece.

BORRADO

Este proceso es llamado así pues solo consiste en remplazar los valores previos a la primera reflexión con valores nulos, con esto se eliminan efectos causados por la migración, parte del objeto de este proceso puede ser ahorrar tiempo en el procesado cuando se hace de manera preliminar a otros procesos por ejemplo filtrado, apilado ó migración, ahorrando tiempo en el proceso.

CAPÍTULO IV

RESULTADOS

En este capítulo comento los resultados obtenidos de acuerdo con la secuencia de proceso empleada a dos líneas sísmicas, los resultados de los análisis se muestran en la siguiente tabla 3

Divergencia esférica	Vrms:1500, 1500, 2600, 4000, 6000
Deconvolución Predictiva:	Ventana de predicción: 25 ms, Longitud del operador: 173 ms
Ordenamiento de registros	Punto de reflejo común
Filtrado	Pasabandas: 4- 40 Hz
Análisis de Velocidad	Semblanza, Rastreo de velocidades NMO, apilado con velocidad cte.
Corrección NMO	
Transformada de Radon	Solo en el perfil 017 en la zona de montañas
Apilado	2400%
Migración	Método de Stolt con velocidad constante.

Tabla 3

El primer punto a revisar es el resultado de la deconvolución. Con este proceso se mejoró la resolución de la traza sísmica, además de que se atenuaron algunos eventos múltiples. Para llevar a cabo la deconvolución hice diferentes autocorrelogramas de varias trazas sísmicas a través de la sección de datos, y varias pruebas de deconvolución en algunas secciones del total de datos para obtener los parámetros de la ventana de deconvolución a través de la línea.

Filtrado: Hice diferentes pruebas de filtrado. Las principales fueron aplicar filtros pasabanda a través de la sección sísmica. De la obtención de datos se documentó que el sistema de grabación ya contaba un filtrado previo que fue de los 4 a 65 Hz, pues en ese rango se encuentra la información de interés. Los filtros finales quedaron en un rango entre 4 y 40 Hz, la prueba de filtrado la hice interactuando con el análisis de velocidad para observar mejor los reflectores que pudieran aparecer, pues tanto en la exploración de velocidades de apilamiento, y sobre todo con el apilado de velocidad constante pude ver diferencias en los eventos primarios, que después definirían los reflectores.

El siguiente punto a tratar fue el análisis de velocidad, este fue el punto más crítico del procesado, pues a pesar de las limitaciones de aparición de los reflectores logre obtener las velocidades apilamiento para poder hacer la corrección NMO y después apilar las trazas, el primer intento por conocer las diferencias de velocidades fue el llevar a cabo espectros de velocidad, (semblanza) para 5 registros de disparo continuos cada 50 disparos para tener una mejor idea de la variación lateral de la velocidad, después hice una exploración de velocidades NMO, con una rutina llamada "SCAN NMO" (Figura 20), también hice apilados con velocidad constante, esto en toda la sección comenzando con la velocidad del agua, e incrementando este valor. Teniendo estos 3 grupos de información con respecto a la velocidad combinados fueron de gran utilidad para determinar las velocidades de apilamiento.

Después de hacer esto hice un proceso alterno para tratar de eliminar múltiples (específicamente para el perfil 017 en la zona de montaña) el cual consistió en aplicar la transformada de Radon, para aplicar esta transformada es necesario tener un buen control de parámetros como lo son el tiempo donde inicia el múltiple y como se comporta este en el registro de tiempo, por lo cual al no tener reflectores bien definidos hice un promedio de los tiempos en los cuales apareció el múltiple, recalco que en la zona del monte marino en la línea 017 es donde el múltiple apareció con más energía y donde la apliqué.

Secciones apiladas

A partir del apilado hay dos variantes para la línea 017: la sección procesada con un proceso estándar y la sección con la secuencia de procesamiento estándar más la transformada de Radon. Con la sección apilada identifiqué reflectores y múltiples para después hacer una estimación de los posibles reflectores que aparecieron a las diferentes velocidades de migración, en la línea 117 solo fue necesario la secuencia estándar (Figuras 21, 22 y 25)

Secciones Migradas

Con las secciones apiladas tanto en secuencia normal (línea 117) como con la sección con la Transformada de Radon (línea 017) aplique migraciones de Stolt, la cual es migración con velocidad constante, las velocidades que se aplicaron fueron desde velocidad del agua 1500 m/s hasta la velocidad reportado como el MOHO por Orcutt y Spudich, (1980) 6300 m/s, con esto se determinaron las velocidades óptimas para poner los reflectores en su posición correcta.

En la sección 017 (Figura 23) con la migración de Stolt y con la transformada de Radon es posible ver en los puntos correspondientes a las trazas 100 a 700 reconocer fácilmente los reflectores correspondientes a las lavas almohadilladas y los diques basálticos a un tiempo de 5.3 segundos en promedio, de igual manera en las trazas 1400 a 1550 se pueden ver estos reflectores, entre las trazas 200 y 900 es posible ver reflectores a un tiempo de 6.2 segundos en promedio y estos los interpreté como la cima de la zona enfriada compuesta de un cuerpo de gabros, de igual manera aparecen estos reflectores entre las trazas 1400 a 1500. A la profundidad de 7.1 segundos aparecen débilmente reflectores entre las trazas 550 y 1500 de manera interrumpida que interpreté como los reflectores del MOHO.

En la sección 117 (Figura 26) también es posible reconocer reflectores, entre 4 y 5 segundos ver la topografía del suelo oceánico el cual incluye zona de montañas marinas entre las trazas 580 a 2200, y dentro de este tiempo interpreté el reflector correspondiente a lavas almohadilladas y a los reflectores correspondientes a los diques basálticos (Capa 2) presentes a 5.35 segundos de profundidad entre las trazas 1 a 600, 800 a 870, 1200 a 1400, 1580 a 1900 y 2200 a 3500, para inmediatamente abajo encontrar la cima de la Capa 3 (Cuerpos gabroicos) aproximadamente entre los 6.0 y 6.3 segundos interpreté los reflectores correspondientes a la cima de la zona enfriada de cuerpos gabroicos, esto de manera interrumpida pues no se presenta de manera continua, los puntos donde se encuentran son entre las trazas 20 a 350, 750 a 1000, 1400 a 1650, 2200 a 2700 y de 3000 a 3400. De manera muy débil se presentan también reflectores a 7 segundos en promedio los cuales interpreté como los reflectores de la discontinuidad de Mohorovicic, que se presentan de manera débil e intermitentemente desde la traza 200 hasta 3550 y es en la zona de la planicie marina (trazas 2400 hasta 3500) donde se presenta mas regular y continuo. Cabe mencionar que conforme a bases petrofísicas se sabe que la velocidad de la onda P para rocas ígneas producidas por la misma función puede ser tan grande como 1.5 – 7.5 km/s. (Planke, 1999).

INTERPRETACIÓN E INTEGRACIÓN DE DATOS SÍSMICOS

De acuerdo a lo observado en las secciones sísmicas se puede decir que el primer arribo corresponde a la capa 2 con una duración de 0.2 s, esta es a veces subdividida dentro de las capas 2 A, 2B, y 2C. Esto es generalmente interpretado como un conjunto de flujos de lava en grado descendiente dentro de un complejo de diques laminados. La profundidad que pueden alcanzar estos cuerpos es en promedio de 400 metros en las planicies y hasta 3 kilómetros en las zonas de montañas, como puede ser nuestro caso (Detrick y White, 1993).

En las líneas 017 y 117 (Figuras 24 y 27) interpreté la zona de montañas constituidas por basaltos, siendo esa la razón por la cual las reflexiones no aportan información debido a la gran impedancia entre reflectores y el espesor del agua, debido a esto la energía de penetración fue limitada. La altura del monte marino presente en la línea 017 es de 1350 metros aproximadamente, y de los montes marinos en la línea 117 es de menos de 750 metros, entre las trazas 600 y 960 queda expresada morfología de la zona de Fractura de Clarión. La capa la cual corresponde a la capa sísmica 2 A, ha sido interpretada como flujos de lava que sobreyacen en dique. A los 0.3 segundos después de este reflector interpreté la capa sísmica número 3 la cual es la porción inferior definida sísmicamente en la corteza oceánica (Cuerpo de Gabros). Esta capa tiene alrededor de 5 km de espesor y esta asociada con velocidades de onda compresional de 6.5 a 7 km/s. La capa 3 es interpretada como rocas plutónicas como gabro, cúmulos de gabro, y cúmulo de ultramáficos. Entre la traza 1050 a 1100 interpreté una falla, casi 1 s debajo de esta entre las trazas 1050 a 1120 interpreté rasgos de una burbuja de material ascendente de fusión que no llegó a la superficie del suelo oceánico.

En promedio de los 7 ó 1.6 segundos debajo de la capa 2 una reflexión poco continua aparece y que interpreté como el MOHO el cual tiene una aparición poco constante, pero aún así concuerda con otros autores en el tiempo de aparición, Eittrheim y Gnidenko (1994), Enriquez y Chen, (1995), Spudich y Orcut, (1980), Detrick, Lowrie 1986, Uri y Brocher (1988) y Bonatti (1978).

DATOS GRAVIMÉTRICOS

Los datos gravimétricos obtenidos fueron graficados en su modalidad de anomalía de aire libre (FAA) por ser datos marinos y se compararon con la topografía marina registrada en el experimento sísmico siguiendo el primer reflector (Figuras 28 y 29). Para calcular la profundidad de la fuente de la señal gravimétrica se hizo la transformada de Fourier con intervalos de espaciamiento correspondientes a 500 m, para después aplicar análisis espectral, un filtrado de promedios móviles para atenuar ruido de alta frecuencia y en función de esto graficarlo para calcular la profundidad de la fuente de la señal gravimétrica (Figura 30). El cálculo de la profundidad es a partir de: (d'Arnaud, 1989)

$$\langle EE \rangle \approx ce^{-2wh} \approx ce^{-4\pi hf} \dots (13)$$

Los datos que primero procesé fueron los de la línea 017 en donde se trabajaron 86 kilómetros de mediciones que es lo que corresponde a la línea 017 aproximadamente, y al obtener la profundidad a partir de la gráfica de Espectro de Potencia dio como resultado 5.66 km (Figura 29).

