

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



---

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

---

**ESTRUCTURA CORTICAL DE LA CUENCA ALARCÓN,  
AL SUR DEL GOLFO DE CALIFORNIA**

**TESIS**

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

Presenta:

**RAÚL SILVESTRE MORALES**

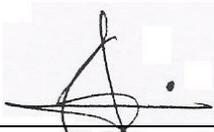
Ensenada, Baja California, México, Diciembre de 2010.

TESIS DEFENDIDA POR  
**Raúl Silvestre Morales**  
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ



---

Dr. Antonio González Fernández  
*Director del Comité*



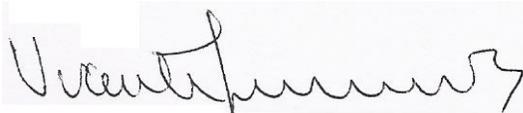
---

Dr. Marco Antonio Pérez Flores  
*Miembro del Comité*



---

M.C. Juan Manuel Espinosa Cardeña  
*Miembro del Comité*



---

M.C. Vicente Ferreira Bartrina  
*Miembro del Comité*



---

Dr. Antonio González Fernández  
*Coordinador del programa de  
Posgrado en Ciencias de la Tierra*



---

Dr. David Hilario Covarrubias Rosales  
*Director de Estudios de Posgrado*

09 de Diciembre de 2010

**RESUMEN** de la tesis de **Raúl Silvestre Morales**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en CIENCIAS DE LA TIERRA con orientación en Geofísica Aplicada. Ensenada, Baja California, México. Diciembre de 2010.

## **ESTRUCTURA CORTICAL DE LA CUENCA ALARCÓN, AL SUR DEL GOLFO DE CALIFORNIA**

Resumen aprobado por:



---

Dr. Antonio González Fernández  
Director de Tesis

Durante el mes de Octubre de 1998 se efectuó un crucero a bordo del buque oceanográfico Roger Revelle del Instituto Oceanográfico Scripps, sobre la Cuenca Alarcón, al Sur de la Península de Baja California, en la confluencia del Océano Pacífico y el Golfo de California, en el cual se obtuvieron, 19 perfiles sísmicos de reflexión monocanal y batimetría multihaz. Aunado a esto se tiene el mapa magnético de Norteamérica y datos gravimétricos obtenidos de la página del United States Geological Survey (USGS). Los datos obtenidos fueron procesados e interpretados integrando datos magnéticos y gravimétricos con la finalidad de mejorar el conocimiento de la apertura del Golfo de California mediante el estudio de la historia geológica reciente del movimiento de las Placas del Pacífico y Norteamérica.

Los perfiles sísmicos resultantes muestran las diferentes características fisiográficas de la Cuenca Alarcón, tales como el talud continental, capa de sedimentos, volcanes submarinos, cordilleras y cuencas oceánicas principalmente.

Las secciones sísmicas interpretadas son la base para poder delimitar la capa de sedimentos y medir su espesor. Las secciones sísmicas aunadas con el mapa magnético de Norteamérica y la batimetría nos muestran la separación de los basamentos continental y oceánico. Además, el espesor encontrado de los sedimentos la cuenca se puede dividir en tres zonas de sedimentación básicamente: Noroeste, centro y Sureste. La zona Noroeste resultó ser la zona con el mayor espesor en los sedimentos superior a los 1,000 m, esto debido a su cercanía con la costa sur de la Península de Baja California. La zona centro al ser la más aislada tanto de las costas de Baja California como del resto del continente, resultó con un espesor de sedimentos no superior a los 140 m y la zona Sureste resultó con un espesor mayor a lo zona centro, pero inferior a la zona Noroeste, con un espesor cercano a los 450 m.

Por otra parte, las densidades encontradas mediante el modelo 2D tipo Talwani de los datos gravimétricos, resultaron para las cubiertas sedimentarias de  $2.0 \text{ g/cm}^3$ , y para los basamentos (oceánico y continental) del orden de los  $2.8 \text{ g/cm}^3$ .

**Palabras Clave:** Sísmica de reflexión 2D monocanal, Golfo de California, Sur de la Península de Baja California, Cuenca Alarcón.

**ABSTRACT** of the thesis presented by **Raúl Silvestre Morales**, as a partial requirement to obtain the MASTER OF SCIENCE degree in EARTH SCIENCES whit Applied Geophysics oriented. Ensenada, Baja California, México. December 2010.

### **CORTICAL STRUCTURE OF THE ALARCON BASIN, TO THE SOUTH OF THE CALIFORNIA GULF.**

In October 1998, an oceanographic research cruise onboard the R/V Roger Revelle from Scripps Institution of Oceanography was conducted over the Alarcon Basin, located south of the Baja California Peninsula, at the confluence of the Pacific Ocean and the Gulf of California. During the research, 19 single-channel seismic reflection profiles, gravimetric data and a multibeam bathymetry were collected. In addition, the Magnetic Anomaly Map of North America was obtained from the United States Geological Survey (USGS) webpage. All the data was processed and analyzed with the objective to improve the knowledge about the opening of the Gulf of California through the study of recent geological history about the movement of the Pacific and North America Plates.

Seismic data was collected using a Generated Injection Air Gun (GI). Seismic signals were received by a three-channel cable system registry, with a channel spacing of 25 meters. A shooting interval of 10 seconds was used, which represents a distance of 50 meters between shots.

The resulting seismic profiles show the different physiographic characteristics of the Alarcon Basin such as the continental slope, sediment layer, submarine volcanoes, mountain ranges and oceans basins.

The interpreted seismic sections are the basis to delimit the sediment layer as well as to measure its thickness. These seismic sections along with the Magnetic Anomaly Map of North America and the bathymetry show the division of continental and oceanic basements.

The thickness of sediments found at the seismic profiles divides the basin into three zones of sedimentation: Northwest, Central and Southeast. The Northwest zone has the greatest sediment thickness, superior to 1,000 meters, mainly due to its proximity with the southern coast of the Baja California Peninsula. The Central zone, as being the most isolated from both, the coast of Baja California and the Continent, has a sediment thickness of less than 140 meters; whilst, the Southeast zone is thicker than the Central zone, but less than the Northwest zone, with a thickness of nearly 450 meters.

Densities found with the Talwani method are of  $2.0 \text{ g/cm}^3$  for the sedimentary covers, and of  $2.8 \text{ g/cm}^3$  for the basements (continental and oceanic).

**Keywords:** 2D single-channel seismic reflection, Gulf of California, Southern Baja California Peninsula, Alarcon Basin.

## **Dedicatorias**

A mi hermosa nena Renata, eres un precioso regalo que me ha dado la vida, para ti mi niña es esta tesis y mi vida entera, gracias pequeña.

A mi linda esposa Alethia, formamos el mejor equipo, gracias por darme tanto de tu persona.

A mis padres, Javier y Teresa, sin sus consejos y ayuda no lograría nada, gracias mis lindos viejos.

A mis hermanos Magui, Ceci, Pedro y Karen, juntos somos los pilares de una gran familia, gracias por estar siempre cerca.

A mis sobrinos Evelyn, Ángel, Javier, Valeria, André y Adrián.

A mis perritas Tete y Paloma.

A Dios mi señor por darme todo lo necesario para lograr mis metas y cumplir mis sueños.

## **Agradecimientos**

A todo el personal de CICESE por brindar sus servicios y guiarme durante el posgrado.

A todos mis amigos, con los que comparto gran parte de mi vida, sin esos momentos de desahogo todo sería más difícil, gracias por hacer más fácil el camino.

A mi comité de tesis, al Dr. Antonio González Fernández, Dr. Marco Antonio Pérez Flores, M.C Juan Manuel Espinosa Cardeña y al M.C Vicente Ferreira Bartrina, por sus consejos y dedicación a este proyecto.

Al Dr. Peter Lonsdale, investigador principal del proyecto de registro de datos geofísicos, del Instituto de Oceanografía SCRIPPS en San Diego CA, USA.

A CONACYT por la beca-crédito otorgada con número de registro 213358.

## CONTENIDO

Resumen.....	I
Abstract.....	III
Dedicatorias.....	V
Agradecimientos.....	VI
Contenido.....	VII
Lista de figuras.....	IX
Lista de tablas.....	XV
<b>CAPITULO I. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
I.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	1
I.1.1. Tectónica del Golfo de California.....	5
I.1.2. Sistemas de fallas presentes en el Pacífico mexicano.....	8
I.2. OBJETIVOS.....	9
<b>CAPITULO II. MATERIALES Y MÉTODOS.....</b>	<b>10</b>
II.1. ZONA DE ESTUDIO.....	10
II.2. SÍSMICA DE REFLEXIÓN.....	11
II.2.1. Adquisición de Datos de Sísmica de Reflexión Monocanal.....	12
II.2.2. Procesamiento Sísmico.....	13
II.2.2.1. Preprocesamiento.....	14
II.2.2.1.1. Cambio de Formato.....	14
II.2.2.1.2. Separación de las líneas sísmicas en perfiles sísmicos.....	14
II.2.2.1.3. Separación de canales sísmicos.....	16
II.2.2.1.4. Geometría.....	17
II.2.2.2. Procesamiento.....	17
II.2.2.2.1. Filtro de Frecuencias.....	17
II.2.2.2.2. Corrección por Divergencia Esférica.....	19
II.2.2.2.3. Corrección NMO (Normal move-out).....	20
II.2.2.2.4. Deconvolución.....	20
II.2.2.2.5. Migración.....	21
II.2.2.2.6. Cálculo de Espesores.....	23
II.3. GRAVIMETRÍA.....	24
II.3.1. Método de Nettleton.....	25
II.3.2. Método de Talwani.....	26
II.4. MAGNETOMETRÍA.....	27
<b>CAPITULO III. RESULTADOS.....</b>	<b>28</b>
III.1. DESCRIPCIÓN GENERAL.....	28
III.2. SEPARACIÓN DE CORTEZAS.....	29
III.3. INTERPRETACIÓN DE SECCIONES SÍSMICAS.....	31
III.3.1. Zona Noroeste.....	34
III.3.2. Zona Centro.....	39
III.3.3. Zona Sureste.....	46
III.4. GRAVIMETRÍA.....	52

**CONTENIDO** (continuación)

III.4.1. Método de Talwani.....	52
III.4.2. Método de Nettleton.....	54
<b>CAPITULO IV. DISCUSIONES.....</b>	<b>59</b>
IV.1.ZONA NOROESTE.....	60
IV.2.ZONA CENTRO. ....	61
IV.3.ZONA SURESTE. ....	61
IV.4.MÉTODO DE TALWANI.....	61
IV.4.1. Línea 3.....	61
IV.4.2. Línea 5.....	62
IV.4.3. Línea 11.....	62
IV.5.VALORES DE ESPESOR CORTICAL PARA LA CUENCA ALARCÓN. ....	62
<b>CAPITULO V. CONCLUSIONES.....</b>	<b>63</b>
REFERENCIAS.....	65
ANEXOS.....	70

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura</b>		<b>Pagina</b>
1	Mapa mostrando las cuatro placas en la que se divide la República Mexicana. La principal frontera entre las Placas del Pacífico y Norteamérica está formada por una serie de centros de dispersión que son conectados con fallas transformes a lo largo del Golfo de California (Dixon et al., 2000) Imagen (Aguayo y Trapaga, 1996).	2
2	La configuración actual del Pacífico Mexicano se debe al movimiento simultáneo de las cuatro placas tectónicas: a) la de Norteamérica, con desplazamiento hacia el suroccidente; b) la del Pacífico oriental, hacia el noroeste; c) la de Cocos, hacia el noreste, y d) la del Caribe, hacia el oriente franco (Aguayo y Trapaga, 1996).	3
3	Durante el Plioceno y el Cuaternario la actual configuración de México siguió gobernada por los desplazamientos continuos del continente y de las placas oceánicas. La Península de Baja California se mueve hacia el noroccidente, gobernada por las fallas del Sistema San Andrés; los márgenes meridional y sur del continente, en el Pacífico, asimilan la corteza oceánica de la Placa de Cocos. (Aguayo y Trapaga, 1996).	4
4	Mapa mostrando los sistemas de fallas activas en la Provincia Extensional del Golfo. La principal frontera entre las Placas del Pacífico y Norteamérica está formada por una serie de centros de dispersión que son conectados con fallas transformes a lo largo del Golfo de California (Castillo et al., 2002) (Figura tomada de Castillo et al., 2002).	6
5	Localización del área de estudio y los sistemas de fallas (líneas en color rojo) más importantes en la zona. La Cuenca Alarcón está localizada en el extremo sur de la Península de Baja California en la confluencia del Golfo de California y el océano Pacífico (Mapa modificado de Fenby and Gastil., 1991).	10
6	Esquema de la geometría de adquisición de sísmica marina. Las ondas acústicas reflejadas en el subsuelo se registran en los hidrófonos que se encuentran dentro del cable de registro (streamer).	12

### LISTA DE FIGURAS (continuación)

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
7	Mapa mostrando la derrota (la cual está representada con la línea en color rojo) que se siguió durante el levantamiento sísmico en el mes de octubre de 1997, así como también, se muestran los perfiles sísmicos (en líneas de color negro) obtenidos a partir de la separación de los archivos 2 y 3.	16
8	Espectro de amplitud de los grupos de tiro de la línea 1.	18
9	Se observa la línea 1 antes del filtro de frecuencia (Izquierda) y posterior al tratamiento con el filtro (derecha).	19
10	Al comparar las imágenes de un perfil sísmico cualquiera, se puede apreciar que las difracciones de la sección sin migrar (A) se colapsan y se reubican en su posición real al momento de realizar la migración con el método de Stolt (B).	22
11	“Perfil de densidad” Los diferentes perfiles gravimétricos fueron reducidos con el factor de elevación correspondientes a las densidades que se muestran. La densidad indicada es de 2.2, la cual es la que tiene la menor correlación con la topografía. (Nettleton. 1976).	26
12	Mapa magnético de Norteamérica donde se puede observar el bandeo magnético que se ubica hasta el cron 2a (~3.4 Ma) (Martin-Barajas et al. 2000).	29
13	Separación de cortezas de la cuenca Alarcón, donde se puede apreciar el basamento continental (en color verde), basamento oceánico (color azul) y la zona de transición de los basamentos (color naranja).	30
14	Localización de las cubiertas sedimentarias (líneas en color café claro) posterior al procesado e interpretación de las secciones sísmicas (líneas en color negro).	32
15	División de zonas de sedimentación de la cuenca Alarcón, Zona Noroeste (líneas en color azul), Zona Centro (líneas en color verde) y Zona Sureste (líneas en color turquesa).	33
16	La imagen superior muestra la línea 5 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 5 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento oceánico (en color azul) con una cubierta sedimentaria (en color café) y la zona de transición de cortezas (en color naranja).	35

**LISTA DE FIGURAS** (continuación)

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
17	La imagen superior muestra la línea 6 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 6 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento oceánico (en color azul) con una cubierta sedimentaria (en color café) y la zona de transición de cortezas (en color naranja).	36
18	La imagen superior muestra la línea 7 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 7 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento oceánico (en color azul), basamento continental (en color verde) y ambos basamentos cubiertos por varias cubiertas sedimentarias (en color café).	37
19	La imagen superior muestra la línea 19 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 19 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento oceánico (en color azul) con una cubierta sedimentaria (en color café) y basamento continental (en color verde).	38
20	La imagen superior muestra la línea 3 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 3 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento oceánico (en color azul) con varias cubiertas sedimentarias (en color café) y basamento continental (en color verde).	40
21	La imagen superior muestra la línea 4 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 4 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento oceánico (en color azul) con varias cubiertas sedimentarias (en color café) y basamento continental (en color verde).	41
22	La imagen superior muestra la línea 8 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 8 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento oceánico (en color azul), basamento continental (en color verde) y ambos basamentos cubiertos por una capa sedimentaria (en color café).	42
23	La imagen superior muestra la línea 9 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 9 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento oceánico (en color azul), basamento continental (en color verde) y ambos basamentos cubiertos por varias capas sedimentarias (en color café).	43

### LISTA DE FIGURAS (continuación)

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
24	La imagen superior muestra la línea 12 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 12 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas tales como: Basamento oceánico (en color azul) cubierta por varias capas sedimentarias (en color café) y basamento continental (en color verde).	44
25	La imagen superior muestra la línea 16 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 16 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento oceánico (en color azul) cubierta por varias capas sedimentarias (en color café).	45
26	La imagen superior muestra la línea 10 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 10 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento oceánico (en color azul), basamento continental (en color verde) y ambos basamentos cubiertos por dos capas sedimentarias (en color café).	47
27	La imagen superior muestra la línea 11 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 11 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento continental (en color azul), zona de transición de basamentos (en color naranja), basamento continental (en color verde) y todos cubiertos por una capa sedimentaria (en color café).	48
28	La imagen superior muestra la línea 13 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 13 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento continental (en color azul), zona de transición de basamentos (en color naranja), basamento continental (en color verde) y dos cubiertas sedimentarias (en color café).	49
29	La imagen superior muestra la línea 14 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 14 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento oceánico (en color azul), basamento continental (en color verde) y ambos cubiertos por varias capas sedimentarias (en color café).	50
30	La imagen superior muestra la línea 15 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 15 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento oceánico (en color azul), basamento continental (en color verde) y ambos cubiertos por varias capas sedimentarias (en color café).	51

## LISTA DE FIGURAS (continuación)

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
31	La imagen superior muestra la gravimetría observada ( $\otimes$ ) y la gravimetría calculada (+) con el modelo de Talwani de la línea 3, la imagen inferior muestra el perfil batimétrico con la separación del sedimento (gris oscuro) y el basamento (turquesa).	53
32	La imagen superior muestra la gravimetría observada ( $\otimes$ ) y la gravimetría calculada (+) con el modelo de Talwani de la línea 5, la imagen inferior muestra el perfil batimétrico con la separación del sedimento (gris oscuro) y el basamento (turquesa).	53
33	La imagen superior muestra la gravimetría observada ( $\otimes$ ) y la gravimetría calculada (+) con el modelo de Talwani de la línea 11, la imagen inferior muestra el perfil batimétrico con la separación del sedimento (gris oscuro) y el basamento (turquesa).	54
34	La imagen muestra los perfiles batimétricos (sección inferior) y de Nettleton (sección superior) de las líneas 1 a 6, se puede observar que la densidad de estos perfiles oscila entre 2.6 a 2.8 g/cm <sup>3</sup> .	55
35	La imagen muestra los perfiles batimétricos (sección inferior) y de Nettleton (sección superior) de las líneas 7 a 12, se puede observar que la densidad de estos perfiles oscila entre 2.6 a 2.8 g/cm <sup>3</sup> .	56
36	La imagen muestra los perfiles batimétricos (sección inferior) y de Nettleton (sección superior) de las líneas 13 a 18, se puede observar que la densidad de estos perfiles oscila entre 2.6 a 2.8 g/cm <sup>3</sup> .	57
37	La imagen muestra el perfil batimétricos (sección inferior) y de Nettleton sección superior) de la línea 19, se puede observar que la densidad de este perfil es de 2.8 g/cm <sup>3</sup> .	58
38	Zonas de transición de basamentos continental y oceánico (color naranja), así como, las principales fallas presentes en la Cuenca Alarcón (líneas en color rojo) (Mapa modificado de Fenby and Gastil., 1991).	59
39	La imagen superior muestra la línea 1 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 1 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento continental (color verde) y basamento oceánico (color azul) cubierto por varias capas de sedimentos (color café).	70
40	La imagen superior muestra la línea 2 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 2 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento continental (color verde) y basamento oceánico (color azul) cubierto por una capa de sedimentos (color café).	71

**LISTA DE FIGURAS** (continuación)

<b>Figura</b>		<b>Página</b>
41	La imagen superior muestra la línea 17 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 17 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: basamento oceánico (color azul) cubierto por varias capas de sedimentos (color café).	72
42	La imagen superior muestra la línea 18 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 18 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento continental (color verde) y basamento oceánico (color azul), ambos cubiertos por varias capas de sedimentos (color café).	73

**LISTA DE TABLAS**

<b>Tabla</b>		<b>Pagina</b>
I	Se muestra la dirección, el inicio y el final de cada línea sísmica, así como, la longitud de las mismas.	15
II	Intervalo de la ventana predictiva.	21
III	Velocidad de migración para las líneas sísmicas.	23
IV	Zona Noroeste.	34
V	Zona Centro.	39
VI	Zona Sureste.	46

# Capítulo I.

---

## Introducción

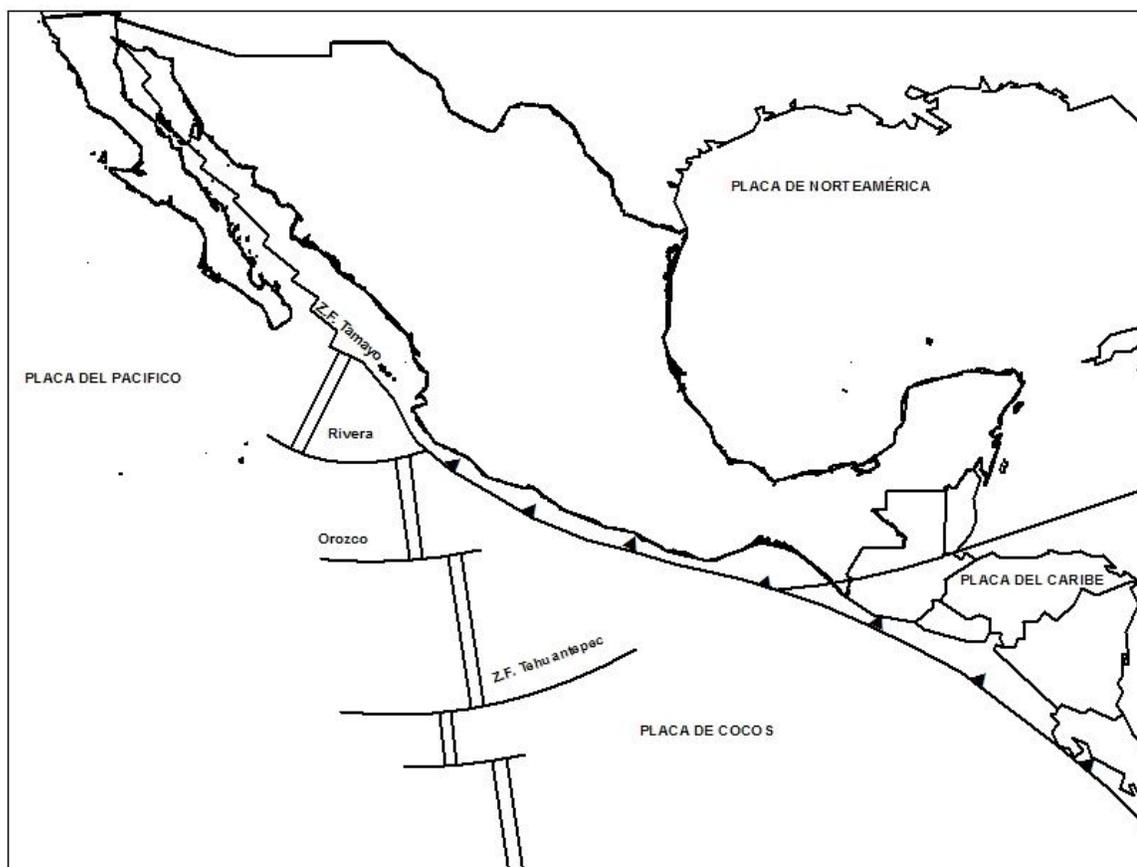
---

A finales del mes de Octubre de 1998 se llevó a cabo un levantamiento geofísico marino sobre la cuenca Alarcón, en la porción sur del Golfo de California comprendida entre  $22.63^{\circ} - 24.31^{\circ}$  N y  $107.33^{\circ} - 109.43^{\circ}$  W (Fig. 5), a bordo del buque oceanográfico Roger Revelle del Instituto Oceanográfico Scripps en cooperación con la División de Ciencias de la Tierra del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Durante este crucero se registraron 19 líneas sísmicas de reflexión vertical y batimetría de alta resolución (sonda multihaz SeaBeam).

El propósito de esta investigación es el estudio de la historia geológica reciente del movimiento entre las placas del Pacífico y Norteamérica, con la finalidad de mejorar el conocimiento de la apertura del Golfo de California mediante el estudio geofísico de la cuenca Alarcón.

### I.1. Marco Geológico Regional.

El territorio mexicano, incluyendo su mar territorial, abarca partes de cuatro placas litosféricas y en él encontramos trincheras, centros de expansión y fallas transformes (Fig. 1). Hay dos grandes placas, la de Norteamérica, que va desde México hasta el Ártico, y la del Pacífico, que, además de parte de México, incluye parte de Estados Unidos y casi todo el Pacífico del norte; una mediana, la placa de Cocos que ocupa parte del océano Pacífico, frente a las costas de México y Centroamérica, y se extiende al sureste hasta Costa Rica; y la pequeña placa de Rivera, que se encuentra en la boca del Golfo de California (Dixon et al., 2000).

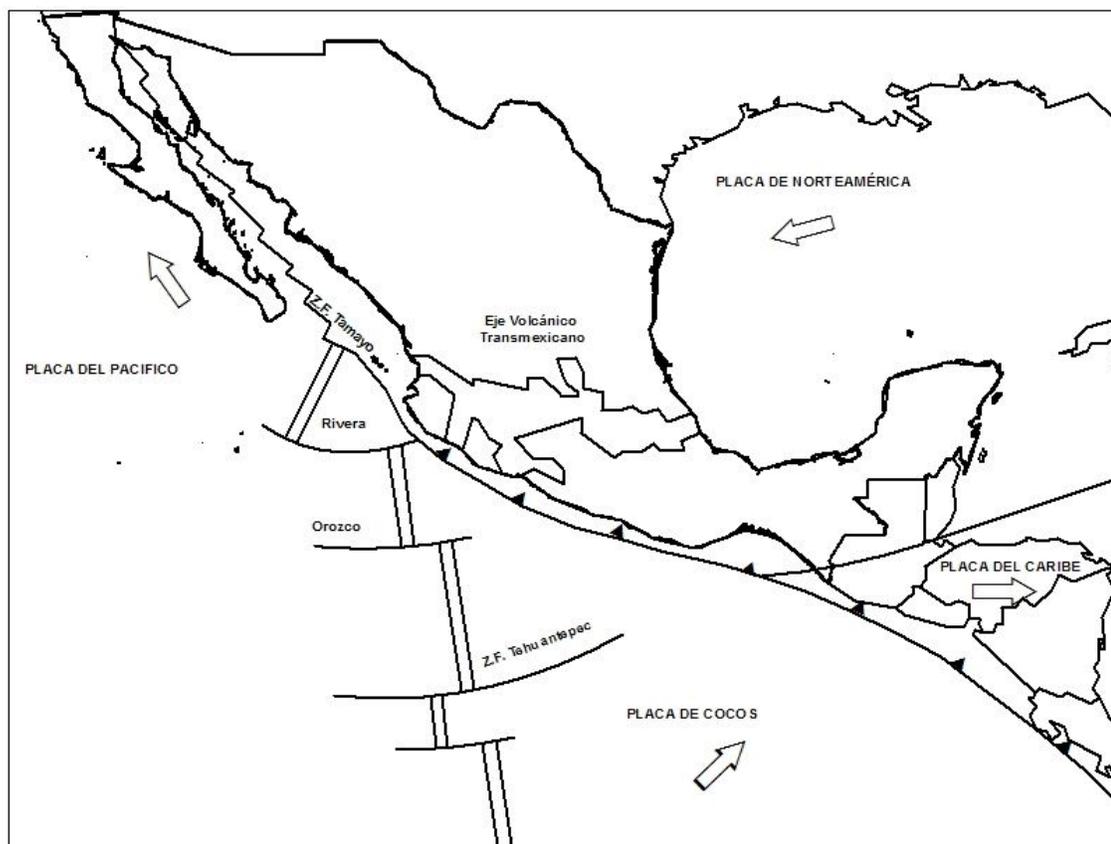


**Figura 1. Mapa mostrando las cuatro placas en la que se divide la República Mexicana. La principal frontera entre las Placas del Pacífico y Norteamérica está formada por una serie de centros de dispersión que son conectados con fallas transformes a lo largo del Golfo de California (Dixon et al., 2000) Imagen (Aguayo y Trapaga, 1996) (Figura modificada de Aguayo y Trapaga, 1996).**

La geología del Pacífico Mexicano es el resultado de múltiples procesos tectónicos que la han afectado durante toda su evolución. La configuración geográfica actual del Pacífico es, asimismo, consecuencia de la interacción del bloque continental con las provincias oceánicas que lo circundan (Thatcher y Brune, 1971).

La Placa continental de Norteamérica, en el transcurso de su migración hacia el noroccidente y el occidente, asimiló progresivamente, en el pasado geológico, a las oceánicas Farallón y Kula, lo que dio como consecuencia que el arco magmático desarrollado durante el Jurásico Superior migrara hacia el noreste

en el interior del continente, seguido por otros arcos magmáticos del Cretácico (Fig. 2) (Aguayo y Trapaga, 1996).



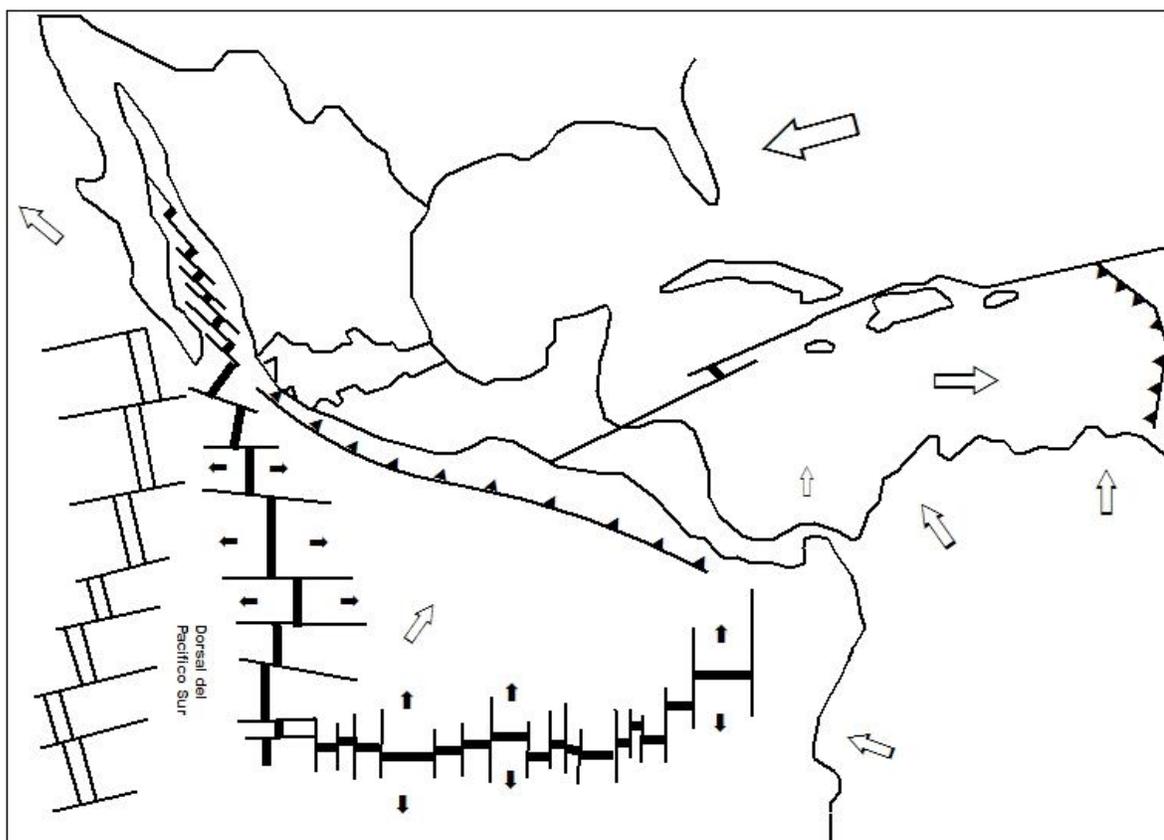
**Figura 2.** La configuración actual del Pacífico Mexicano se debe al movimiento simultáneo de las cuatro placas tectónicas: a) la de Norteamérica, con desplazamiento hacia el suroccidente; b) la del Pacífico oriental, hacia el noroeste; c) la de Cocos, hacia el noreste, y d) la del Caribe, hacia el oriente franco (Aguayo y Trapaga, 1996) (Figura modificada de Aguayo y Trapaga, 1996).