En la línea 117 calculé la profundidad de manera similar dando una profundidad de 10.58 para 175 km que tiene de longitud la línea y 11.2 km para los últimos 100 km que es zona de planicies. Estas profundidades incluyen el tirante de agua, por lo que calculé

un promedio de las dos últimas resultando 6.8 km el espesor de corteza oceánica. Por supuesto considerando un rango de error propio de datos gravimétricos donde se sabe que:

La FAA es descompuesta dentro de contribuciones de los siguientes componentes:

1. Interfaces agua/corteza
2. Interfaces corteza/manto asumiendo un espesor de la corteza constante y de igual manera su densidad.
3. Variaciones en 3D de la temperatura del manto.
4. Variaciones del espesor de la corteza con el supuesto constante de 6 Km
5. Variaciones de densidad en la corteza y el manto.

Con los datos de gravimetría correlaciono la interpretación sísmica del espesor de la corteza en la zona de fractura de Clarión, por lo que el espesor de la corteza en esta área se considera constante y acorde al modelo general de corteza, observo que ante la diferencia de edades (5.5 M a) no es notorio un cambio en el espesor de la corteza, ni entre las capas 2 y 3 hacia ambos lados de la zona de Fractura, Si bien el MOHO se considera casi "recto", y aunque hay una falta de evidencia en la zona de montañas marinas, no se observa un cambio drástico en su profundidad. En las zonas adyacentes a la zona de fractura observo evidencia de volcanismo, que muestra que existió debilidad en la corteza por lo que pudieron fluir hacia la superficie material de fusión.

Con respecto a la batimetría, obtenida a partir del cálculo de tiempo doble de viaje del primer reflector y usando velocidad de agua para conocer su valor, calculé profundidad del tirante de agua en la línea 017 que representa el lineamiento magnético 5E con una edad promedio de 18.781 M a (Cande y Kent, 1995) con una profundidad del piso oceánico de 3840 metros aproximadamente en la zona de planicies y la línea 117 que representa la línea norte correspondiente al lineamiento magnético 6C con una edad promedio de 23.353 M a (Cande y Kent, 1995) una profundidad del piso oceánico de 4013 metros. De tal modo que se tiene una diferencia de 173 metros en promedio, en la zona de fractura de Clarión. El modelo propuesto se presenta en la **Figura 31**

Al comparar la formula teórica para la línea 017 o sea la parte sur del transecto y que representa la parte más joven contra la línea 117 que es la parte norte del transecto se obtiene:

De acuerdo a la relación:

Siendo que t es la edad en millones de años y d la profundidad del piso oceánico resulta:

$$d = 2500 + 350\sqrt{t}.$$

$$d_2 - d_1 = 350(\sqrt{t_2} - \sqrt{t_1}).$$

$$d_2 - d_1 = 4013 - 3840 = 173 \text{ m}$$

Siendo la diferencia teórica 175 m contra 173 metros estimado en los datos sísmicos, lo cual se concuerda en que la línea 117 o sea la zona de planicies en el norte del transecto representa el bloque bajo de la falla, mientras que la parte sur del transecto, línea 017 siendo la parte más joven representa el bloque alto de la falla, y la zona montañosa es la expresión morfológica de la zona de fractura de Clarión, la cual abarca la zona de montañas en parte de las líneas 017 y 117.

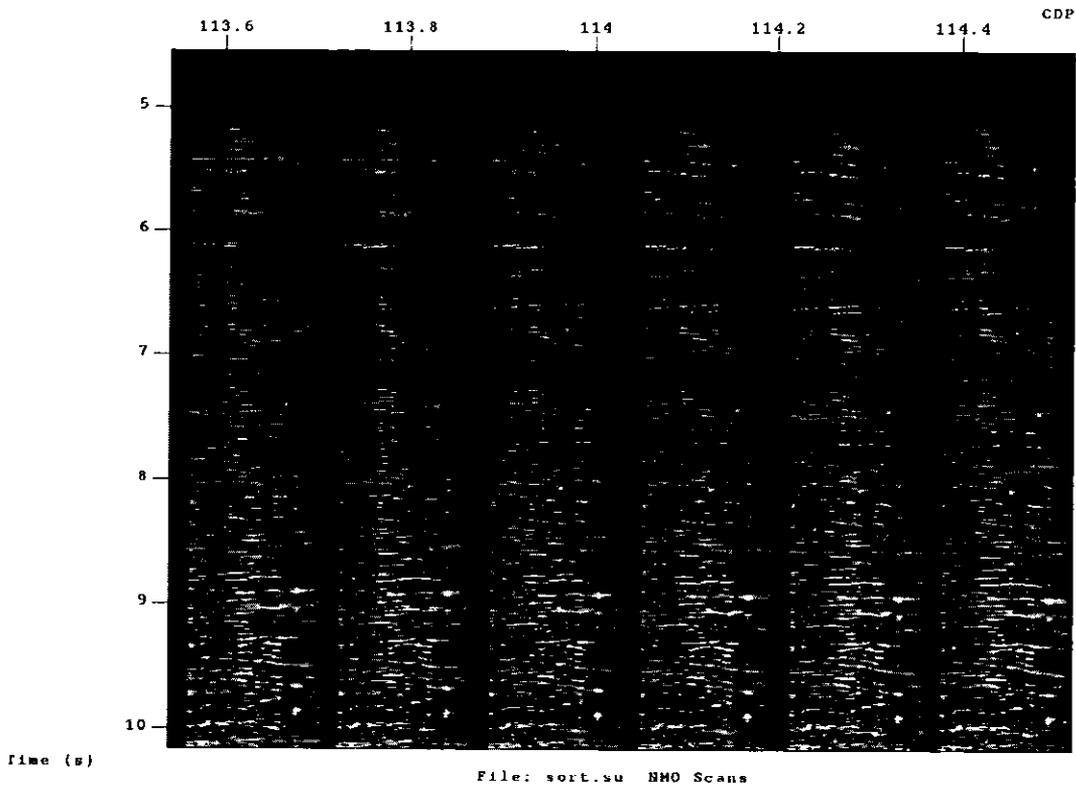
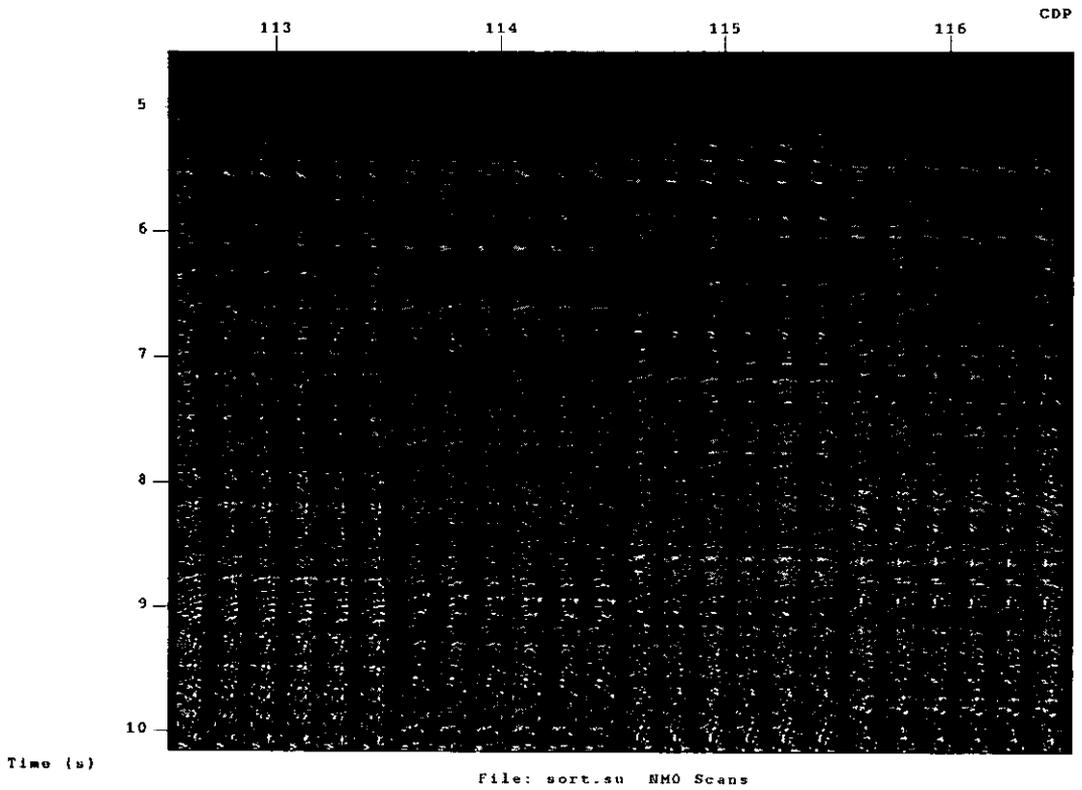


Figura 20
Despliegue de resultados de la rutina SCAN NMO
donde se presenta paneles de velocidades de apilamiento

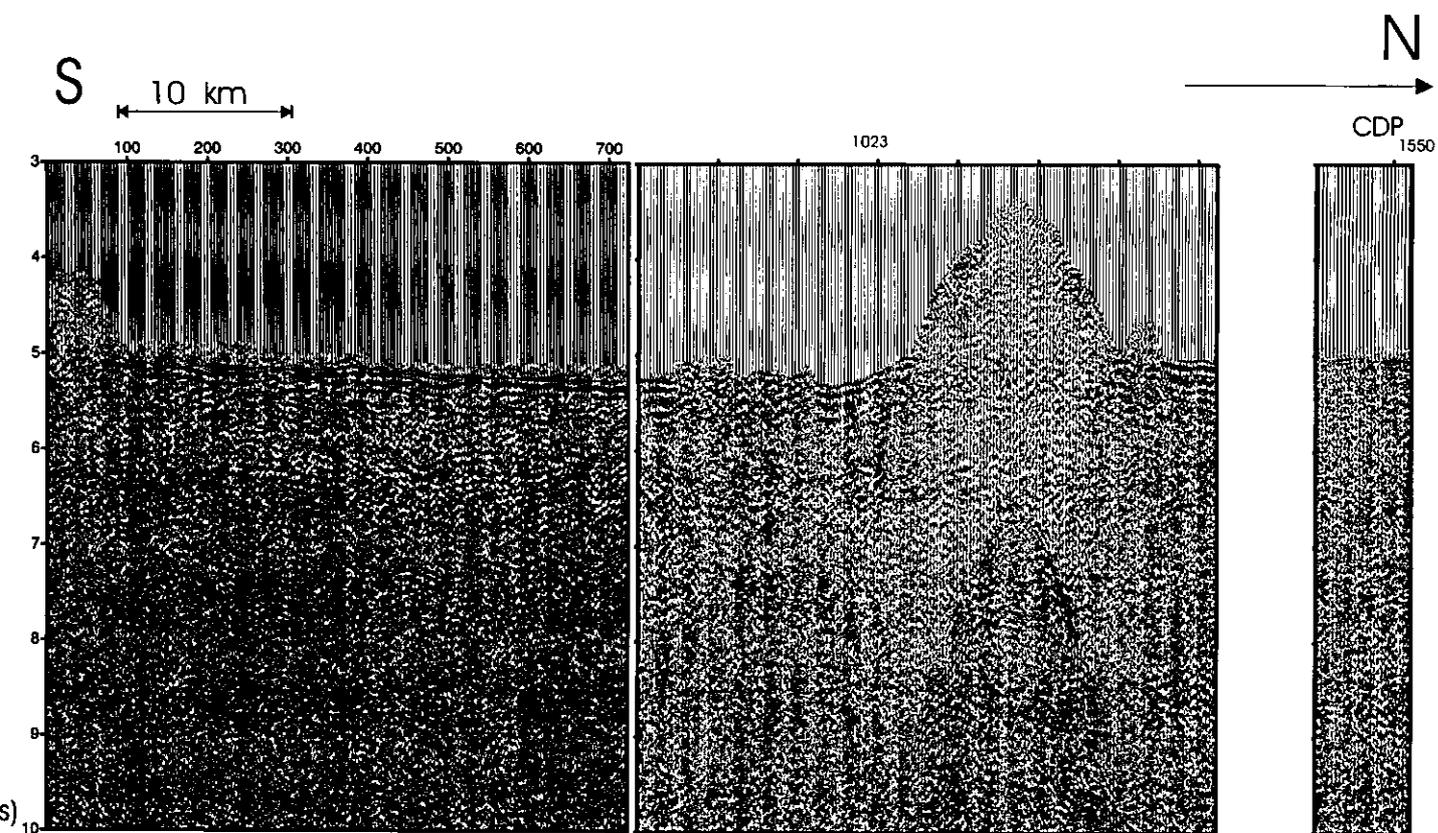


Figura 21
Linea 017 Apilada con secuencia estandar

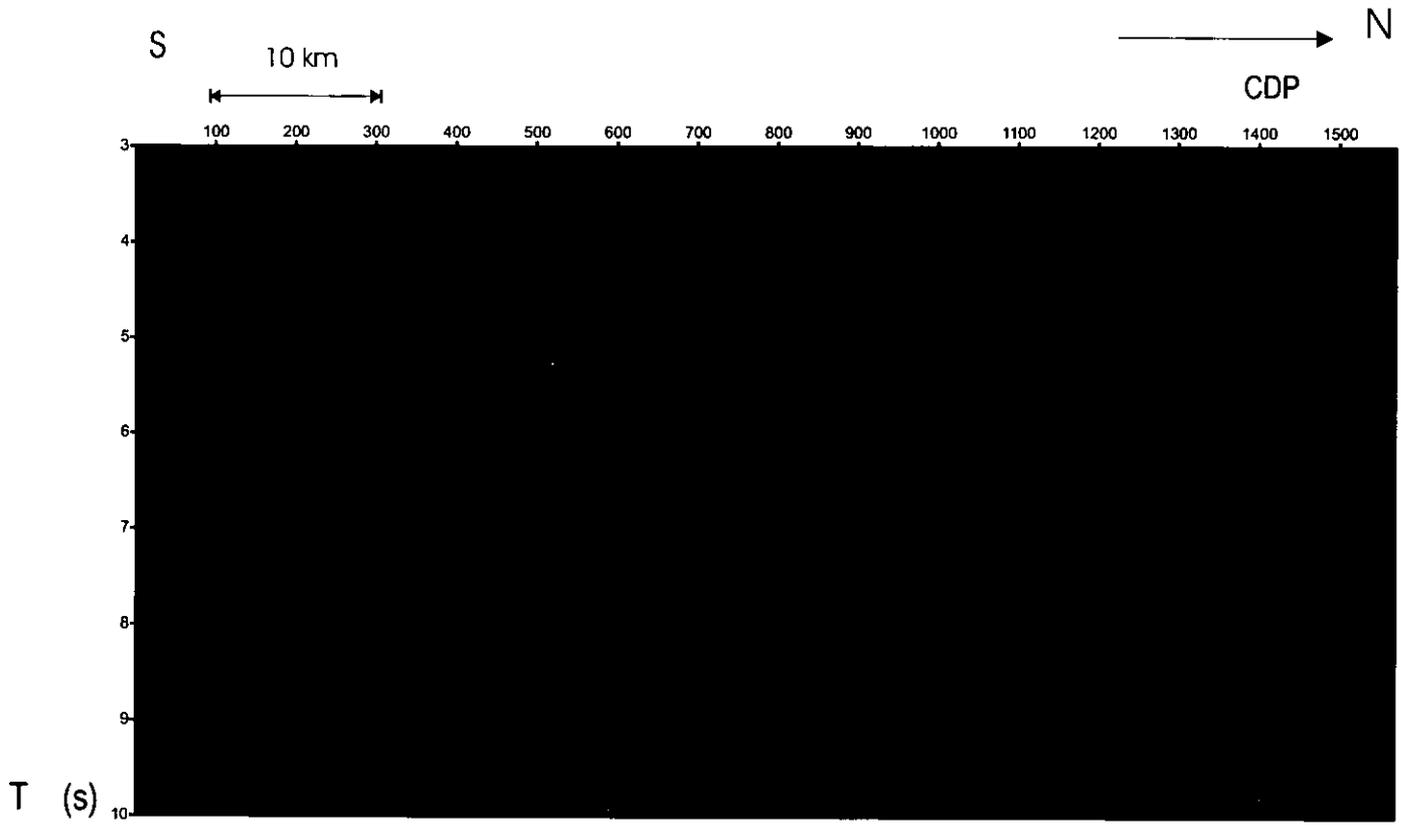


Figura 22
Línea 017 Apilada y procesada con Transformada de Radon

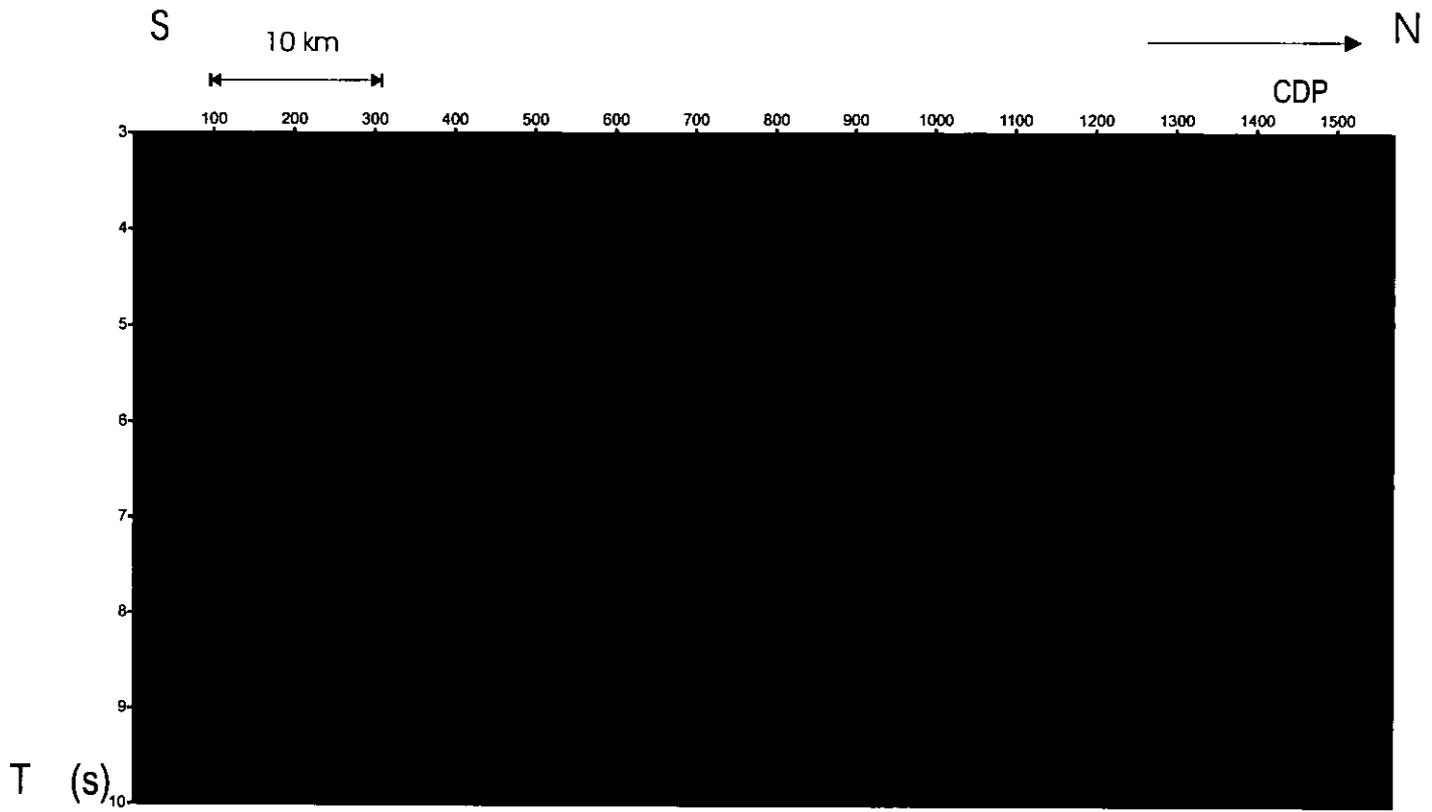


Figura 23
Línea 017 Migrada y procesada con Transformada de Radon

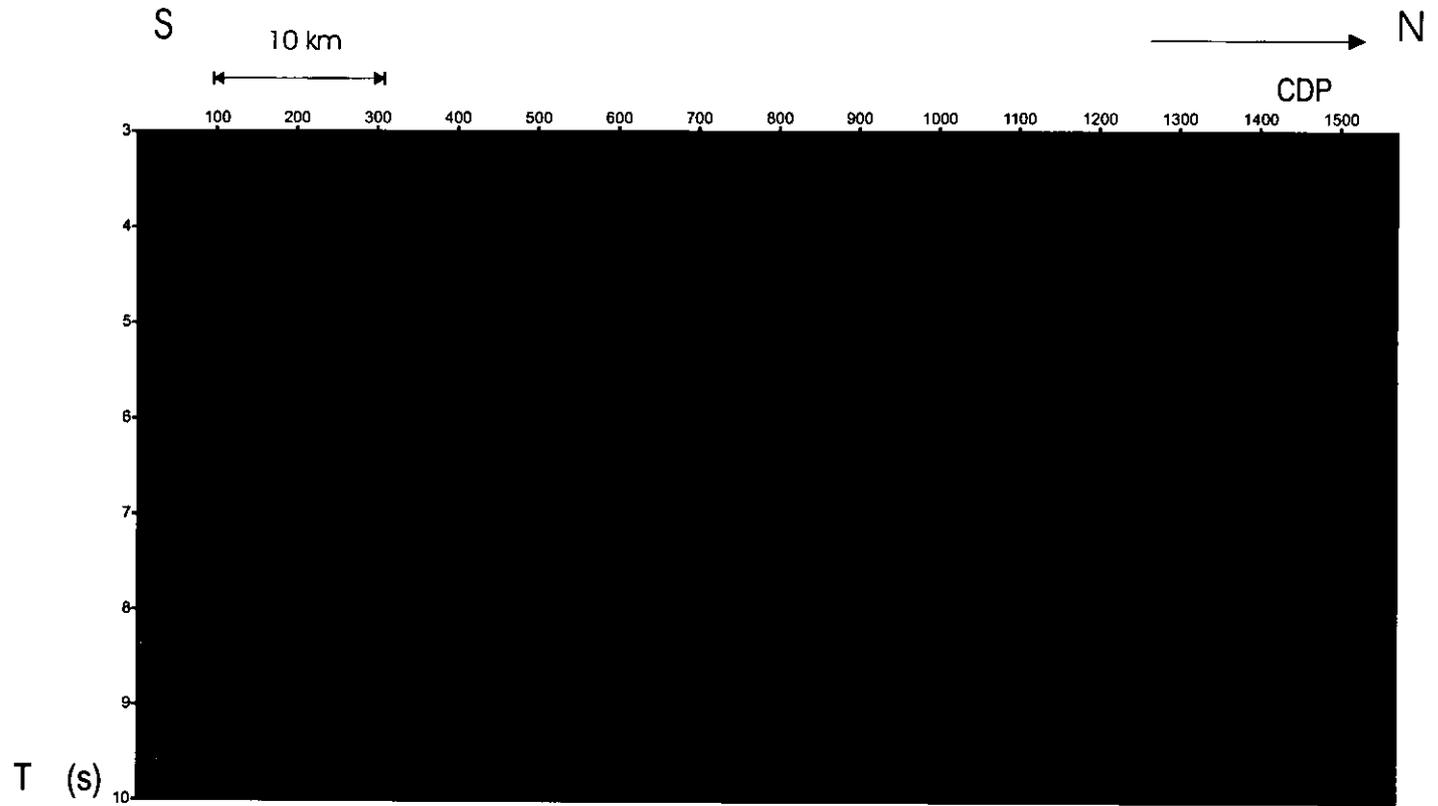
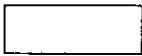
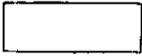
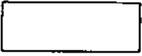