Durante el Mioceno Medio (13 Ma) el margen occidental de la Placa de Norteamérica traslapó a la Dorsal Oceánica del Pacífico oriental y dio origen a un sistema estructural complejo con dos juntas triples de fracturas y fallas geológicas de transformación que, posteriormente, facilitaron el desplazamiento del margen noroccidental de México. La actual Península de Baja California fue afectada por las fallas de transcurrancia con movimiento lateral del Sistema San Andrés. Éstas son, evidentemente, la proyección en

superficie de las fallas de transformación de la dorsal oceánica asimilada por el continente (Aguayo y Trapaga, 1996).

A partir del Plioceno (4.5 Ma.  $\pm$  0.5), el margen continental se siguió desplazando hacia el noroeste hasta separarse casi totalmente del resto de México, y dio como resultado la actual Península de Baja California (Fig. 3) y su mar interior (Aguayo y Trapaga, 1996).

El rompimiento y el desplazamiento de la península se debieron al movimiento de la Placa de Norteamérica hacia el occidente, que asimiló a la Dorsal del Pacífico oriental. Una vez en el interior, los esfuerzos distensivos formaron el Golfo de California. En el fondo centro-meridional del Golfo afloran rocas ígneas de composición de corteza oceánica típica. (Demant. 1982).



**Figura 3.** Durante el Plioceno y el Cuaternario la actual configuración de México siguió gobernada por los desplazamientos continuos del continente y de las placas oceánicas. La

**Península de Baja California se mueve hacia el noroccidente, gobernada por las fallas del Sistema San Andrés; los márgenes meridional y sur del continente, en el Pacífico, asimilan la corteza oceánica de la Placa de Cocos. (Aguayo y Trapaga, 1996) (Figura modificada de Aguayo y Trapaga, 1996).**

#### I.1.1. Tectónica del Golfo de California.

El Golfo de California, o Mar de Cortés, tiene una anchura de entre 100 y 150 km, y una longitud de 1200 km, separando la Península de Baja California de la parte continental de México (Fig. 4). Las aguas del Golfo cubren la mayor parte de las depresiones estructurales que fueron formadas por extensión oblicua en el límite de las placas Pacífico y Norteamérica (Lonsdale, 1989).

El Golfo de California en general es un sistema de rift oceánico extensional oblicuo, sin embargo, en la región norte se observa una transición de un ambiente tectónico oceánico a uno continental en el límite entre las placas del Pacífico y de Norteamérica (Nagy y Stock, 2000). La evolución del Golfo está relacionada con diferentes procesos tectónicos; inicialmente, un régimen de subducción seguido de uno de rift continental, y posteriormente a rift oceánico generado por la interacción de las Placas de Farallón, Norteamérica y Pacífico (Martín-Barajas, 2000). Varía morfológicamente y estructuralmente de Norte a Sur; en él se localizan cuencas conectadas por fallas transformes de rumbo lateral derecho (Fig. 4). Las cuencas son más someras en el Norte, mientras que las del centro y Sur son más profundas y se les considera centros de dispersión nacientes (Curry et al., 1982; Lonsdale, 1989). Estas cuencas son producidas por un sistema extensional oblicuo en el cual la deformación se acomoda en fallas transformes en el Sur y en fallas oblicuas que pueden tener componente de desplazamiento lateral en el Norte (Fenby y Gastil, 1991; Nagy y Stock, 2000).

En el caso de las Placas de Norteamérica y Pacífico, el movimiento es prácticamente lateral derecho, es decir, la Placa Pacífico se mueve hacia el

Noroeste con respecto a la Placa de Norteamérica a una velocidad promedio de 4 cm por año (Fig. 4; Dixon et al., 2000).

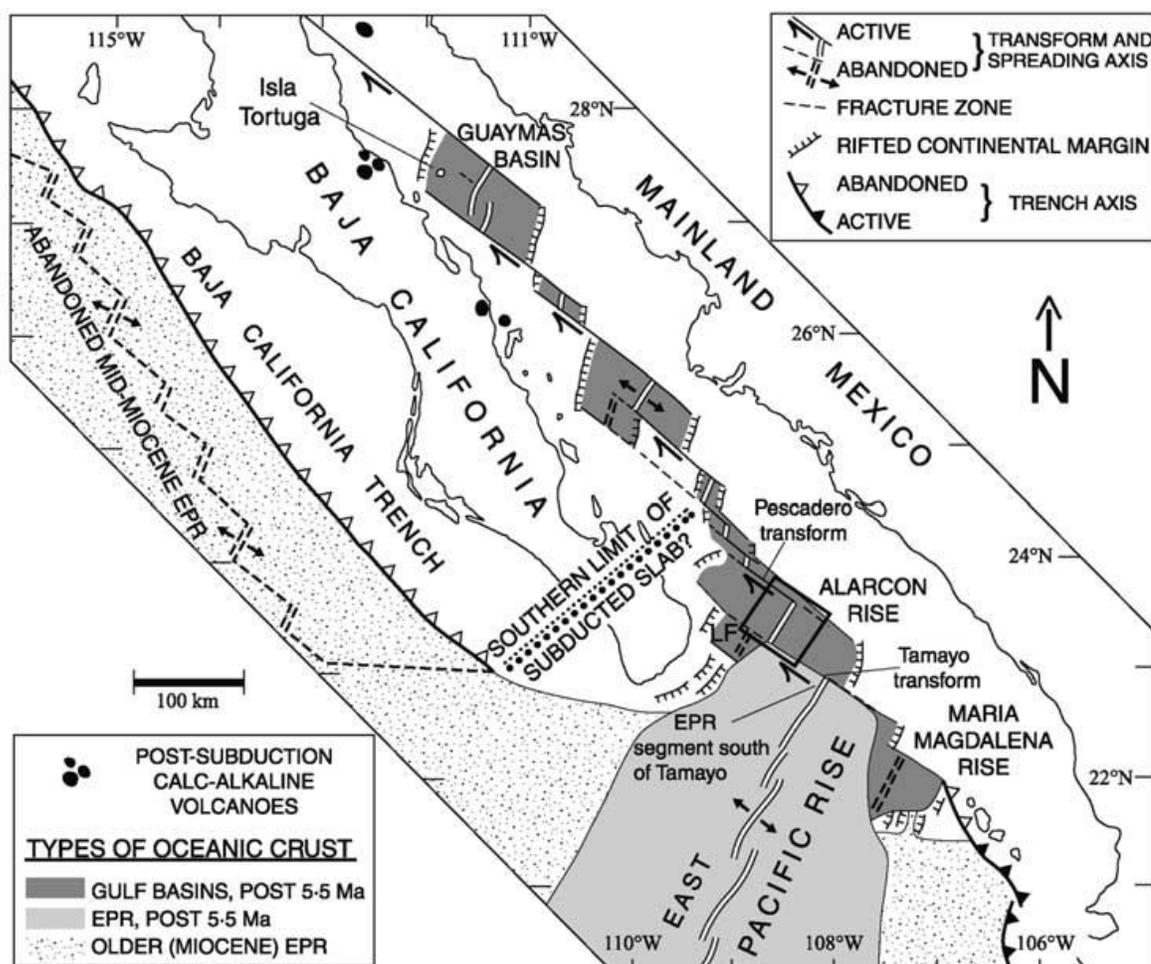


Figura 4. Mapa mostrando los sistemas de fallas activas en la Provincia Extensional del Golfo. La principal frontera entre las Placas del Pacífico y Norteamérica está formada por una serie de centros de dispersión que son conectados con fallas transformes a lo largo del Golfo de California (Castillo et al., 2002) (Figura tomada de Castillo et al., 2002).

El movimiento no es estrictamente lateral y tiene una ligera componente de extensión, lo cual significa que además, en esta región, la Placa Pacífico, junto con la Península de Baja California, se separan lentamente del continente (Antonelis et al., 1999).

La teoría hasta ahora más aceptada para la apertura del Golfo de California es el modelo propuesto por Stock y Hodges (1989); en este modelo la apertura evoluciona en dos etapas. Durante la primera etapa, o etapa del Protogolfo comenzó hace ~12 Ma y estuvo activa hasta hace ~6 Ma., la Península de Baja California actuó como una microplaca confinada entre las Placas de Norteamérica y Pacífico, de tal forma que la abertura temprana del Golfo se suma al movimiento total entre estas dos Placas. Esta etapa temprana del rift debió tener un movimiento más ortogonal con el desplazamiento de rumbo ubicado fuera del Protogolfo y posiblemente a lo largo del borde continental del Pacífico. Durante la segunda fase, la Península de Baja California debió estar esencialmente adherida a la Placa Pacífico y comenzó la etapa de extensión oblicua tal y como la conocemos en la actualidad; de manera que el desplazamiento posterior a ~6 Ma, durante la abertura del Golfo, representa el movimiento oblicuo Pacífico-Norteamérica.

Esta ruptura continental tuvo por consecuencia un estiramiento y un adelgazamiento progresivo de la litósfera continental preexistente que permitió, a partir de hace ~3.6 Ma, la formación de nuevo piso oceánico localizado en pequeñas cuencas en la parte Sur del Golfo, como la cuenca de Alarcón (DeMets, 1995), la más meridional de todas, que presenta una cresta y profundidades típicas de dorsal oceánica, con anomalías magnéticas que llegan al cron 2a (~3.4 Ma; Martin-Barajas et al. 2000).

Esto contrasta con la parte media y Norte del Golfo, donde la deformación se encuentra distribuida en una región más amplia de múltiples zonas de rift controladas por fallas normales y oblicuas. Esta arquitectura da lugar a numerosas cuencas sedimentarias desarrolladas en corteza continental sin un registro de anomalías magnéticas, que evidencien una verdadera corteza oceánica (Lonsdale, 1989; Nagy y Stock, 2000; Stock, 2000).

En la boca del Golfo, la Placa de Rivera (Fig. 4) es subducida bajo la de Norteamérica con un echado (ángulo de inclinación o buzamiento) de unos  $9^{\circ}$  (Eissler and McNally. 1984), la velocidad de subducción va de 1.2 cm/año (al Noroeste), a 2.3 cm/año (al Sureste; Minster and Jordan. 1978).

#### I.1.2. Sistemas de fallas presentes en el Pacífico mexicano.

En el Pacífico Mexicano existe un sistema de fallas transformadas que van desde la boca del Golfo de California hasta el valle de Mexicali (Fig. 1), uniendo zonas de dispersión y presentando sismicidad, cuyos mecanismos de falla son primordialmente transcurrentes (Mungia et al. 1977). Este sistema de fallas, es una continuación del sistema de fallas de San Andrés. Es el que ha dado lugar a la creación del Golfo de California, debido al movimiento de la península de Baja California y el Sur de California (pertenecientes a la Placa del Pacífico) rumbo al Noroeste, en relación con el continente (perteneciente a la Placa de Norteamérica) (Larson and Smith. 1968; Moore and Buffington. 1968).

Otras fallas (o sistemas de fallas) transformes del Pacífico Mexicano son: la falla de Tamayo (Fig. 2), que separa parte de la Placa de Rivera de la de Norteamérica; la falla de Rivera, que separa la Placa de Rivera de la del Pacífico; algunas fallas pequeñas y la de Orozco, que unen desplazamientos de la cresta del Pacífico oriental y separan la Placa de Cocos de la del Pacífico. Otra falla transformada que no está, actualmente, bien definida, es la que posiblemente separe las Placas de Rivera y Cocos (Eissler and McNally. 1984).

La zona de fallas de Orozco constituyó probablemente, la frontera entre las Placas de Rivera y Cocos, y separa cortezas oceánicas cuya diferencia de edad es de dos millones de años (Mammerickx and Klitgord. 1982).

En el Pacífico Mexicano encontramos puntos triples en los extremos de la trincheras; al Noroeste, los asociados con la Placa de Rivera: Rivera-Pacífico-Norteamérica, Rivera-Pacífico-Cocos y Rivera-Norteamérica-Cocos; al sureste: Norteamérica-Cocos-Caribe (Chael and Stewart. 1982; Stewart et al. 1981).

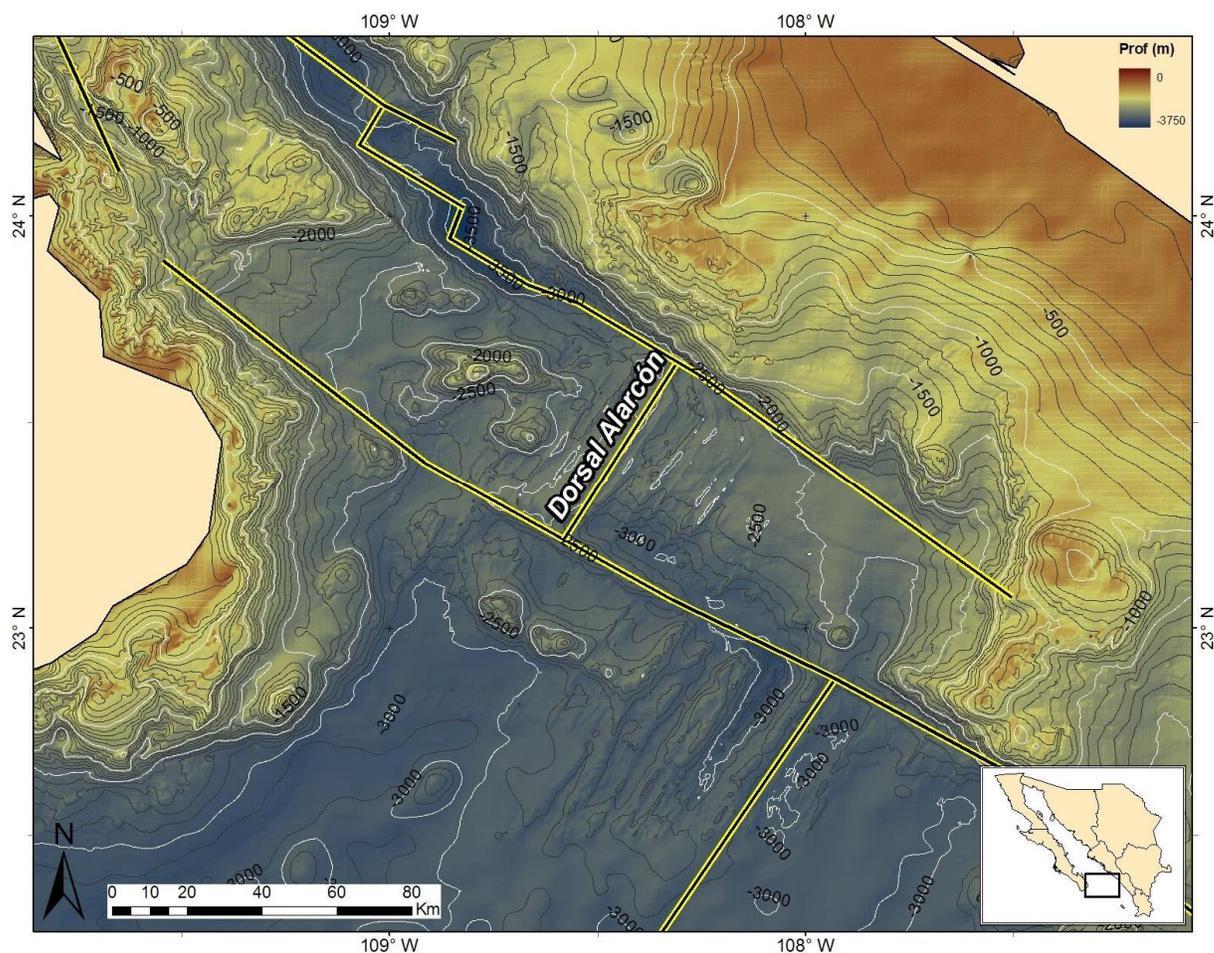
## **I.2. Objetivos.**

- ✓ Determinar la ubicación de la corteza oceánica y continental en la cuenca Alarcón.
- ✓ Calcular el espesor de sedimentos en Alarcón.
- ✓ Localizar las principales estructuras tectónicas en Alarcón.
- ✓ Proponer valores de espesor cortical para la cuenca Alarcón.

## Capítulo II.

### Materiales y Métodos

#### II.1. Zona de Estudio.



**Figura 5. Localización del área de estudio y los sistemas de fallas (líneas en color amarillo) más importantes en la zona. La Cuenca Alarcón está localizada en el extremo sur de la Península de Baja California en la confluencia del Golfo de California y el océano Pacífico (Mapa modificado de Fenby and Gastil, 1991).**

La cuenca Alarcón (~60 x 180 km) es la cuenca más al sur del Golfo de California. Este segmento ha experimentado una extensión aproximadamente de

350 km, previo al comienzo de la extensión del piso oceánico ocurrido hace ~2 a 3 Ma, el cual ha producido cerca de 35 km de corteza oceánica con un grosor de ~6 km (Sutherland, 2006). El límite continente-océano está marcado por debajo del grosor normal de la corteza oceánica con una clara identificación de las anomalías magnéticas, en este segmento la transición a la expansión del piso oceánico parece coincidir con la propagación hacia el Norte de la elevación del East Pacific Rise (Lonsdale, 1989; Castillo et al., 2002).

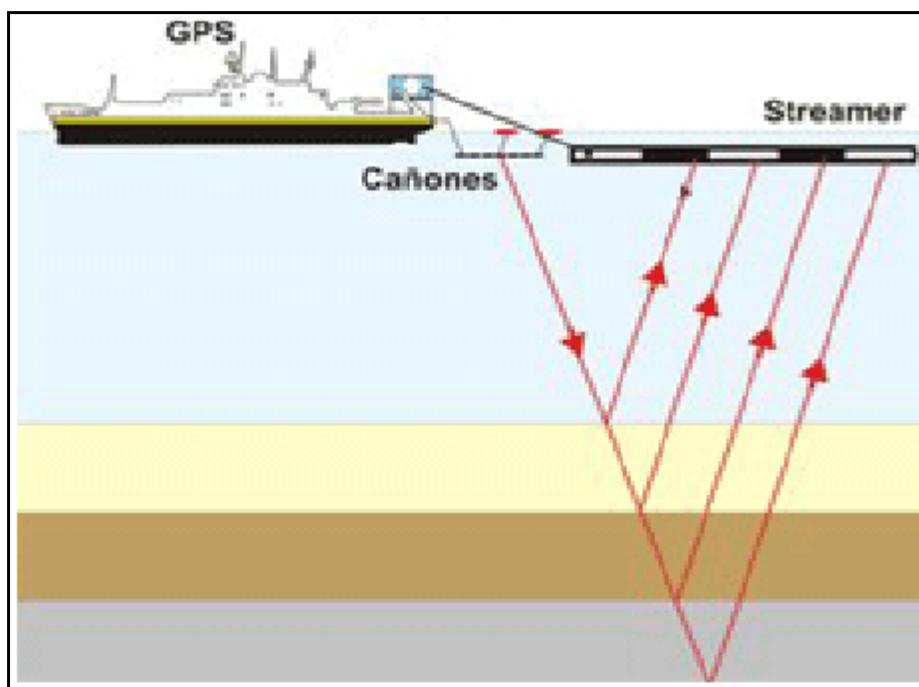
Para el estudio realizado en la Cuenca Alarcón se utilizó una metodología basada en el procesamiento e interpretación de datos sísmicos de reflexión monocanal y de interpretación de datos gravimétricos y magnéticos.

## **II.2. Sísmica de Reflexión.**

La sísmica de reflexión es un método de la Geofísica ampliamente usado en la exploración de hidrocarburos y en estudios tectónicos regionales. Proporciona una imagen sísmica del terreno con alta resolución y con un grado de continuidad muy alto, para identificar las estructuras y la estratigrafía a profundidad. Este método consiste en tres etapas principalmente: adquisición de datos, su procesamiento y su interpretación. Las tres etapas están íntimamente relacionadas y la correcta ejecución de cada una será la base para lograr buenos resultados en la etapa siguiente. (Fitch, 1976; Mcquillin et al., 1979; Badley, 1985; Lindseth, 1987; Yilmaz, 1987; Hoskins and Wood, 1996; Sheriff and Geldart, 1991).

La adquisición de datos sísmicos está basada en la generación de ondas sísmicas con la ayuda de una fuente artificial y en la posterior recuperación de la señal reflejada por las diferentes capas del subsuelo. Para la adquisición de los datos de sísmica marina (Fig. 7), la energía necesaria para emitir las ondas sísmicas se obtiene con la ayuda de uno o varios cañones de aire los cuales

emiten la señal que viaja a través del agua y continúa por las diferentes capas del subsuelo, siendo en éstas reflejada y recuperada por una serie de sismodetectores (hidrófonos) que se encuentran cerca de la superficie en el interior del cable de registro (*streamer*).



**Figura 6.** Esquema de la geometría de adquisición de sísmica marina. Las ondas acústicas reflejadas en el subsuelo se registran en los hidrófonos que se encuentran dentro del cable de registro (*streamer*).

### II.2.1. Adquisición de Datos de Sísmica de Reflexión Monocanal.

La adquisición de los datos sísmicos se efectuó empleando el buque oceanográfico Roger Revelle del Instituto Oceanográfico Scripps, durante el mes de Octubre de 1998, el cual empleó un cañón de aire comprimido GI (Generación-Inyección de doble burbuja), con un volumen de aire de 13 litros (210 pulgadas cúbicas) a una presión de 136 Atm (2000 psi) como fuente de energía. Las señales sísmicas fueron recibidas por un sistema de cable de registro de tres canales. Los parámetros de la adquisición se muestran a continuación:

- Número de Canales: 3
- Offset inicial: 75 m.
- Distancia entre canales: 25 m.
- Intervalo de disparo: 10 s (que equivalen a 50 metros de separación entre cada disparo).

Los datos sísmicos obtenidos en campo, se encuentran separados en tres archivos:

El primer archivo se compone de 12,145 disparos del cañón de aire realizados del día 17 al 19 de octubre frente a las costas de la Península de Baja California entre las latitudes  $31.3^{\circ}\text{N}$  –  $26.3^{\circ}\text{N}$ , por estar fuera de nuestra zona de estudio este primer archivo fue desechado sin ningún tipo de tratamiento.

Nuestro segundo y tercer archivo se componen de 17,577 y 11,303 disparos del cañón de aire respectivamente, comenzando el día 20 de octubre y terminando el día 24 del mismo mes, Estos datos se encuentran sobre la Cuenca Alarcón comprendida entre las coordenadas  $22.63^{\circ}$  -  $24.31^{\circ}\text{N}$  y  $107.33^{\circ}$  -  $109.43^{\circ}\text{W}$  (Fig. 1). Posteriormente se aplicó el tratamiento necesario para su procesamiento y posterior interpretación.

#### II.2.2. Procesamiento Sísmico.

A continuación se describe la secuencia del procesamiento y parámetros aplicados a los datos sísmicos:

### II.2.2.1. Preprocesamiento.

En esta etapa, el objetivo es preparar los datos de campo para ser sometidos a un procesamiento posterior y con ello lograr una mejor interpretación de los mismos. La secuencia de este preprocesamiento es la siguiente:

#### II.2.2.1.1. Cambio de Formato.

El formato obtenido en campo para los grupos de tiro ("*Shot-Gathers*") es en "SEG-Y" (Formato Y de grabación de la Sociedad de Geofísicos de Exploración). Se tuvo la necesidad de cambiarlos a formato "SU" de Seismic Unix (software gratuito de la Escuela de Minas de la Universidad de Colorado, Estados Unidos, <http://www.cwp.mines.edu/cwpcodes/>), ya que este software es el que emplearemos para dar el tratamiento correspondiente a los datos sísmicos.

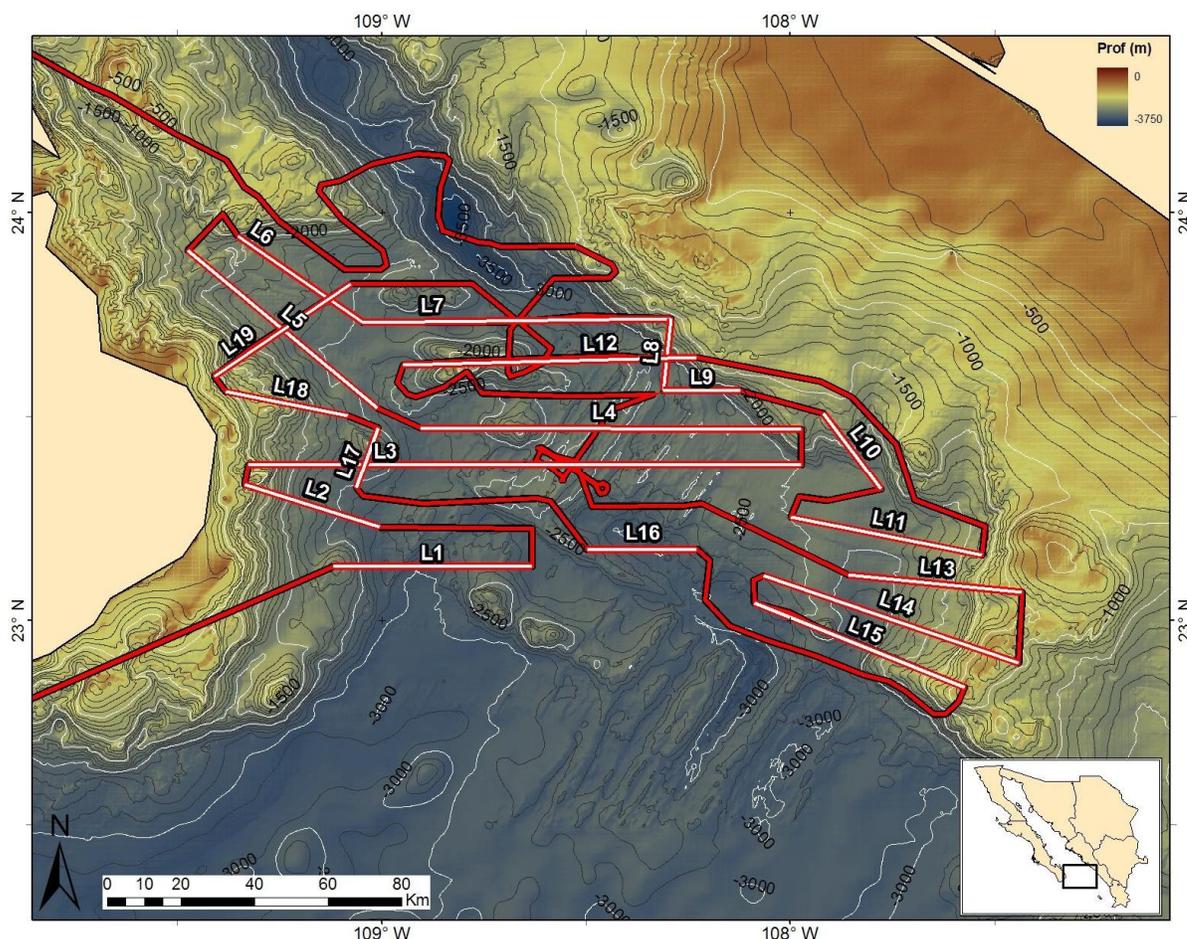
El formato "SEG-Y" se compone de tres partes básicas: la primera y segunda parte contienen información de la cinta magnética o archivo digital, mientras que la tercera parte está formada por las trazas sísmicas. El formato "SU" sólo se compone de la porción de las trazas sísmicas (Cohen and Stockwell, 2003).

#### II.2.2.1.2. Separación de las líneas sísmicas en perfiles sísmicos.

Se optó por cortar nuestras líneas sísmicas de los archivos 2 y 3 en perfiles sísmicos (aproximadamente rectos), para dar una mejor interpretación y poder comparar los datos sísmicos con los datos gravimétricos y magnéticos, de modo tal que, del archivo 2 se generaron 12 perfiles sísmicos y del archivo 3 se generaron 7 perfiles sísmicos (Fig. 3), dando un total de 19 perfiles sísmicos (los cuales se renombraron L1 a L19).

**Tabla I. Se muestra la dirección, el inicio y el final de cada línea sísmica, así como, la longitud de las mismas.**

Líneas	Dirección	Inicio	Fin	Largo (km)
L1	W-E	109.1081°W 23.1293°N	108.6385°W 23.1272°N	42.95
L2	NW-SE	109.0067°W 23.2282°N	109.3282°W 23.3275°N	33.65
L3	W-E	109.3210°W 23.3772°N	107.9807°W 23.3751°N	124.2
L4	W-E	107.9978°W 23.4670°N	108.9038°W 23.4679°N	82.5
L5	NW-SE	109.0106°W 23.5219°N	109.4689°W 23.8993°N	60.3
L6	NW-SE	109.2694°W 23.8750°N	109.0472°W 23.7288°N	29.1
L7	W-E	109.0455°W 23.7279°N	108.3009°W 23.7361°N	70.2
L8	NE-SW	108.2942°W 23.7318°N	108.3020°W 23.5697°N	16.2
L9	W-E	108.2974°W 23.5638°N	108.1216°W 23.5569°N	17.1
L10	NW-SE	107.9152°W 23.5040°N	107.7833°W 23.3212°N	22.2
L11	NW-SE	107.9803°W 23.2503°N	107.5341°W 23.1620°N	41.1
L12	W-E	108.2320°W 23.6396°N	108.9407°W 23.6220°N	62.1
L13	NW-SE	107.8553°W 23.1107°N	107.4362°W 23.0669°N	42.9
L14	NW-SE	107.4569°W 22.8974°N	108.0666°W 23.1074°N	62.1
L15	NW-SE	108.0784°W 23.0417°N	107.5691°W 22.8341°N	52.8
L16	W-E	108.2388°W 23.1745°N	108.4971°W 23.1739°N	25.2
L17	NE-SW	109.0558°W 23.3258°N	109.0138°W 23.4722°N	15.6
L18	NW-SE	109.0850°W 23.5008°N	109.3853°W 23.5632°N	27.6
L19	NE-SW	109.4069°W 23.5986°N	109.0719°W 23.8200°N	40.5



**Figura 7.** Mapa mostrando la derrota (la cual está representada con la línea en color rojo) que se siguió durante el levantamiento sísmico en el mes de octubre de 1997, así como también, se muestran los perfiles sísmicos (líneas de color blanco) obtenidos a partir de la separación de los archivos 2 y 3.

#### II.2.2.1.3. Separación de canales sísmicos.

Debido a que las líneas sísmicas (L1 a L19) contienen información de los 3 canales del cable de registro sísmico, es necesario seleccionar el canal que contenga la menor cantidad de ruido posible para poder obtener una mayor calidad en nuestro procesamiento de los datos. En consecuencia a esto se seleccionó el canal 1 el cual era el óptimo para poder aplicar dicho tratamiento.