Figura 24 Línea 017 Migrada e Interpretada

-  Lavas almohadilladas y Diques intrusivos (Capa 2)
-  Cima del cuerpo de Gabros (Capa 3)
-  Cima de la zona enfriada de cuerpos Gabroicos
-  ¿MOHO?

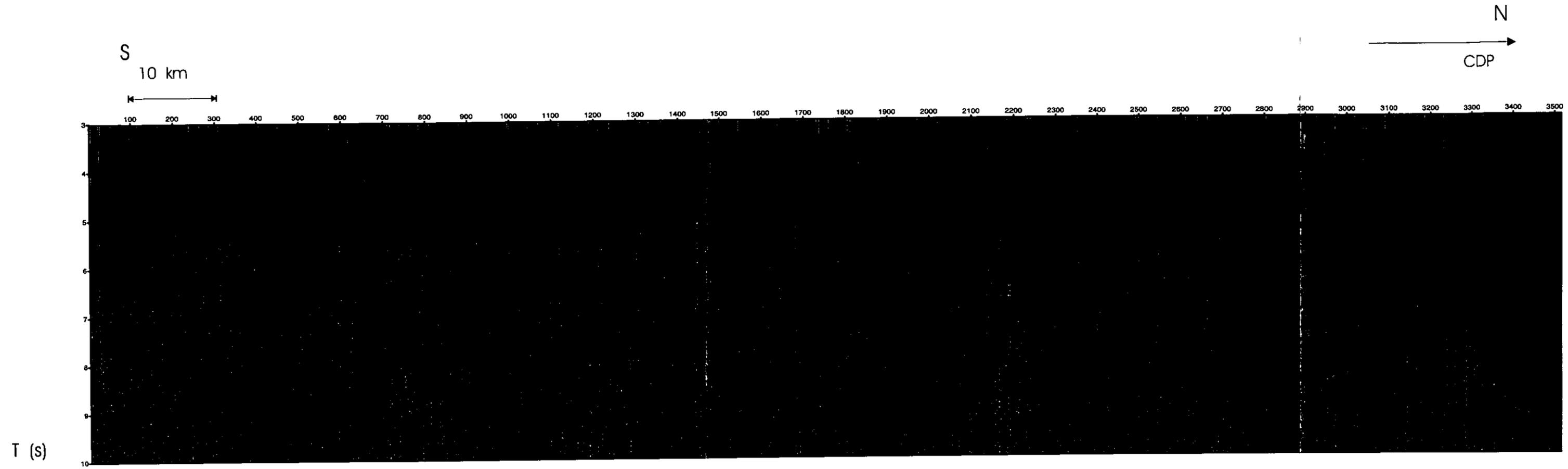


Figura 25 Línea 117 Apilada con secuencia estándar

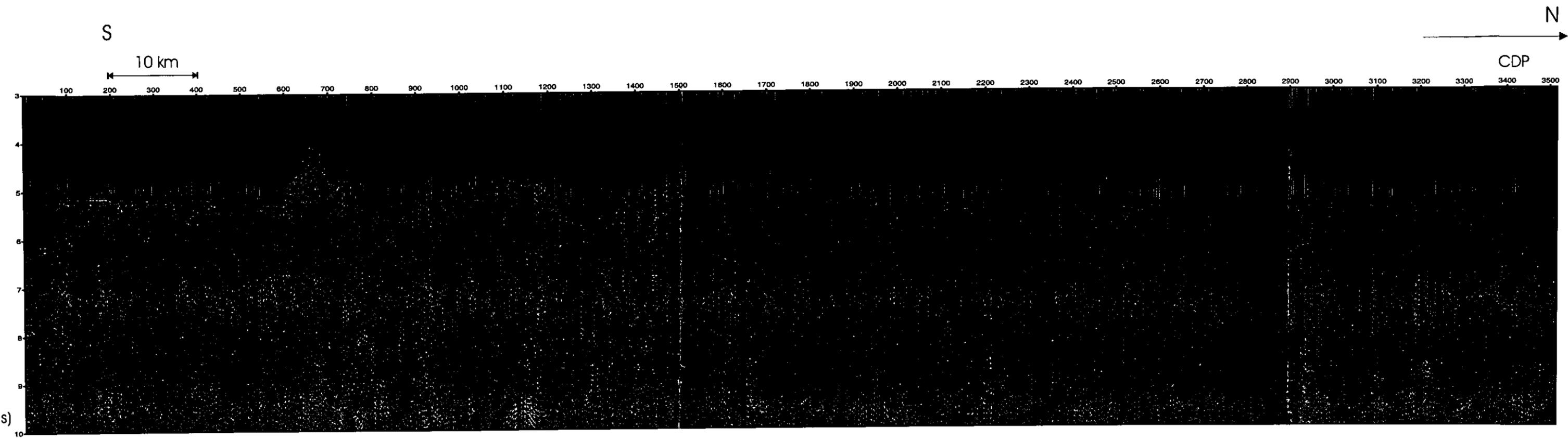


Figura 26 Línea 117 Migrada

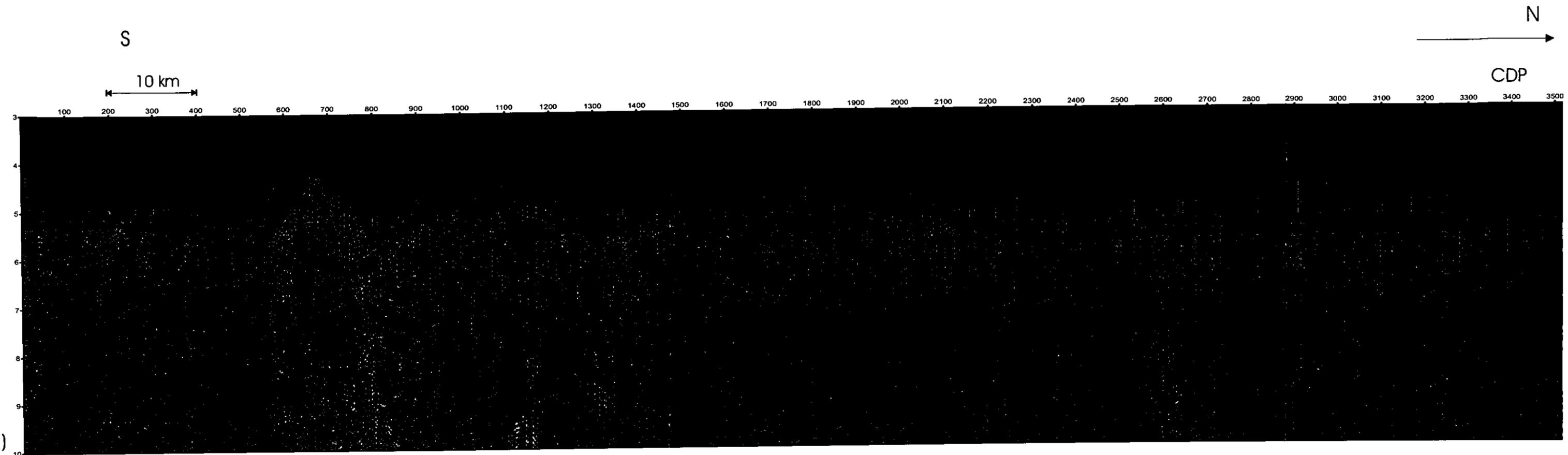
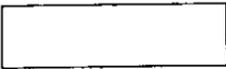
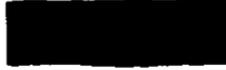