#### II.2.2.1.4. Geometría.

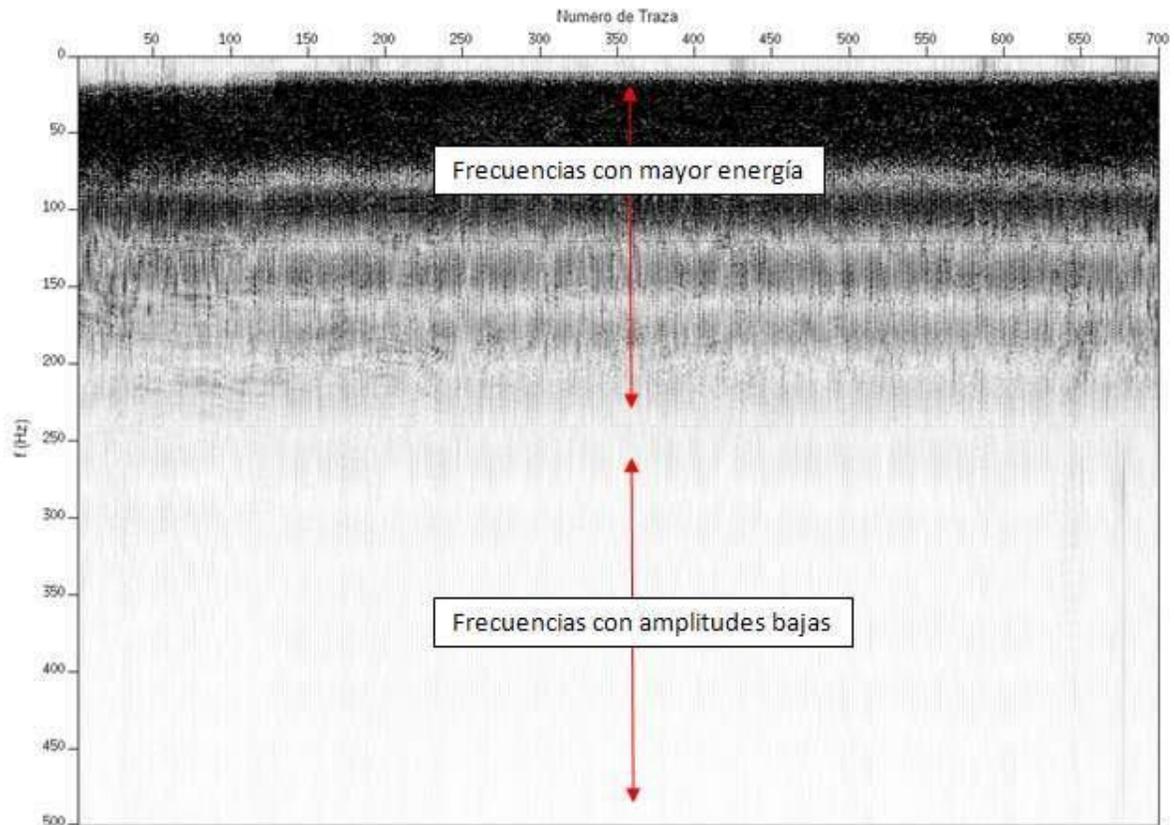
Es esencial definir correctamente las coordenadas (Latitud, Longitud) de cada una de las líneas sísmicas ya mencionadas, así como la distancia de fuente y receptor (*offset*), distancia entre detonaciones, entre otras características. Estos datos fueron introducidos de manera manual en los encabezados (*Headers*) de los ficheros de cada registro sísmico. Las coordenadas de Latitud y Longitud fueron obtenidas a partir de los datos de la derrota del buque oceanográfico Roger Revelle. Por otra parte los datos de los *offset*, la distancia entre detonaciones y la distancia entre canales fueron obtenidos de los mismos datos sísmicos, una vez graficados y analizados.

#### II.2.2.2. Procesamiento.

En esta etapa, el objetivo es lograr una sección sísmica ideal, que muestre todas las reflexiones claramente y con la mejor resolución posible, de modo tal que es aquí donde el procesamiento a los datos sísmicos es necesario para lograr reducir el ruido introducido por fuentes externas a las del subsuelo. La secuencia de este procesamiento es la siguiente:

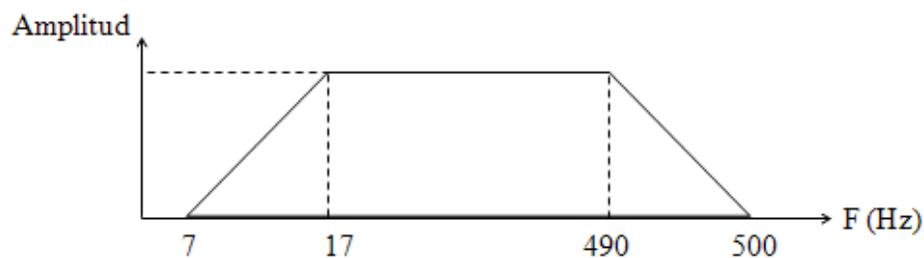
##### II.2.2.2.1. Filtro de Frecuencias.

En la figura 9 se muestra el espectro de amplitud de los grupos de tiro de la línea 1. El mayor contenido de frecuencias de los datos sísmicos se encuentran entre 10 y 100 Hz aproximadamente, aunque también se observan amplitudes medianas de los 100 a 250 Hz, las frecuencias que están por debajo de los 7 Hz son consideradas como ruido ambiental producido por el oleaje y muy posiblemente por la propela de la embarcación.

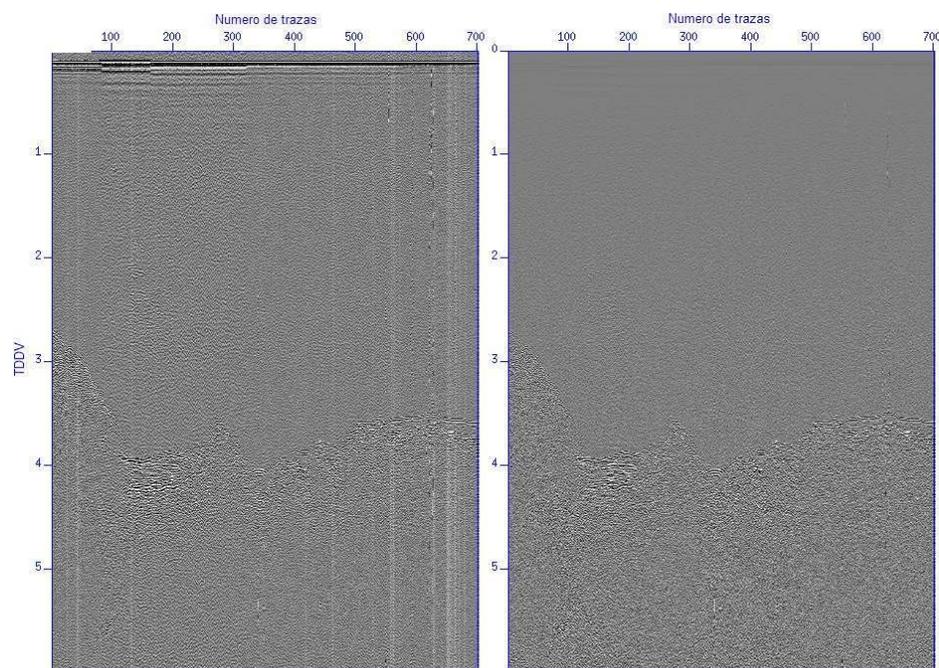


**Figura 8. Espectro de amplitud de los grupos detiro de la línea 1.**

El filtro de frecuencias elimina aquellas frecuencias no deseadas consideradas como ruido. Para obtener esto, se aplicó un filtro paso-banda trapezoidal con frecuencia de corte inferior a los 7 Hz, una rampa trapezoidal entre los 7 y 17 Hz, valor unitario entre los 17 y 490 Hz, rampa trapezoidal entre los 490 y 500 Hz que permite el paso de la señal y atenúa las características del ruido ambiental.



A pesar de ser un filtro bastante tenue en las frecuencias, los resultados se muestran en la figura 10 en la que se puede observar una disminución significativa del bandeo producto del ruido ambiental, con ello se consiguió aumentar la calidad de la imagen.



**Figura 9. Se observa la línea 1 antes del filtro de frecuencia (izquierda) y posterior al tratamiento con el filtro (derecha).**

#### II.2.2.2.2. Corrección por Divergencia Esférica.

La divergencia esférica es un fenómeno físico causado por el aumento paulatino del tamaño de los frentes de onda, a medida que éstos se alejan de la fuente. Esto ocasiona que se registre una amplitud de la señal cada vez más débil hacia los sensores más retirados (a *offset* mayor) y para profundidades mayores. Por lo tanto, los datos deben ser corregidos para recuperar la perdida de la amplitud. Esto es válido por el hecho de que la amplitud es inversamente proporcional al *offset* y a la profundidad, cuando asumimos una velocidad constante (McQuillin et al., 1979).

Debido a la ausencia de información sobre las velocidades del terreno, la corrección se efectuó empleando la velocidad de propagación de las ondas en la capa de agua (1500 m/s aproximadamente) para toda la sección sísmica.

#### II.2.2.2.3. Corrección NMO (Normal move-out).

Debido a que el levantamiento sísmico fue de sólo tres canales, este paso parece innecesario ya que el objetivo de la corrección de NMO es el simular que los sismogramas fueron adquiridos con “offset” igual a cero y poder apilarlos, pero con el fin corregir el efecto de retraso producido por el offset se aplicó una velocidad NMO igual a 1500 m/s.

#### II.2.2.2.4. Deconvolución.

La deconvolución puede ser aplicada en las diferentes etapas del procesamiento sísmico, es un algoritmo que se utiliza con el fin de aumentar la resolución temporal de las reflexiones. Ello se consigue invirtiendo una ondícula básica (wavelet) y convolucionándola con cada traza (sismograma), el resultado es una compresión de la señal.

En sísmica las capas de rocas son definidas por su densidad y la velocidad con la cual la onda se propaga a través de ellas. El producto de la densidad por la velocidad es llamado *impedancia acústica*. El contraste de impedancia causa las reflexiones que son registradas en superficie. Por lo tanto el registro del sismograma puede ser modelado como una convolución de la respuesta a un impulso de la Tierra con una ondícula sísmica. Esta ondícula tiene componentes que incluyen la forma de la fuente, reflexiones registradas en superficie, filtro del registro y respuesta del geófono. La respuesta a un impulso de la Tierra es lo que se registraría si la ondícula fuera sólo un pico. La respuesta al impulso comprime las reflexiones primarias y toda posible múltiple. Idealmente la deconvolución

debería comprimir las componentes de la ondícula y eliminar los múltiples, dejando solamente la serie de reflectividad en la traza sísmica (Yilmaz, 1987).

Según el modelo convolucional, tenemos que:  $x(t) = w(t) * e(t) + n(t)$ , donde,  $x(t)$  es la traza sísmica,  $w(t)$  es la ondícula,  $e(t)$  es la respuesta a un impulso de la Tierra y  $n(t)$  es el ruido que en un principio se considera igual a cero. La deconvolución se aplica a cada traza sísmica  $x(t)$ , de forma que dado  $w(t)$  se calcule  $e(t)$ , o a partir de  $e(t)$  se encuentre  $w(t)$ .

Para este tratamiento se consideró la *deconvolución predictiva* la cual hace uso de la hipótesis que establece que la reflectividad del interior de la Tierra es un proceso aleatorio, haciendo posible el cálculo y la atenuación del ruido coherente como múltiples, reverberaciones, oscilaciones de la fuente, entre otros (Yilmaz, 1991).

**Tabla II. Intervalo de la ventana predictiva.**

Líneas	Ventana predictiva (s)
1 – 12	0.013 – 0.18
13 – 19	0.03 – 0.18

#### II.2.2.2.5. Migración.

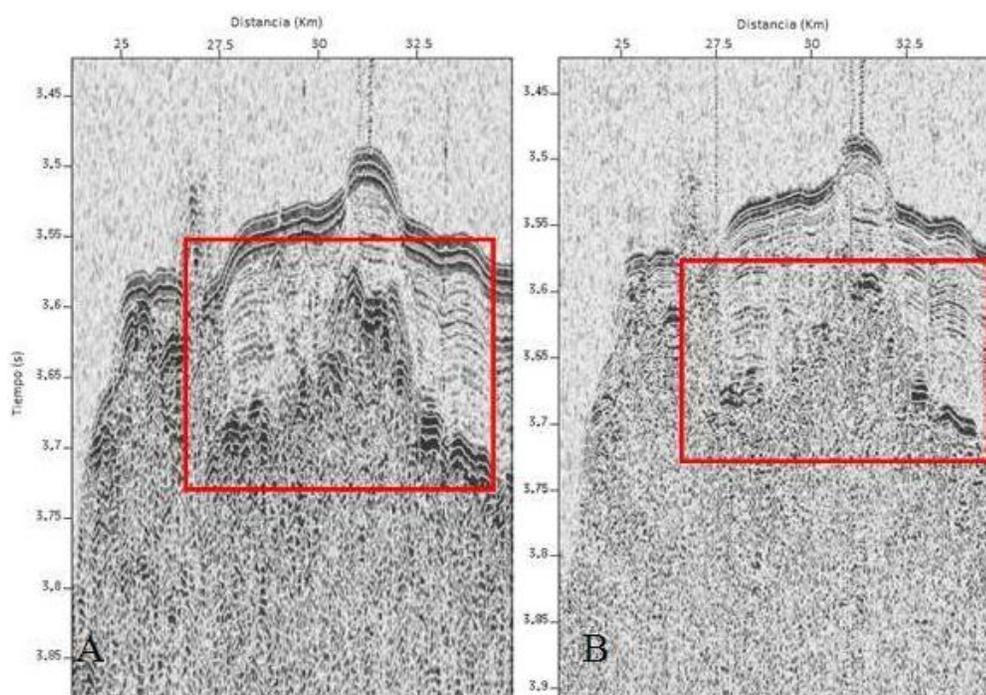
Es un proceso que se aplica para corregir las difracciones que se producen en una sección sísmica debido a un relieve brusco de algún reflector. Se corrigen los echados de los reflectores y ayuda a aumentar la resolución horizontal de los datos. Su objetivo es, pues, reubicar esta energía a su verdadera posición y ello se realiza provocando el colapso de estas difracciones.

La migración puede realizarse en el dominio de tiempo o profundidad. La migración en tiempo se aplica para zonas con ausencia de fuertes variaciones laterales en los valores de velocidad, a diferencia de la migración en profundidad

que corrige las reflexiones en el espacio, donde se presentan abruptos e importantes variaciones laterales y verticales de la función de velocidad. Para esto se precisa el conocimiento de los valores de velocidad tanto vertical como lateral (Yilmaz, 1991).

La migración de Stolt fue utilizada en este trabajo para migrar en tiempo, la cual transforma los datos a un pseudo-dominio de profundidad para aproximar a una velocidad constante de la Tierra, luego reubica la energía en el dominio de la frecuencia-número de onda. Posteriormente los datos son convertidos de nuevo al dominio del tiempo.

Cabe señalar que al ser una migración con velocidad constante, el método a emplear para realizar la migración de estos datos no fue tan importante, pues todos los métodos que pudieran emplearse resultarían muy similares, lo importante en este caso es minimizar los tiempos de cómputo.



**Figura 10.** Al comparar las imágenes de un perfil sísmico cualquiera, se puede apreciar que las difracciones de la sección sin migrar (A) se colapsan

y se reubican en su posición real al momento de realizar la migración con el método de Stolt (B).

**Tabla III. Velocidad de migración para las líneas sísmicas.**

Líneas	Velocidad de migración (m/s)
1 – 12	1100
13 – 19	1210

#### II.2.2.2.6. Cálculo de Espesores.

Debido a que nuestros sismogramas están en doble tiempo de viaje, esto es que cada rayo reflejado ha hecho el viaje tanto de ida (incidencia) como de vuelta (reflexión), es necesario hacer un cálculo de los espesores de los sedimentos para poder proporcionar una referencia más útil. Para poder obtener un cálculo más aproximado, es necesario contar con datos de registros de pozo que te brinden información de las velocidades de cada capa por las que inciden las ondas sísmicas, sin embargo para este estudio no se cuenta con tal información, Por tal motivo se calculó el espesor de sedimentos utilizando “*Stacking velocity*” ( $V_s$ ) también llamada velocidades NMO ( $V_{NMO}$ ) la cual se calcula con la siguiente fórmula:

$$H = V_{NMO} * (T / 2) \quad (1)$$

Dónde:

H = Profundidad

$V_{NMO}$  = Velocidad NMO (Velocidad empleada de 2000 m/s)\*

T = Doble tiempo de viaje

\*Velocidad para los sedimentos cercanos a la zona de estudio reportada en la tesis de maestría de Requena (2006), basadas en núcleos de DSDP (Deep Sea Drilling Project) (Yeats et al., 1981).

### II.3. Gravimetría.

El método gravimétrico está basado en la medición en la superficie de la Tierra de variaciones en el campo gravitacional. Muchas estructuras geológicas en el interior de la Tierra dan lugar a deformaciones en la distribución de la densidad, las cuales originan anomalías asociadas a estas estructuras.

Para medir estas anomalías de gravedad existen diferentes equipos de registro, dependiendo de la precisión requerida y de las estructuras a investigar. Una vez que se tienen los datos se procede a realizar las correcciones o reducciones pertinentes, ya que la gravedad se ve afectada por la latitud, la elevación, topografía, mareas, efecto de plataforma móvil y efectos por variaciones de densidad en la corteza.

Los datos gravimétricos tratados en este trabajo son de Aire Libre obtenidos de la página de la National Geophysical Data Center (NGDC). ([http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/ims/trk\\_cri.html](http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/ims/trk_cri.html)), los cuales son una recopilación de varias mediciones realizadas en el área, tanto mediciones de satélite como de cruceros realizados en diferentes años.

Anomalía de Aire Libre =  $G$  (observada) –  $G$  (teórica) Miligales (mGal).

En el caso de datos gravimétricos en zonas oceánicas, existe una carga negativa topográfica. Esto debido a que la baja densidad del agua contrarresta la alta densidad de las rocas (Heiskanen, 1953), de modo tal que es necesario hacer una corrección para quitar este efecto provocado por la masa de agua. Para ello empleé la siguiente ecuación de Heiskanen (1953).

Corrección de Bouguer en Mar:

$$CB = FA - (\delta g / \delta z - 4\pi G \rho_w) dw \quad (2)$$

Donde:

FA = Anomalía de Aire Libre

$\delta g / \delta z = +0.3086$  mGal/m (promedio vertical del gradiente de gravedad por metro de elevación sobre el nivel del mar)

$G = 6.672 \times 10^{-11}$  kgm<sup>3</sup>/s<sup>2</sup> (Constante de gravitación universal)

$\rho_w = 1.03$  g/cm<sup>3</sup> (Densidad del agua de mar)

dw = Profundidad de la estación observada (m) (Batimetría)

Posterior a esta corrección, los datos fueron sometidos a dos métodos analíticos (Método de Nettleton y Método de Talwani), para poder determinar la densidad de los sedimentos presentes en nuestra área de estudio:

### II.3.1. Método de Nettleton.

Este es un método indirecto propuesto por Nettleton (1976) que es utilizado para calcular la densidad media del área de estudio. Nettleton considera un perfil gravimétrico trazado sobre un accidente morfológico pronunciado en el área de interés como una colina o un valle pequeño. Para cada estación de observación a lo largo del perfil se calcula la gravedad corregida insertando distintos valores de densidad en las fórmulas, que corrigen el efecto topográfico y el efecto de las masas ubicadas entre el nivel de referencia y el nivel de observación. El valor de densidad, que genera el perfil gravimétrico de menor correlación con el perfil morfológico (Fig. 4), es el valor más apropiado y es también, el que se acerca lo más posible al valor real.

$$\Delta g = 2\pi G \cdot \rho \cdot h + FA \quad (3)$$

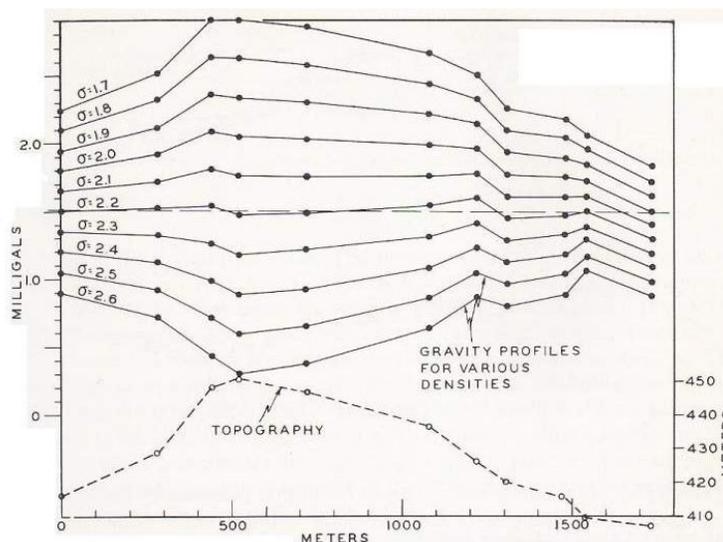
Dónde:

G = Constante de gravitación universal (g·cm<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>)

$\rho$  = Densidad que se hará variar ( $\text{g/cm}^3$ )

$h$  = Cambio de altura entre las estaciones (m)

FA = Corrección de Aire Libre (mGal)



**Figura 11. “Perfil de densidad”** Los diferentes perfiles gravimétricos fueron reducidos con el factor de elevación correspondientes a las densidades que se muestran. La densidad indicada es de 2.2, la cual es la que tiene la menor correlación con la topografía. (Nettleton. 1976).

### II.3.2. Método de Talwani.

El método de Talwani et al. (1959) es un método analítico desarrollado para el cálculo manual o computacional del efecto gravitatorio de cuerpos irregulares.

El procedimiento consiste en aproximar el contorno de una sección vertical de un cuerpo de dos dimensiones a la forma de un polígono de  $n$  lados, el que puede ser descrito analíticamente y calcular su efecto gravimétrico.

El software utilizado para este estudio es la versión Talwani 2.3 (<http://research.utep.edu/Default.aspx?tabid=45290>), es un programa que modela

los perfiles gravimétricos basados en la técnica de Talwani et al. (1959) y Cady (1980).

Con el fin de dar más fluidez a este trabajo, para este método sólo se consideran las líneas 3, 5 y 11, con estas tres líneas se logra cubrir por completo la cuenca Alarcón de Oeste a Este.

#### **II.4. Magnetometría.**

El método magnético tiene muchos puntos comunes con el método gravimétrico, pues ambos buscan anomalías originadas por cambios de las propiedades físicas de las rocas.

Para este estudio no se trataron datos magnéticos, sólo se utilizó el mapa magnético de Norteamérica obtenido de la página de United States Geological Survey (USGS), como base para diferenciar cualitativamente la corteza oceánica y la corteza continental (<http://pubs.usgs.gov/of/2002/ofr-02-414/>).

## Capítulo III.

---

### Resultados

---

#### III.1. Descripción General.

En esta sección se describe la interpretación de las líneas procesadas, mejor conocidas como secciones sísmicas.

A partir de las secciones sísmicas migradas en tiempo se obtuvieron 19 perfiles sísmicos, en ellos se pueden identificar las diferentes características fisiográficas de la cuenca Alarcón, tales como el talud continental, capa de sedimentos, volcanes submarinos, cordilleras y cuencas oceánicas principalmente.

La separación de basamentos se efectuó con la ayuda del talud continental, ya que las secciones sísmicas para este trabajo no muestran una diferencia notable en las propiedades físicas de las rocas de los basamentos, aun así, sí muestran una diferencia en las secciones con cubiertas sedimentarias, lo que hace posible identificar los cuerpos sedimentarios del área de estudio.

Las secciones sísmicas interpretadas son la base para poder delimitar la capa de sedimentos y medir su espesor, las secciones sísmicas aunadas con el mapa magnético de Norteamérica y la batimetría nos muestran la separación de los basamentos continental y oceánico.

El tiempo total de registro en las secciones sísmicas es de 6000 ms en tiempo doble de viaje (TDDV). En los registros se aprecian diferentes reflectores sobre un basamento acústico que nos delimitan nuestros cambios de capas. El

echado de los eventos varía a lo largo de las diferentes secciones, desde horizontales hasta ángulos pronunciados.

### III.2. Separación de Cortezas.

Para poder separar la corteza continental de la corteza oceánica, empleé 3 criterios principalmente:

- 1) Mapa magnético de Norteamérica (Fig. 12).
- 2) La batimetría de la zona.
- 3) La interpretación de los perfiles sísmicos (en especial la ubicación del talud continental).

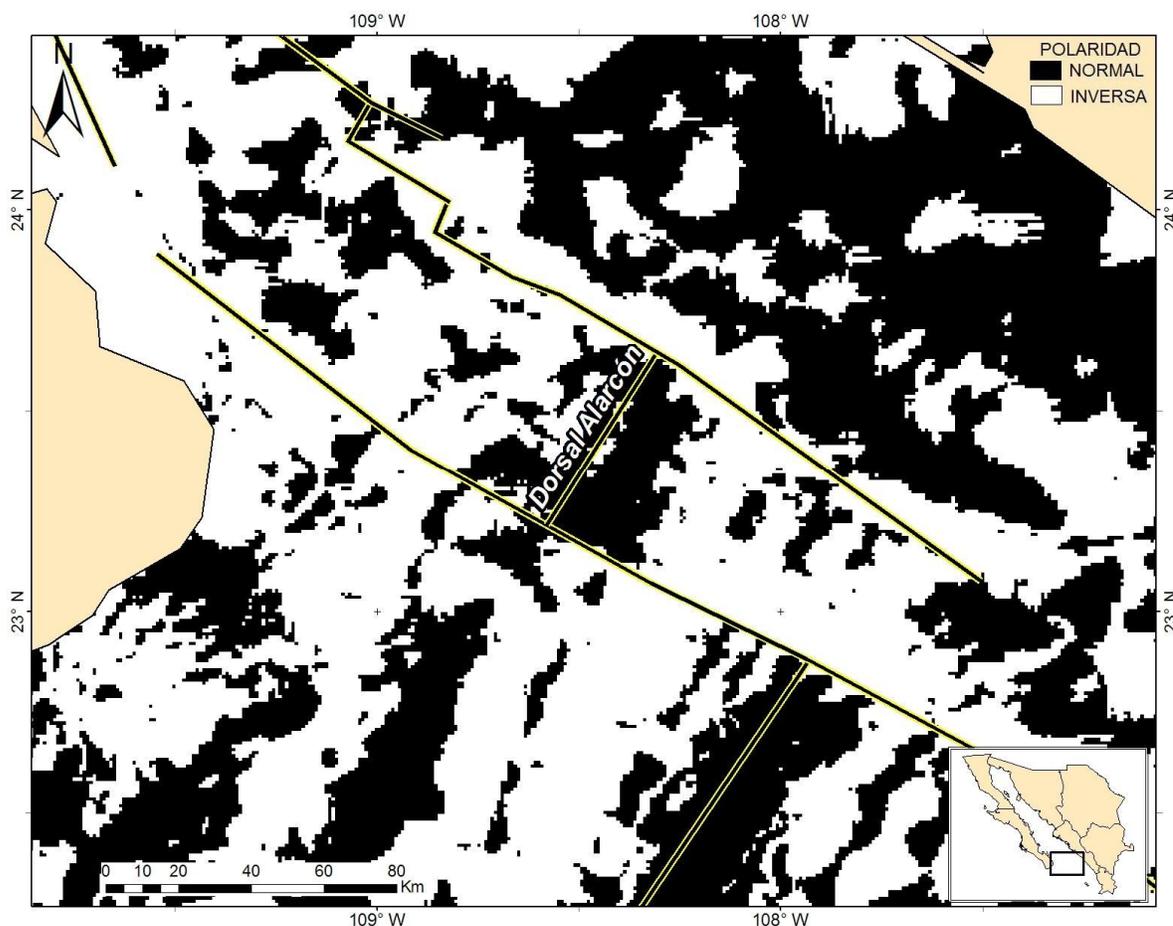
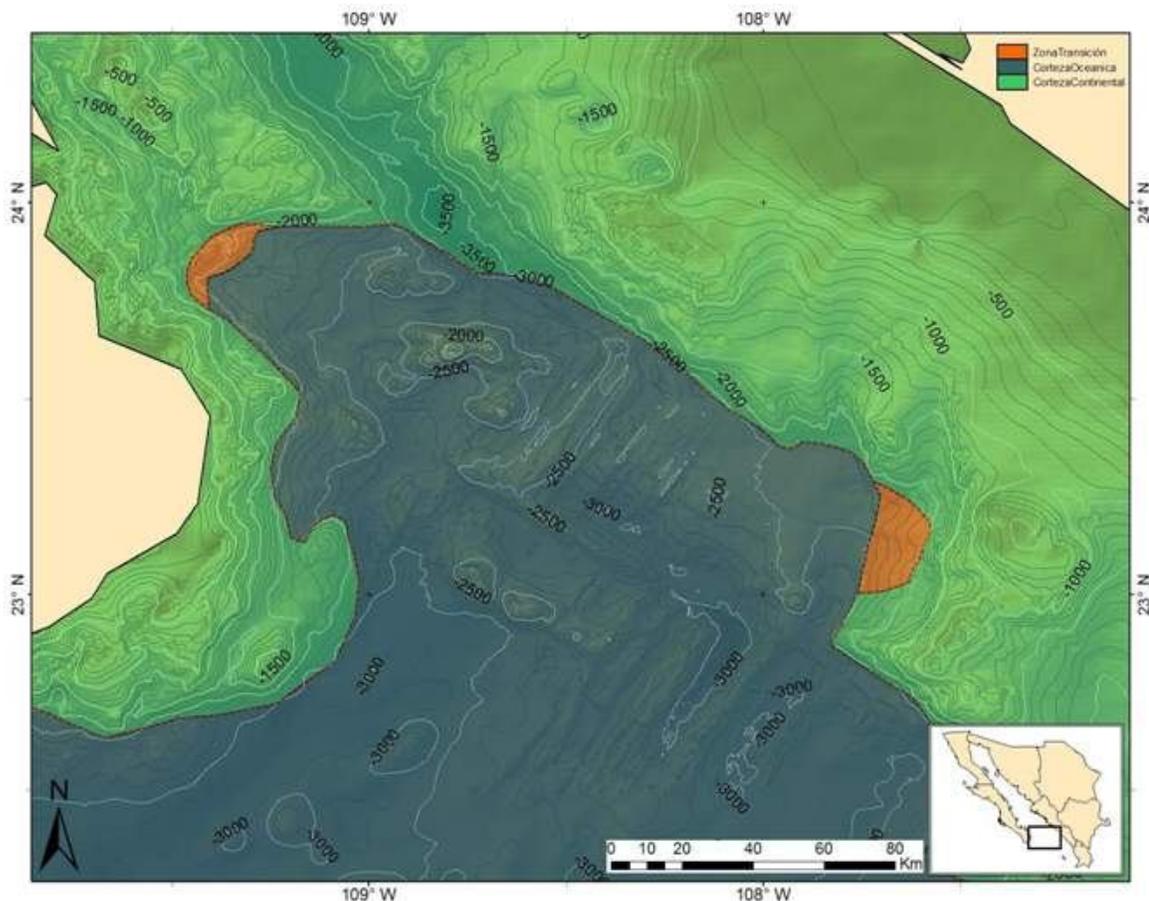


Figura 12. Mapa magnético de Norteamérica donde se puede observar el bandeo magnético que se ubica hasta el cron 2a (~3.4 Ma) (Martin-Barajas et al. 2000).

En base a estos 3 criterios se logró obtener un mapa (Fig. 13) en el cual se aprecia la separación de las cortezas para la cuenca Alarcón.