Figura 27 **Línea 117** **Migrada e Interpretada**

-  Lavas almohadilladas y Diques intrusivos (Capa 2)
-  Cima del cuerpo de Gabros (Capa 3)
-  Cima de la zona enfriada de cuerpos Gabroicos
-  ¿MOHO?
-  Fallamiento
-  ¿Rastro de burbuja de material de fusión ascendente?

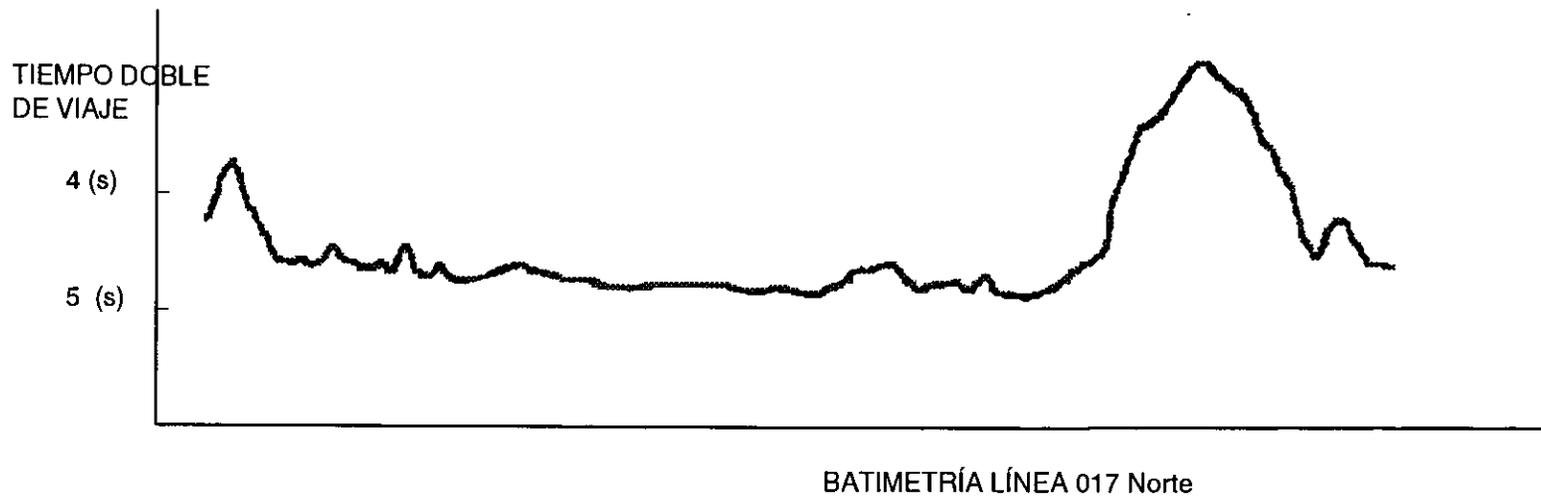
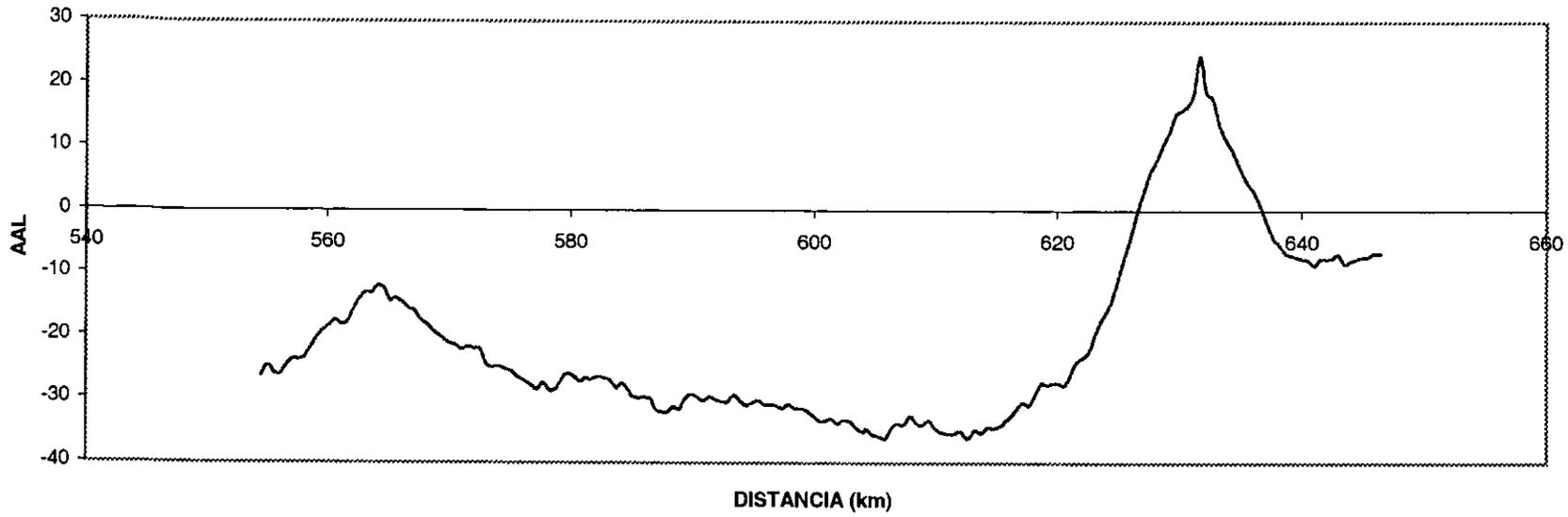


FIGURA 28 RESPUESTA GRAVIMÉTRICA LINEA 017 Anomalía de aire libre

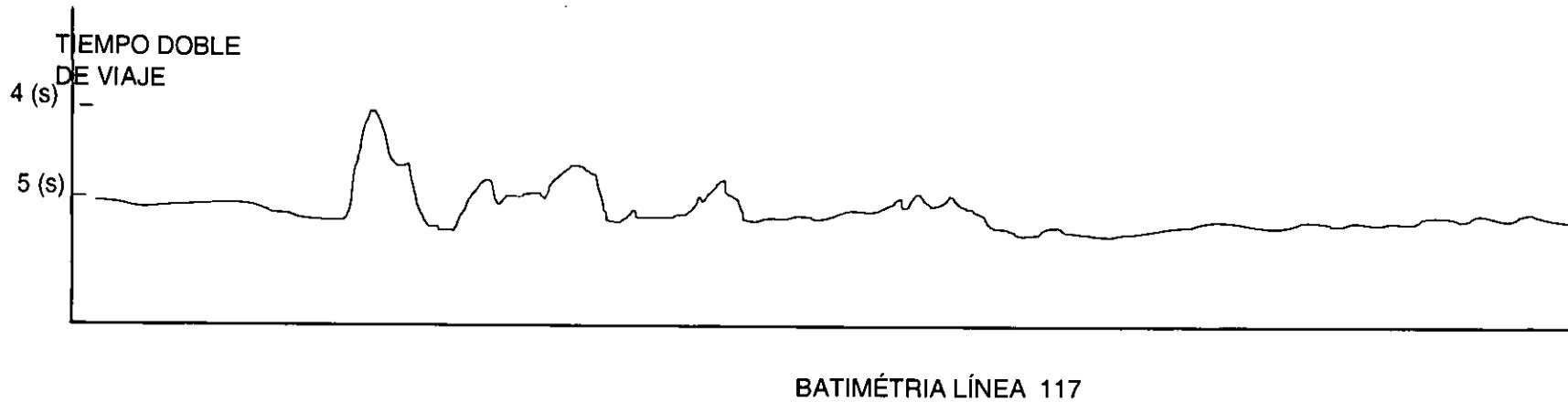
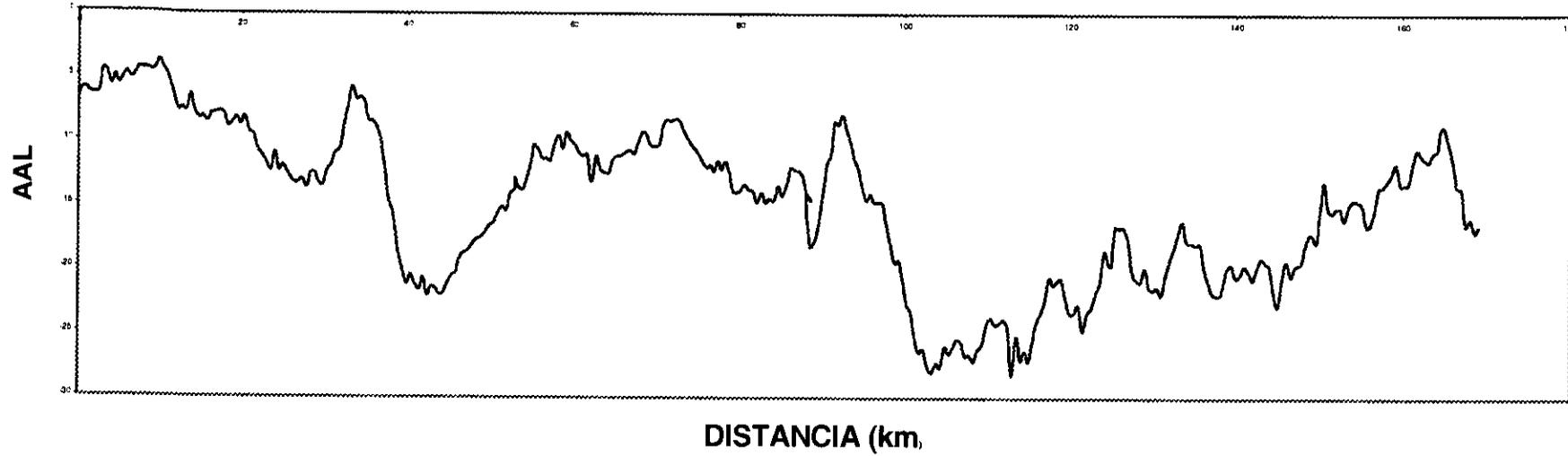
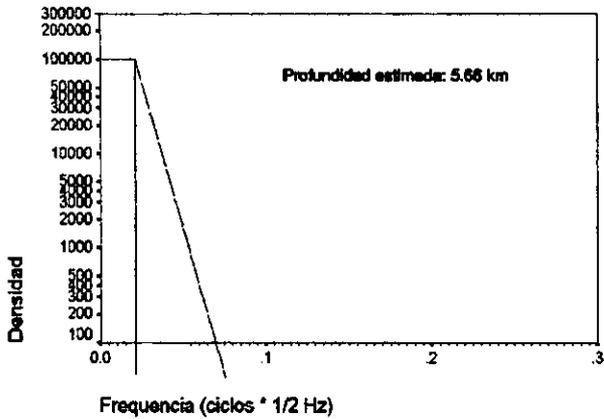
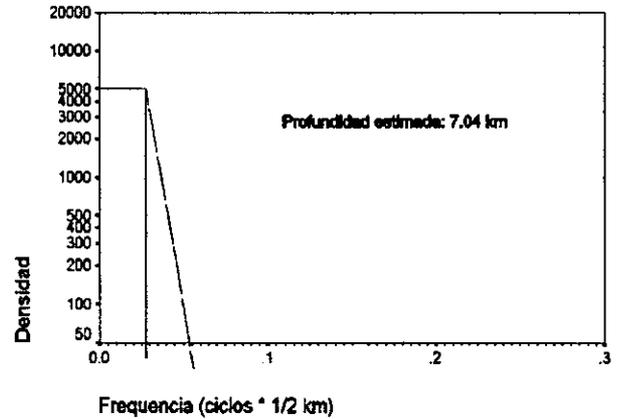