**Figura 13. Separación de cortezas de la cuenca Alarcón, donde se puede apreciar el basamento continental (en color verde), basamento oceánico (color azul) y la zona de transición de los basamentos (color naranja).**

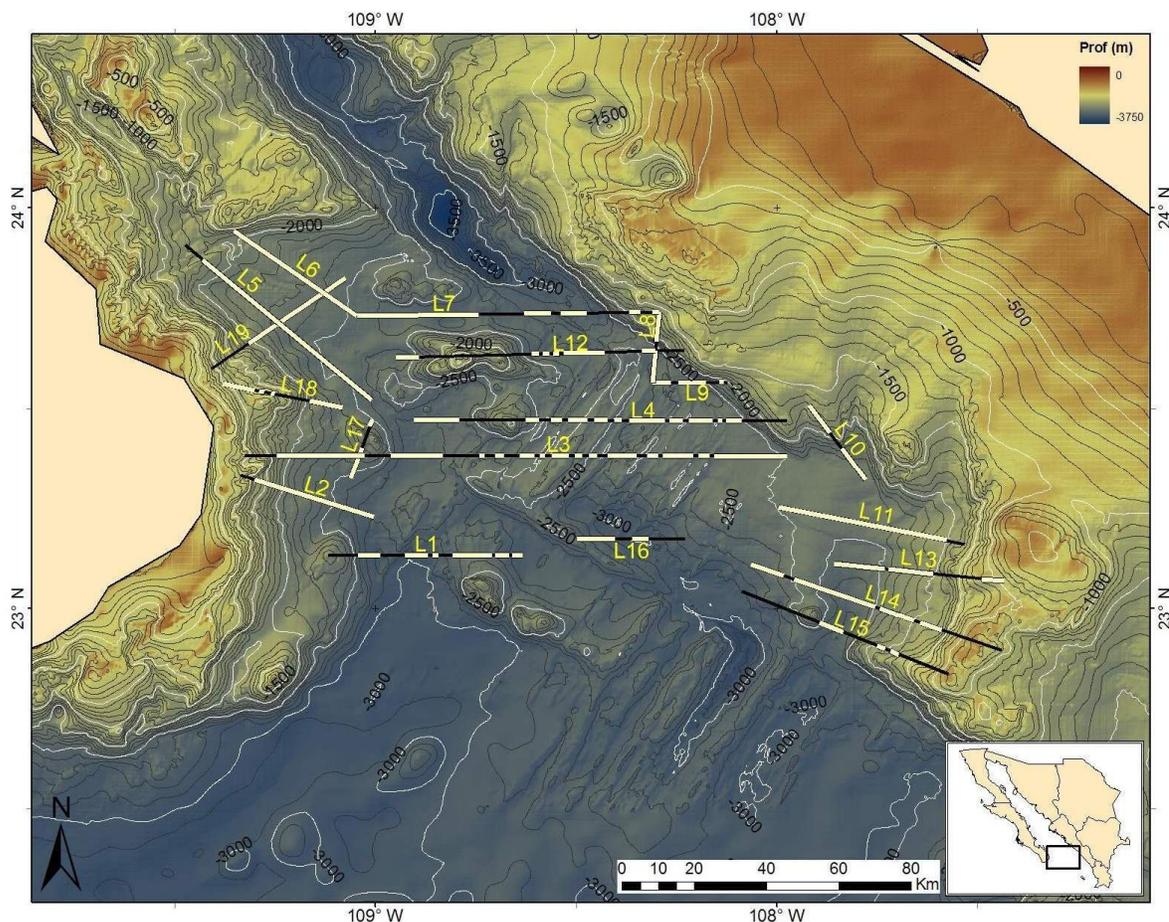
Existen dos zonas en donde es difícil identificar la separación de la corteza continental de la corteza oceánica. Estas zonas se encuentran en los extremos de la cuenca, al Noroeste y al Sureste de la cuenca (zona de transición en color rojo). A excepción de estas dos zonas, el resto de la cuenca es fácilmente separable ya que se muestra un talud continental bien marcado, el mapa magnético de Norteamérica nos brinda mucha información de las zonas donde se encuentra la zona de expansión de la cuenca y todo aunado a la batimetría nos complementa la información para la separación de las cortezas.

### **III.3. Interpretación de Secciones Sísmicas.**

Con base de las imágenes obtenidas de las secciones sísmicas y al digitalizar las diferentes capas de sedimentos, logramos conocer su localización, lo que nos permite poder ubicarlas sobre un mapa (Fig. 14), el cual nos brinda una clara distribución de sedimentos de la cuenca Alarcón.

La región que se encuentra al final de la plataforma continental en la parte noreste de la cuenca al Este de las líneas 4, 7, 9 y 12 y al Norte de la línea 8 y Noroeste de la línea 10, se encuentra un talud continental bien marcado el cual lo podemos asociar a la continuación del sistema de fallas de la transformada de Pescadero que delimita la plataforma continental de la corteza oceánica para esta zona de la cuenca.

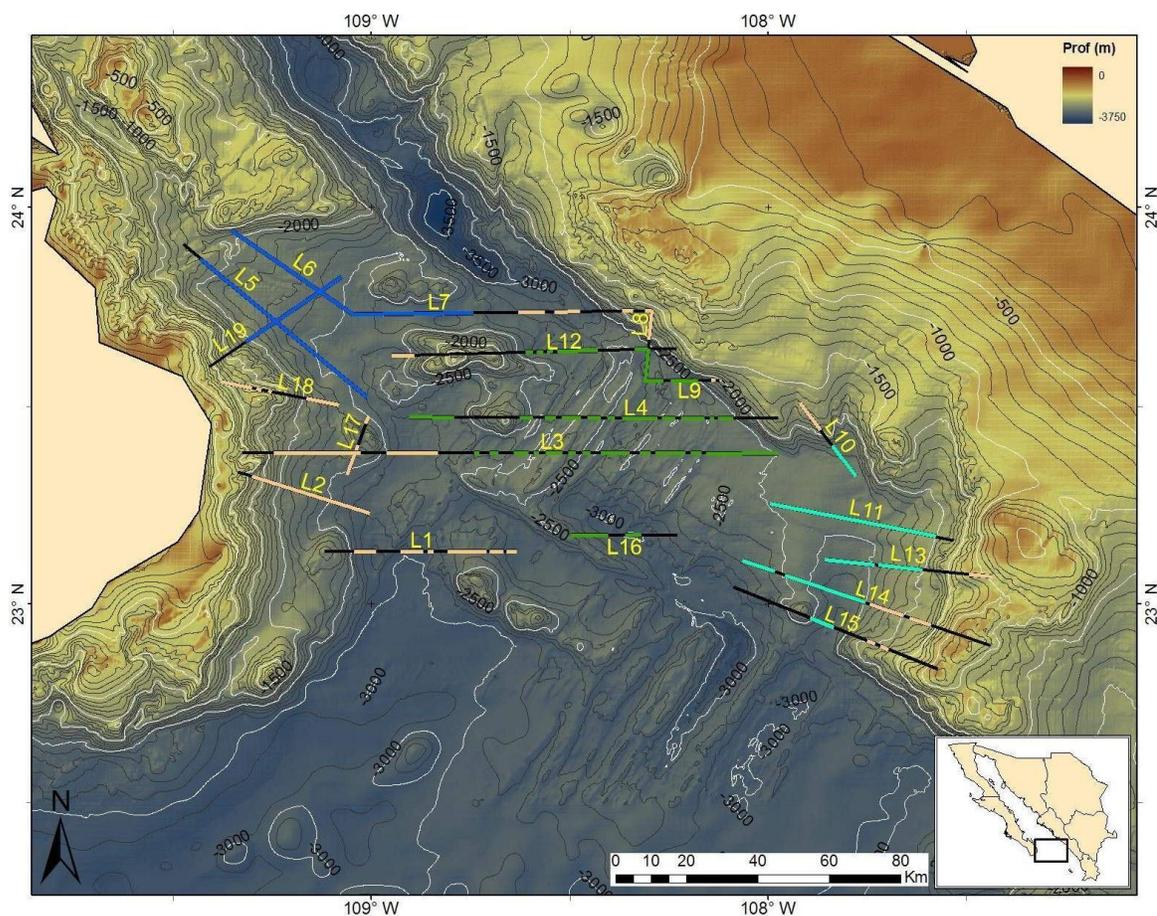
En la parte central de la cuenca, en las líneas 3 y 4, se aprecia la dorsal Alarcón y las diferentes dorsales que se presentan en forma simétrica a los extremos de la dorsal principal, las cuales se han ido separando con el paso del tiempo, producto de la extensión del suelo oceánico. Al Noroeste de la cuenca, en los perfiles de las líneas 4 y 12, se aprecian dos volcanes producto de la actividad volcánica de la zona.



**Figura 14. Localización de las cubiertas sedimentarias (líneas en color café claro) posterior al procesado e interpretación de las secciones sísmicas (líneas en color negro).**

Al observar el espesor de los sedimentos que se muestran en los perfiles sísmicos y al observar su ubicación en la figura 15, se puede separar la cuenca Alarcón en tres zonas de sedimentación básicamente:

La zona Noroeste que está compuesta por las líneas 5, 6 y 19 y parte de la línea 7. La zona Centro está compuesta por las líneas 4 y 16 y gran parte de las líneas 3, 8, 9, y 12. La zona Sureste está compuesta por la línea 11 y parte de las líneas 10, 13, 14 y 15.



**Figura 15. División de zonas de sedimentación de la cuenca Alarcón, Zona Noroeste (líneas en color azul), Zona Centro (líneas en color verde) y Zona Sureste (líneas en color turquesa).**

La mayoría de los perfiles sísmicos se encuentran cubiertos por diferentes capas de sedimentos, con el fin de poder obtener un promedio en el espesor de los sedimentos y entender mejor la dinámica en la sedimentación de la cuenca se numeran las diferentes capas de 1 a n capas de sedimentos de Oeste a Este para cada perfil y sólo se consideran las capas que se encuentran sobre el piso oceánico y se contabiliza sólo la parte más gruesa de la capa sedimentaria, con ello se construyeron varias tablas que se muestran en cada una de las zonas (Tablas II, III y IV):

### III.3.1. Zona Noroeste.

En la zona Noroeste se tiene una capa de sedimentos bastante gruesa, lo que se aprecia en los diferentes perfiles sísmicos que están sobre la zona (Líneas 5, 6, 7 y 19, Fig. 17 a 20). Esta zona es la más cercana al continente y es la más expuesta a las descargas sedimentarias producto de la erosión de las rocas que se encuentran sobre la porción sur de la península de Baja California.

**Tabla IV. Zona Noroeste.**

Zona Noroeste		
Linea	Capa (C)	Espesor (m)
5	1	1465
6	1	1009
7	1	952
19	1	1042
	Promedio	1117

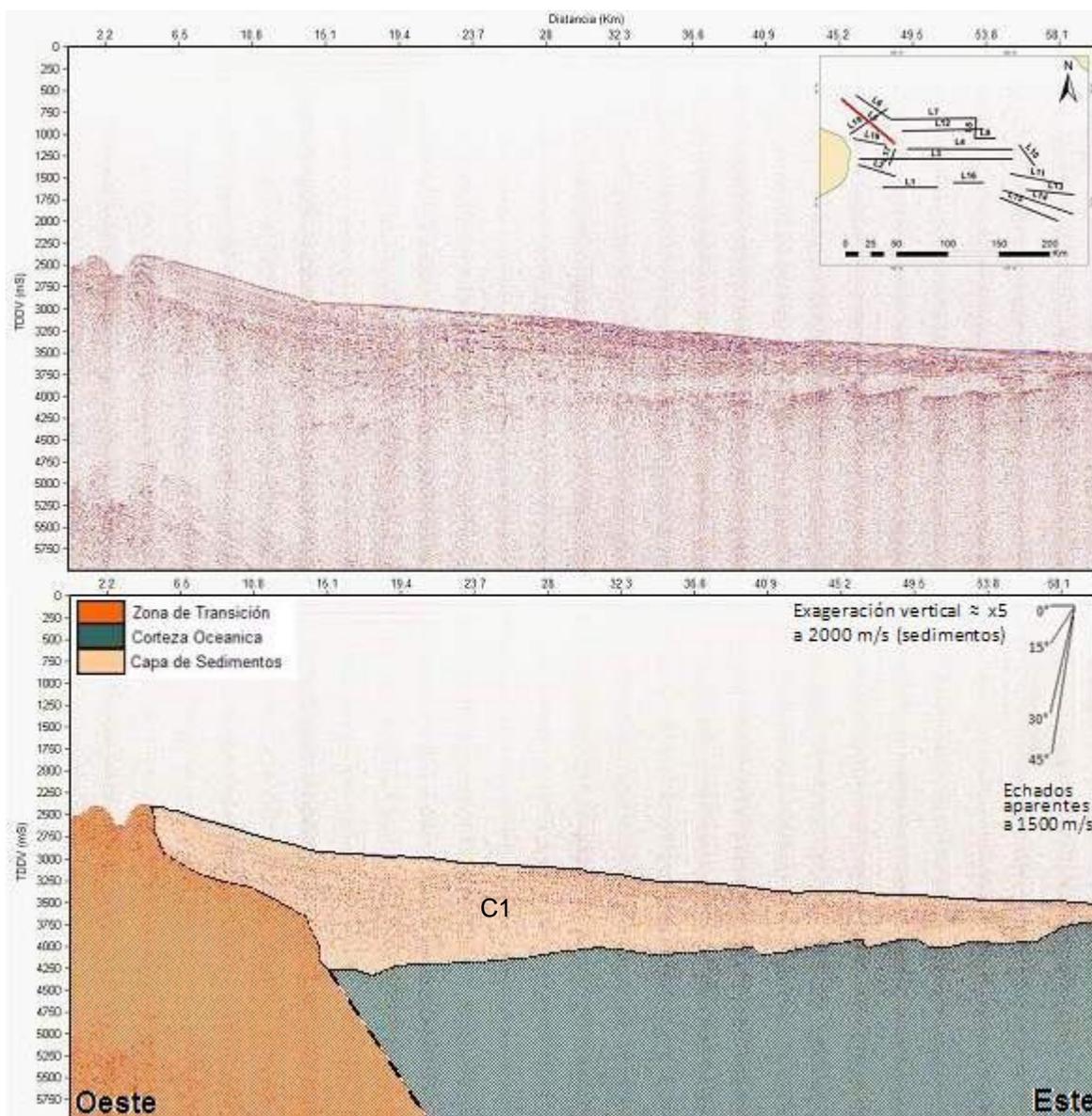


Figura 16. La imagen superior muestra la línea 5 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 5 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento oceánico (en color azul) con una cubierta sedimentaria (en color café) y la zona de transición de cortezas (en color naranja).

La Línea 5 (Fig. 16) está ubicada al oeste de la cuenca, la mayor parte del perfil está cubierto por una capa de sedimentos la cual tiene un espesor superior a los 1,400 m (para la parte más gruesa de la capa sedimentaria), la pendiente en este perfil es suave.