FIGURA 29 RESPUESTA GRAVIMÉTRICA LINEA 117 Anomalía de aire libre

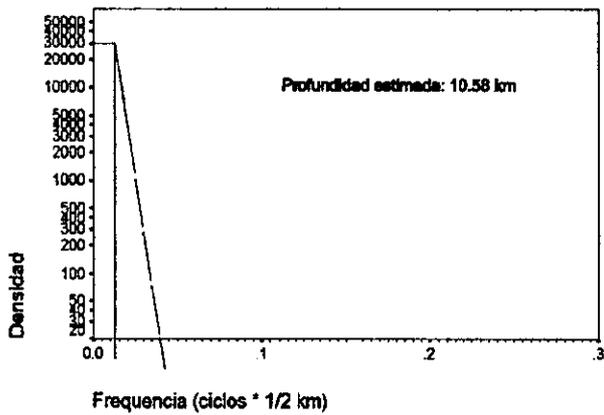
Espectro de potencia Línea 017 550-650 km



Espectro de Potencia Línea 117 0-100 km



Espectro de Potencia Línea 117 0 - 175 km



Espectro de Potencia Línea 117 75-175 km

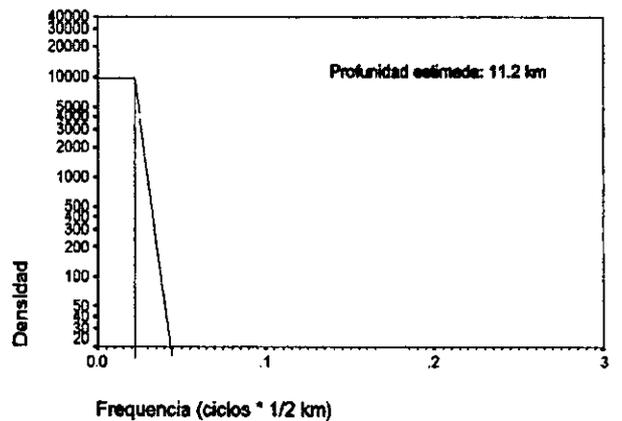


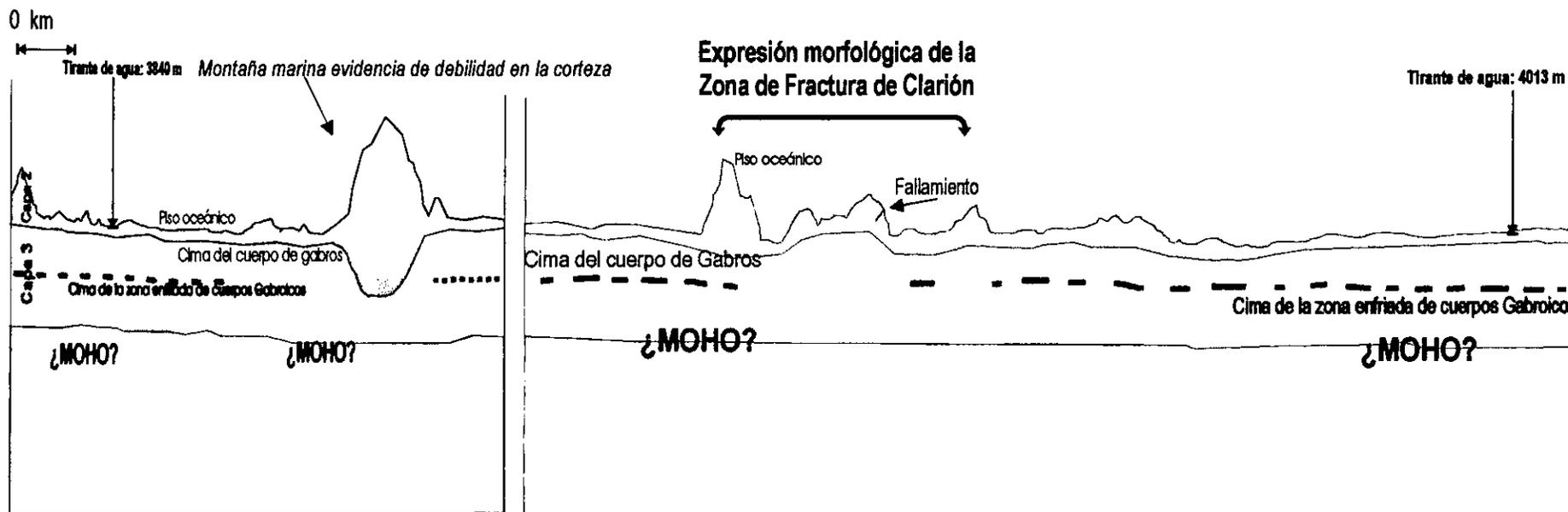
Figura 30
Gráficas de análisis espectral
de las líneas 017 y 117 utilizadas
para su interpretación

S ←

→ N

Bloque alto de la Zona de Fractura, correspondiente al lineamiento magnético 5E, 18.7 Ma

Bloque bajo de la Zona de Fractura, correspondiente al lineamiento magnético 6C, 23.3 Ma



Modelo geológico obtenido a partir de la interpretación de las líneas sísmicas y los datos gravimétricos.

CAPÍTULO V

CONCLUSIONES

En este estudio he analizado datos geofísicos tomados del Proyecto Selskiy 1990, que incluye investigación sobre la litósfera oceánica en los transectos en el océano Pacífico, localizados entre las coordenadas 16° a 19° latitud norte y 118.3° a 119° longitud oeste. Los datos analizados incluyen información de datos sísmicos y gravimetría de 2 perfiles que cruzan la zona de fractura de Clarión. (Línea 017 parte sur y Línea117 parte norte). Estos perfiles tienen una longitud en conjunto de 252 km y están orientados NNW-SSE teniendo como inicio la parte sur. De acuerdo a los intervalos de anomalías magnéticas marinas cubren los lineamientos 5E y 6C que corresponde a edades del Mioceno, 18.7 M a y 23.7 M a respectivamente.

Aplique una secuencia de proceso estándar que incluyó los siguientes pasos:

- Edición de trazas
- Geometría
- Divergencia esférica
- Deconvolución predictiva
- Ordenamiento por grupos de reflejo común
- Filtrado
- Análisis de velocidad (Semblanza, Rastreo NMO, Apilado con velocidad constante)
- Corrección NMO
- Apilado
- Migración (Método de Stolt)
- Diseño del borrado

Además en la zona de montañas del perfil 017 también apliqué una transformada de Radon después de la corrección dinámica con la cual logre atenuar la energía múltiple de los reflectores. Con este procesado obtuve imágenes sísmicas apiladas y migradas en tiempo para hacer una interpretación de las características geológicas de la zona. Con el análisis de los datos en la zona de montañas se tienen 2 variantes, la secuencia estándar y otra con la variante de la transformada de Radon, con esta última logre atenuar la energía múltiple causada por el efecto topográfico de la montaña marina.

La migración utilizada fue con el método de Stolt, con la aplicación de migración en tiempo con velocidad constante, que resulto eficiente para la justa posición de los reflectores.

La batimetría que se observa de acuerdo al primer reflector muestra planicies marinas y zonas de montañas. En el perfil 017 se encuentra una montaña marina de 1350 m de altura siendo esta la mayor que se observa, en el perfil 117 también hay zona de montañas siendo la de mayor altura la de 750 m

En las planicies marinas aparecen de manera más clara reflectores los cuales interpreté la capa 2 que esta constituida por lavas almohadilladas y diques intrusivos, esta capa con un espesor menor a 1 km. Después de esta capa se encuentra la cima de los cuerpos gabroicos, capa 3 la cual aparece a la misma profundidad, respecto al primer reflector, el espesor de esta capa ~5.8 km. A 6.1 s de profundidad aparece de manera discontinua la cima de enfriamiento de cuerpos gabroicos. Esta no se presenta de manera estrictamente horizontal. En un tiempo promedio de 1.6 s debajo de la capa 2 aparece de manera poco continua una reflexión que generalizando aparece 2 s después del primer reflector en la zona de planicies marinas. Estos reflectores los interpreté como la

discontinuidad de Mohorovicic. Con esto se observa que la variabilidad del espesor hacia ambos lados de la zona de fractura de Clarión se muestra relativamente uniforme, lo que concuerda con el modelo de corteza oceánica.

En la zona montañosa en la línea 017 no es posible ver características geológicas debajo de estas estructuras debido al gran contraste de impedancia entre el agua y el basalto. La energía no penetra de manera eficiente y de ahí la poca definición de reflectores. En la línea 117 interpreté una falla al norte de la zona de fractura de Clarión en la capa 2, 1 s debajo de esta zona observo rasgos de una burbuja de material de fusión ascendente que no llegó al fondo oceánico.

A los datos gravimétricos apliqué análisis espectral, además de filtrado de promedios móviles. En la interpretación del espesor de la corteza obtuve una profundidad de 6.8 km aproximadamente, con esto correlaciono las imágenes sísmicas.

En función de la batimetría para el perfil 017 en su zona de planicies obtuve una profundidad del tirante de agua de 3840 m y para la zona de planicies del perfil 117 una profundidad de 4013 m, existiendo una diferencia de 173 m. De acuerdo a la fórmula de profundidad teórica del piso oceánico:

$$d = 2500 + 350\sqrt{t}$$

Para el perfil 017 la profundidad teórica es de 4016 m y para el perfil 117 la profundidad teórica es de 4191 m Siendo una diferencia de 175 m. Ahora bien la diferencia de profundidades de acuerdo a lo obtenido se considera congruente, pues las constantes de la fórmula de profundidad son generalizadas para los océanos, además de que existen factores como los esfuerzos tectónicos en la zona, diferencias en la etapa de enfriamiento de la corteza, rejuvenecimiento de la corteza y la velocidad de expansión del suelo oceánico lo cual provoca esta diferencia de valores.

Así se comprueba que el perfil 017 representa la zona más joven y el bloque alto de la falla, mientras que el perfil 117 representa la zona de mayor edad y el bloque bajo de la zona, la expresión morfológica de la zona de fractura de Clarión esta representada por la zona de montes marinos que se observan en la línea 117. El volcanismo y por ende las montañas marinas son evidencia de debilidad relativa, dado que el esfuerzo y el fallamiento son requeridos para abrir conductos volcánicos. La ocurrencia de la actividad de fracturamiento es asociada por los altos topográficos o montes marinos.

El espesor de la corteza hacia ambos lados de la zona de fractura de Clarión observo se mantiene constante, y propongo que su espesor es de 6.8 km, la capa 2 constituida de lavas almohadilladas y diques intrusivos tendría un espesor menor a 1 km y el resto (~5.8 km) (Uri 1988, Carlson y Herrick 1990, Detrick et al 1990, Eitrem et al 1990) a la capa 3 constituido por cuerpos de gabros, para inmediatamente aparecer como una zona de transición la discontinuidad de Mohorovicic.

**ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA**

REFERENCIAS

- Allegre C. J. 1988, The behaviour of the Earth, Harvard University Press
- Al-Chalabi M 1974, An analysis of stacking, rms, average, and interval velocities over a horizontal layered ground. Geophysical Prospecting v.22 No.3 pp 458-475.
- Al-Chalabi M 1979, Velocity Determination from seismic reflection data. Development in Geophysical Methods 1.
- Barth G. A. y Mutter J. C. 1996, Variability in Ocean Crustal thickness and structure, Multichannel seismic reflection results from the northern East Pacific Rise. Journal of Geophysical Research Vol. 101 agosto.
- Batiza Rodey, 1989a, Failed Rifts. The Geology of North America, Vol. N Capítulo 11. The Eastern Pacific and Hawaii, The Geological Society of America.
- Batiza Rodey, 1989b, Petrology and Geochemistry of Eastern Pacific spreading centers, Vol. N Capítulo 9. The Eastern Pacific and Hawaii, The Geological Society of America.
- Batiza Rodey, 1989c, Seamounts and seamounts chains of the Eastern Pacific. Vol. N Capítulo 13. The Eastern Pacific and Hawaii, The Geological Society of America.
- Bhattacharya B. K. Y Leu Lei Kuang, 1975, Spectral Analysis of Gravity and Magnetic anomalies due two-dimensional structures. Geophysics Vol. 40 No. 6
- Bonatti E 1976, Serpentinite protrusions in the oceanic crust Earth and Planetary Science letters, 32 pp 107-113
- Bonatti E 1978, Vertical Tectonism in Oceanic Fracture Zones. Earth and Planetary Science letters, 37 pp 369-379
- Cande S C y Kent D V 1992, A New Geomagnetic Polarity Time Scale for the late Cretaceous and Cenozoic. Journal of Geophysical Research Vol. 97 No.10 pp 13917-13951
- Cande S C y Kent D V 1995, Revised calibration of the Geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. Journal of Geophysical Research Vol. 100 No. 84 pp 6093-6095
- Carlson R. C. Y Herrick C. N. 1990, Densities and porosities in the oceanic crust and their variations with depth and age. Journal of Geophysical Research Vol. 95 Junio pp. 9153-9170
- Center of Wave Phenomena, Colorado School of Mines 1999, <http://www.cwp.mines.edu/cwpcodes>.
- Claerbout J. 1999, Basic Earth Imaging. <http://sepwww.stanford.edu/sep/prof/bei>
- Cruz Mercado M. A. Y Mendoza Amuchastegui J. A. 1998, Atenuación de múltiples mediante remuestreo espacial y transformada de Radon. Memorias del VIII Simposium de Geofísica y Exploración. Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración.
- D'Arnaud G 1989, Foundation of Exploration Geophysics. Ed. Elsevier
- Detrick R. S., White R. S. Y Purdy G. M. 1993, Crustal structure of North Atlantic fracture zones. Reviews on Geophysics Vol. 31.4 Noviembre
- Detrick R. S., Harding A. J, Kent G. M. Y Orcutt J. A. 1993, Seismic Structure of the southern East Pacific Rise. Science Vol. 259 Enero pp 499-503
- Dix C. H. 1955, Seismic velocities from surface measurements. Geophysics Vol. XX No.1 Enero pp 68-86
- Doyle Hugh 1995, Seismology. Ed. John Wiley & Sons.

- Eittreim S. L., Ragozin N. Y Gnibidenko H., 1992 Crustal age between the Cilpperton and Clarion fracture zones. Geophysical research letters Vol. 12 No. 24 diciembre pp 2365-2368
- Eittreim S. L., Gnibidenko H., Herlseley C. E., Sliter R., Mann D. y Ragozin N. 1994, Oceanic crustal thickness and seismic character along a Central Pacific Transect. Journal of Geophysical Research B, Vol. 99 No. 2 pp 3139-3145
- Enriquez K. D. Y Chen J. 1995, A three dimensional gravity study of the Pacific Antarctic East Pacific Rise Journal of Geophysical Research Vol. 100
- Erickson J. 1996, Marine Geology. Ed. Facts on file.
- Foster D y Mosher C. 1992, Suppression of multiple reflections using the Radon transform. Geophysics Vol. 57 No. 3 Marzo pp 386-395
- Francheteau F, Scatler S G, Menard H W 1970, Pattern of relative motion from fracture zone and spreading rate data in north eastern Pacific. Nature Vol. 226 pp 746 - 748
- Gnibidenko H S, Eittreim S L, Helsley C E, McMellan P y Ryan H F 1990, The Central Pacific Transect, Cruise Report of the Research Vessel AKADEMIC SELSKIY U. S. Geological Survey Open File Report 90-532
- Hood P. 1981, Migration, Developments in Geophysical Exploration Methods. Ed. A. A.Fitch pp. 151-230
- Hosken S W S y Deregowsky S M 1985, Tutorial Migration Strategy. Geophysical Prospecting 33 pp 1-33
- Hubral P. 1977, Time Migration Some Ray theoretical aspects. Geophysical Prospecting Vol. 25 No. 4 pp 738-745
- Jarchow C M y Thompson A D 1989, The nature of Mohorovicic discontinuity. Ann. Rev. Earth and Planet Sci.
- JOI/USAC 1989, Cap. IV Tectonics and rock deformation working group. Workshop Report Drilling The ocean lower crust and mantle Woods Hole Massachusetts, Marzo pp. 43-48
- JOIDES Journal 1992, IEC 140: Return to Hole 504 B. Joint Oceanographer Institution for deep Earth sampling. Vol 18, No. 1 Febrero
- Kearey P y Vine F J 1990, Global Tectonics. Blackwell Scientific Pub.
- Kent G. M, Harding A. J, Orcutt J. A, Detrick R. S, Mutter J. C. y Buhl P. 1994, Uniform accretion of oceanic crust south of the Garret transform at 14° 15' S on the East Pacific Rise. Journal of Geophysical Research Vol. 99 Mayo pp 907-911
- Lowrie A., Smoot C. Y Batiza R. 1986, Are oceanic fracture zones locked and strong or weak? New Evidence for volcanic activity and weakness. Geology Vol. 14 Marzo pp. 242-245
- Mayne W H 1967, Practical considerations in the use of the common depth point techniques. Geophysics Vol 32, No 229
- Menard H W y Atwater T 1969, Origin of fracture zone topography. Nature Vol. 222 pp 1037 - 1040
- Orcutt J. A. Kennet D. Y Dorman L.M 1976, Structure of the East Pacific Rise from the ocean bottom seismometer survey. Geophysics Journal Astronomical Soc. Vol. 45 pp 305-320
- Peacock K. L. Y Treitel S. 1969, Predictive Deconvolution: Theory and Practice. Geophysics Vol. 34 No. 2 pp 155-169
- Planke S., Alvestad E. Y Eldholm O. 1999, Seismic Characteristics of Basalt extrusive and intrusive rocks. The Leading Edge Marzo.
- Robinson E. S y Coruh C 1988, Basic Exploration Geophysics. John Wiley & Sons New York.
- Sinton J M y Detrick R S 1992, Mid-ocean ridges chambers. Journal of Geophys. Res. 97 (B1) pp 197-216
- Spudich Paul Y Orcutt John A. 1980, A new look at the seismic velocity structure of the ocean crust. Reviews of Geophysics and Space Physics Vol. 18 No. 3 Agosto pp 627-645

- Stockwell J W 1999, The CWP/SU: Seismic Unix package. Computers and Geoscience.
- Stolt R. H. 1978, Migration by Fourier transform. Geophysics Vol. 43 No. 1 pp. 23-48
- Taner T. Y Koehler F. 1969, Velocity spectra-digital computer derivation and application of velocity functions. Geophysics Vol. 34 No.6 Diciembre pp. 859-881
- Telford W M, Geldart L P y Sheriff R E 1990, Applied Geophysics 2ª edición. Cambridge University Press
- Thompson G. Y Melson V. G. 1972, The petrology of the oceanic Crust across fracture zones in the Atlantic ocean: Evidence of a new kind of sea floor spreading. Journal of Geology Vol. 80 pp 526-538
- Uri S. Ten Brick, Brocher T. 1988, Multichannel seismic evidence for variation in crustal thickness across the Molokai fracture zone in the Mid-Pacific. Journal of Geophysical Research Vol, 93
- USGS <ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/MGG/images>, <http://www.ngdc.noaa.gov/MGG/images.html/crustalage>
- Wilson J T 1965, A new class of faults and their bearing on continental drift. Nature 207
- Wood L. C. Y Treitel S. 1975, Seismic Signal Processing. Proceedings of the IEEE Vol.63 No. 4 Abril
- Yilmaz O. 1987, Seismic Data Processing Investigations in Geophysics Vol.2 Society of Exploration Geophysicists.

Apéndice A

Programa de procesamiento sísmico Seismic Un*x

Seismic Unix es un programa de procesamiento sísmico, desarrollado por el Center of Wave Phenomena, Colorado School of Mines, el proyecto ha sido desarrollado por Jack K. Cohen y John Stockwell, CWP (Stockwell, 1999). El programa se maneja en modo de línea de comandos con el sistema operativo Unix, es de distribución libre y se utiliza en este prestigiado centro de investigación como una herramienta común, además de que su uso se ha vuelto muy popular en otros centros de investigación y universidades y en México el Instituto Mexicano del Petróleo.

Las tareas que puede desarrollar el programa cubren funciones necesarias para procesar datos sísmicos de reflexión:

- Edición, arreglo, ordenamiento y compresión de datos
- Filtrado, transformaciones y atributos
- Ganancia, corrección NMO, apilado y procesos estándar
- Gráficas
- Importar y exportar datos y resultados en diferentes formatos (SEG – Y por ejemplo)
- Migraciones y sobretiempo de echado "DMO"
- Modelado acústico en 2 y 3 dimensiones
- Otras herramientas

El Seismic Un*x se puede obtener via ftp al siguiente URL: <ftp://138.67.14.4>

O bien <http://www.cwpmines.edu/cwpcodes>

Los requisitos para la instalación del paquete Seismic Un*x es:

- Una estación de trabajo con sistema operativo Unix o una PC en ambiente Linux
- Compilador C estándar y compilador Fortran 77
- 16 Mb de espacio en disco duro para la compilación del programa

El programa cuenta con documentación propia para la instalación, manuales de uso y declaraciones legales.

APÉNDICE B

TRANSFORMADA DE RADON (Tomado de Foster & Mosher, 1992)

Se define

$$y(p, \tau) = \int_{x_{min}}^{x_{max}} z(x, \tau + p\theta(x)) dx. \quad (1)$$

donde z es el sismograma original y su transformada es y , x es la variable espacial, p es el parámetro de rayo y τ es la intersección el tiempo. La función θ controla las curvas hiperbólicas usadas en la suma z .

Aplicando Transformada de Fourier en 1-D, para hacer más manejable la ecuación

$$y(p, \omega) = \int_{x_{min}}^{x_{max}} z(x, \omega) e^{j\omega p \theta(x)} d(x). \quad (2)$$

Esta ecuación muestra la integración a lo largo de líneas curvas en el dominio del tiempo y se representa como una integración de cambios de fase en el dominio de la transformada. Ahora bien como el sismograma es digital esta discretización (2) se puede representar como:

$$y(p_j, \omega) = \sum_{k=1}^N z(x_k, \omega) e^{j\omega p_j \theta(x_k)} \Delta x_k \{k = 1, \dots, N\} \quad (3)$$

Más concisamente

$$y_w(p_j) = R z_w(\theta(x_k)), \quad (4)$$

$$R_{jk} = e^{i\omega p_j \theta(x_k)} \Delta x_k \left\{ \begin{array}{l} j = 1, \dots, N \\ k = 1, \dots, M \end{array} \right\}. \quad (5)$$

donde los elementos de la matriz R son:

La formula de inversión por mínimos cuadrados para la ecuación (4) es:

$$z_w = (\theta(x_k)) = [R^* R]^{-1} R^* y_w(p_j). \quad (6)$$

Otra manera de escribirla

$$z_{\omega}(\theta(x_k)) = R^* v_{\omega}(p_j), \text{-----}(7)$$

donde la matriz R_{NM} es el conjugado hermitiano de R

Donde la solución por mínimos cuadrados de esta última es:

$$v_{\omega}(p_j) = [RR^*]^{-1} R z_{\omega}(\theta(x_k)). \text{-----}(8)$$

Con las ecuaciones (7) y (8) se obtendrá una buena resolución de la transformada directa, aunque a veces puede ser no muy adecuada para resolver algunos eventos.

Pero en estas mismas ecuaciones cuando $(R^*R)^{-1}$ es aplicado como parte de la transformada directa, el espectro de los eventos hiperbólicos es mucho mejor resuelto.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1	FALLA DE TRANSFORMADA DE TIPO DORSAL – DORSAL	pág. 3
FIGURA 2	MODELO DE CREACIÓN DE CORTEZA OCEÁNICA	pág. 3
FIGURA 3	RELACIÓN DE ESPESOR DE CORTEZA OCEÁNICA Y EDAD	pág. 3
FIGURA 4	LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE TRABAJO	pág. 4
FIGURA 5	LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE TRABAJO RESPECTO A LOS LINEAMIENTOS MAGNETICOS	
FIGURA 6	ARREGLO GEOMÉTRICO DE ADQUISICIÓN DE DATOS	pág. 4
FIGURA 7	FALLAS DE TRANSFORMACION	pág. 5
FIGURA 8	ESQUEMA DE HIPÓTESIS DE VINE – MATHEWS	pág. 10
FIGURA 9	DIAGRAMA DE CÁMARA MAGMÁTICAS A PARTIR DE DATOS DE REFLEXIÓN SÍSMICA	pág. 10
FIGURA 10	CÁMARA MAGMÁTICA SUB – AXIAL	pág. 11
FIGURA 11	VELOCIDADES DE CORTEZA OCEÁNICA (DATOS DE REFRACCIÓN)	pág. 11
FIGURA 12	CARACTERIZACIÓN DE VELOCIDADES EN CORTEZA OCEÁNICA	pág. 11
FIGURA 13	DISEÑO Y APLICACIÓN DEL FILTRO DE DECONVOLUCIÓN PREDICTIVA	pág. 12
FIGURA 14	CARTA DE APILAMIENTO	pág. 14
FIGURA 15	APLICACIÓN DE UN FILTRO DE FRECUENCIAS	pág. 15
FIGURA 16	SEMBLANZA DE VELOCIDADES PARA SEÑALES SÍSMICAS	pág. 16
FIGURA 17	RELACIÓN TIEMPO DE ARRIBO CONTRA DISTANCIA	pág. 17
FIGURA 18	EFFECTO DE LA CORRECCIÓN “NMO”	pág. 18
FIGURA 19	DIAGRAMA DE PROCESO DE LA MIGRACIÓN DE STOLT	pág. 21
FIGURA 20	RESULTADOS DE LA RUTINA “SCAN NMO”	pág. 26
FIGURA 21	LÍNEA 017 APILADA CON SECUENCIA ESTÁNDAR	pág. 27
FIGURA 22	LÍNEA 017 APILADA Y CON TRANSFORMADA DE RADON	pág. 28
FIGURA 23	LÍNEA 017 MIGRADA Y CON TRANSFORMADA DE RADON	pág. 29
FIGURA 24	LÍNEA 017 MIGRADA E INTERPRETADA	pág. 30
FIGURA 25	LÍNEA 117 APILDA Y PROCESADA CON SECUENCIA ESTÁNDAR	pág. 31
FIGURA 26	LÍNEA 117 MIGRADA	pág. 32
FIGURA 27	LÍNEA 117 MIGRADA E INTERPRETADA	pág. 33
FIGURA 28	RESPUESTA DE GRAVIMETRIA, GRAFICA DE ANOMALIA DE AIRE LIBRE Y BATIMETRIA DE LA LÍNEA 017	pág. 34
FIGURA 29	RESPUESTA DE GRAVIMETRIA, GRAFICA DE ANOMALIA DE AIRE LIBRE Y BATIMETRIA DE LA LÍNEA 117	pág. 35
FIGURA 29	INTERPRETACIÓN DE GRAVIMETRIA	pág. 36
FIGURA 30	MODELO PROPUESTO DE CORTEZA OCEÁNICA EN LA ZONA DE FRACTURA DE CLARIÓN	Pág. 37