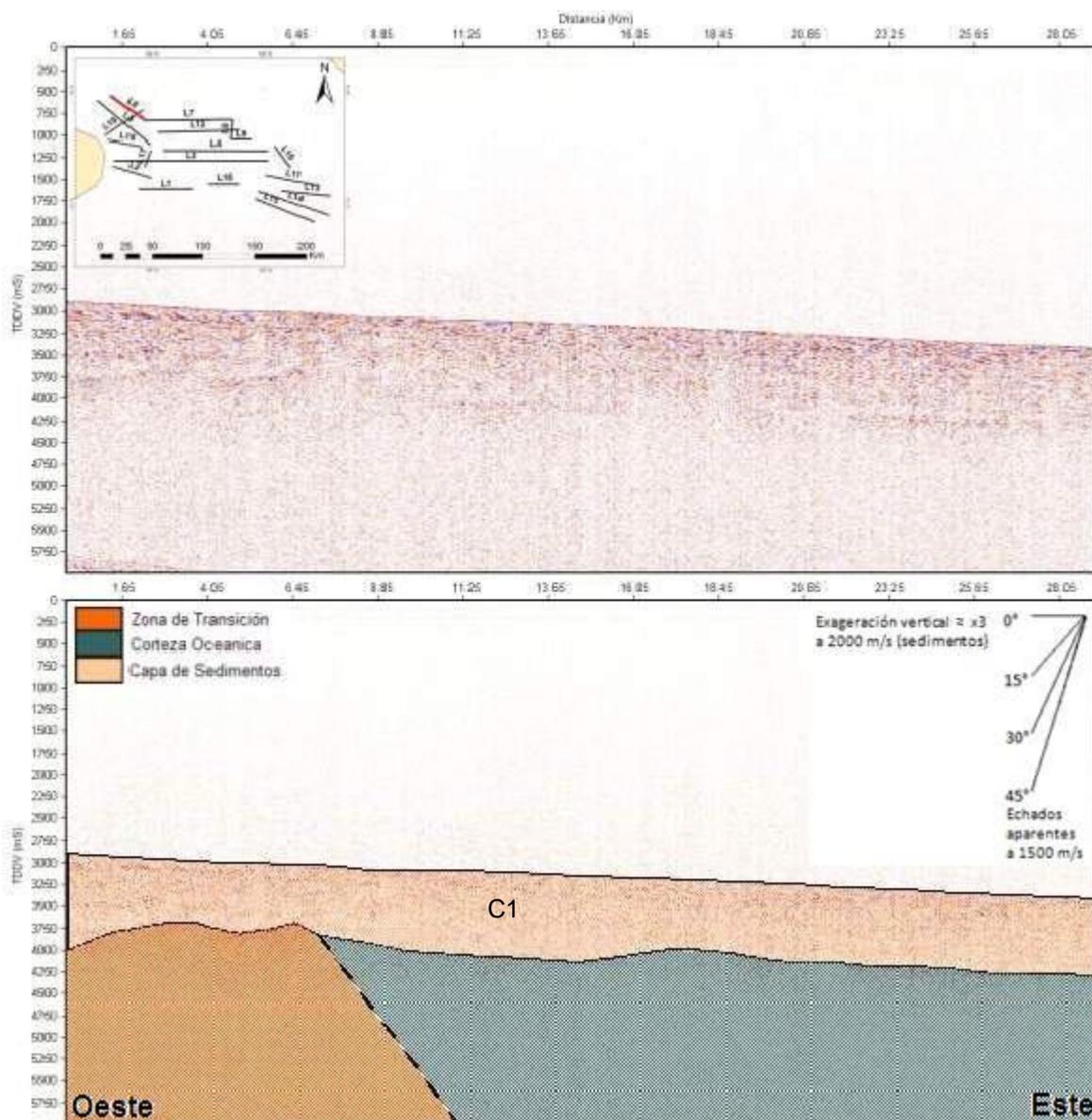
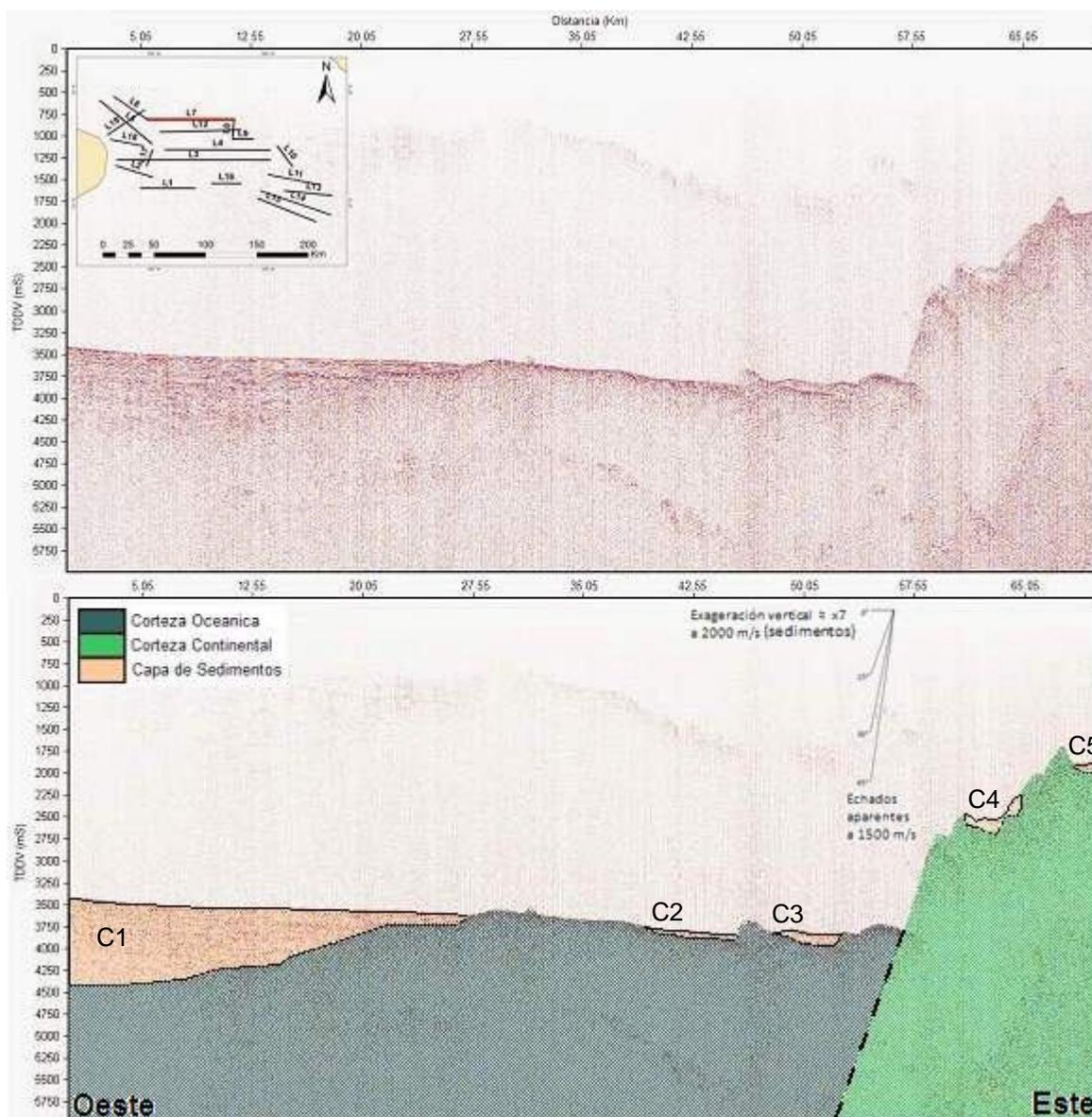


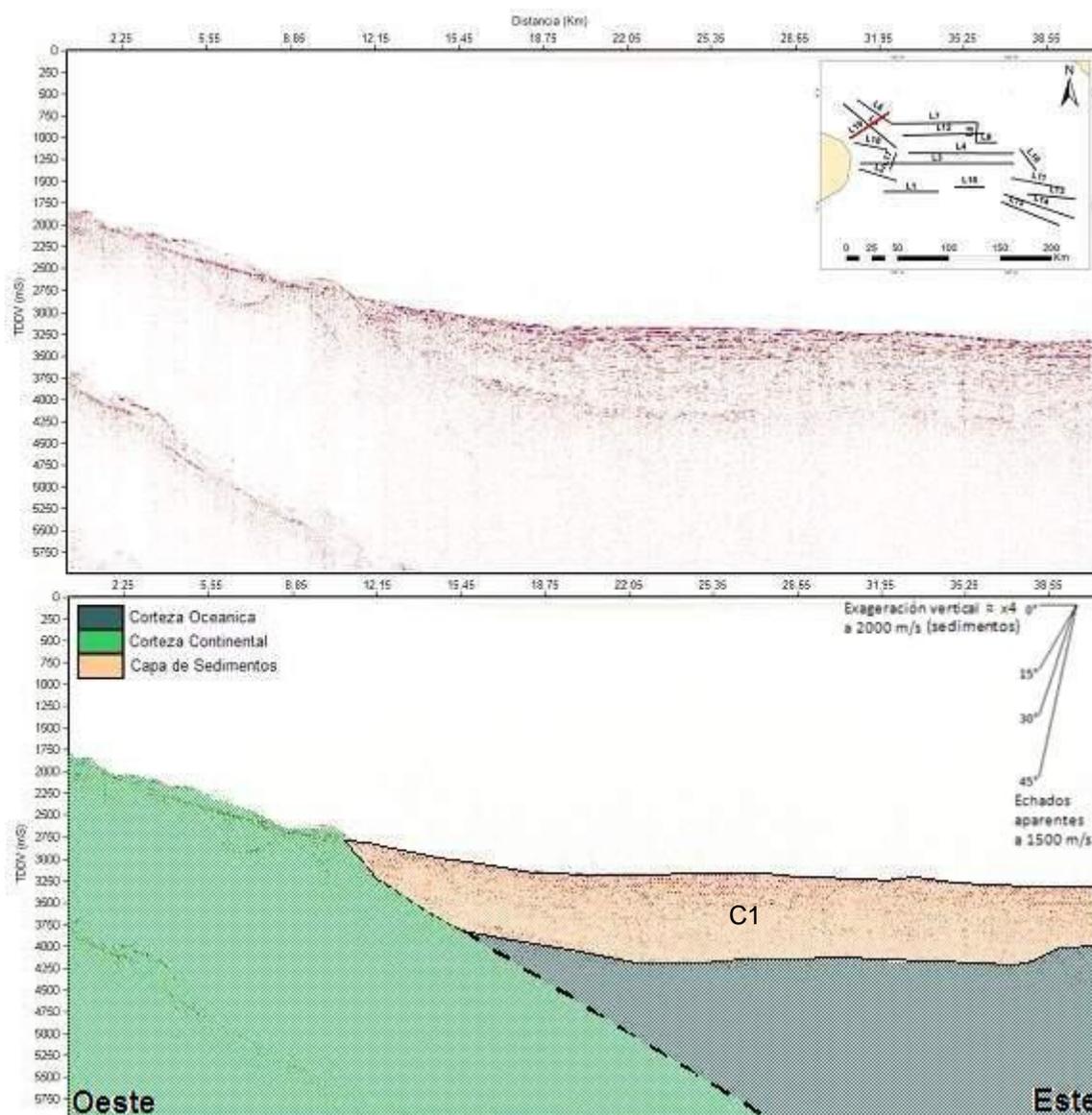
Figura 17. La imagen superior muestra la línea 6 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 6 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento oceánico (en color azul) con una cubierta sedimentaria (en color café) y la zona de transición de cortezas (en color naranja).

La Línea 6 (Fig. 17) está totalmente cubierta de sedimentos con un espesor superior a los 1,000 m (para la parte más gruesa de la capa sedimentaria), es la línea que se encuentra más al norte de la cuenca, justo sobre el límite de la misma. Al igual que la línea 5, no muestra un talud continental, su pendiente es prácticamente horizontal.



**Figura 18.** La imagen superior muestra la línea 7 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 7 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento oceánico (en color azul), basamento continental (en color verde) y ambos basamentos cubiertos por varias cubiertas sedimentarias (en color café).

La Línea 7 (Fig.18) está ubicada en la parte central y al norte de la Cueva Alarcón. Al Este de la línea se observa el talud continental bien marcado, lo cual indica el límite de la plataforma continental con el piso oceánico. Existen diferentes capas de sedimentos que cubren gran parte de la línea. El espesor de sedimentos en la línea 7 supera los 900 m (en parte más gruesa de la capa sedimentaria).



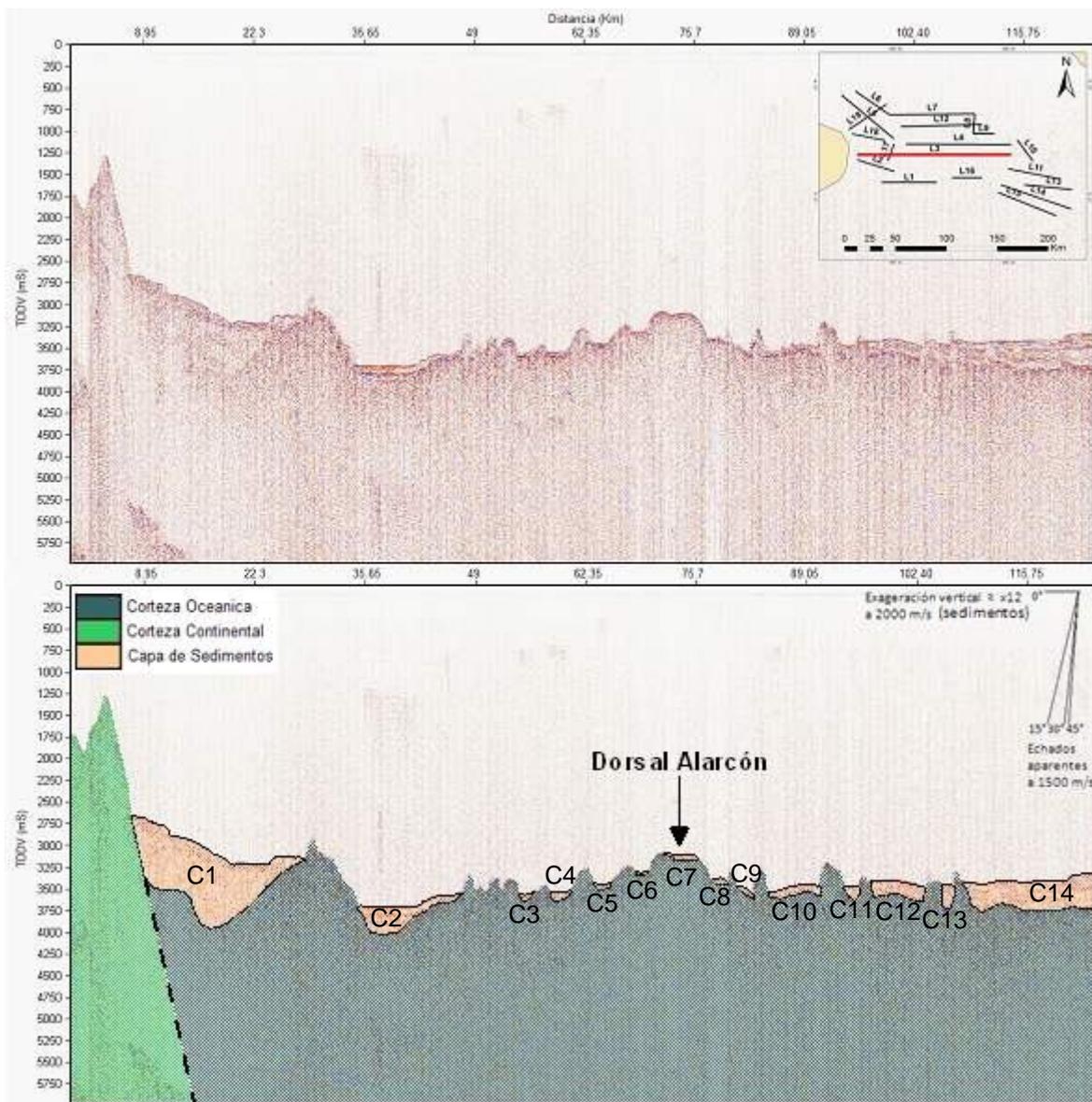
**Figura 19.** La imagen superior muestra la línea 19 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 19 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento oceánico (en color azul) con una cubierta sedimentaria (en color café) y basamento continental (en color verde).

La Línea 19 (Fig. 19) está sobre los dos basamentos, lo que nos muestra parte del talud continental y la capa de sedimentos que cubre el suelo oceánico con un espesor superior a los 1,000 m (para la parte más gruesa de la capa sedimentaria).

## III.3.2. Zona Centro.

Tabla V. Zona Centro.

Zona Centro		
Linea	Capa (C)	Espesor (m)
3	3	77
	4	82
	5	64
	6	45
	7	59
	8	53
	9	108
	10	116
	11	151
	12	155
	13	279
	14	420
4	1	370
	2	211
	3	208
	4	175
	5	142
	6	81
	7	67
	8	65
	9	116
	10	74
	11	135
8	1	115
9	1	118
	2	302
12	2	55
	3	106
	4	69
	5	94
	6	130
16	1	198
	2	161
	Promedio	139



**Figura 20.** La imagen superior muestra la línea 3 posterior al procesamiento sísmico, la imagen inferior muestra la línea 3 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento oceánico (en color azul) con varias cubiertas sedimentarias (en color café) y basamento continental (en color verde).

La Línea 3 (Fig. 20) es la línea que atraviesa toda la parte central de la cuenca Alarcón de Oeste a Este. En este perfil se puede apreciar tanto la Dorsal Alarcón como diferentes cordilleras oceánicas, que forman trampas sedimentarias entre sí. Se aprecia el talud continental al Oeste de la línea delimitando las cortezas. La capa más al Oeste de la línea, al pie del talud continental, presenta

un espesor de sedimentos superior a los 800 m (para la parte más gruesa de la capa sedimentaria).

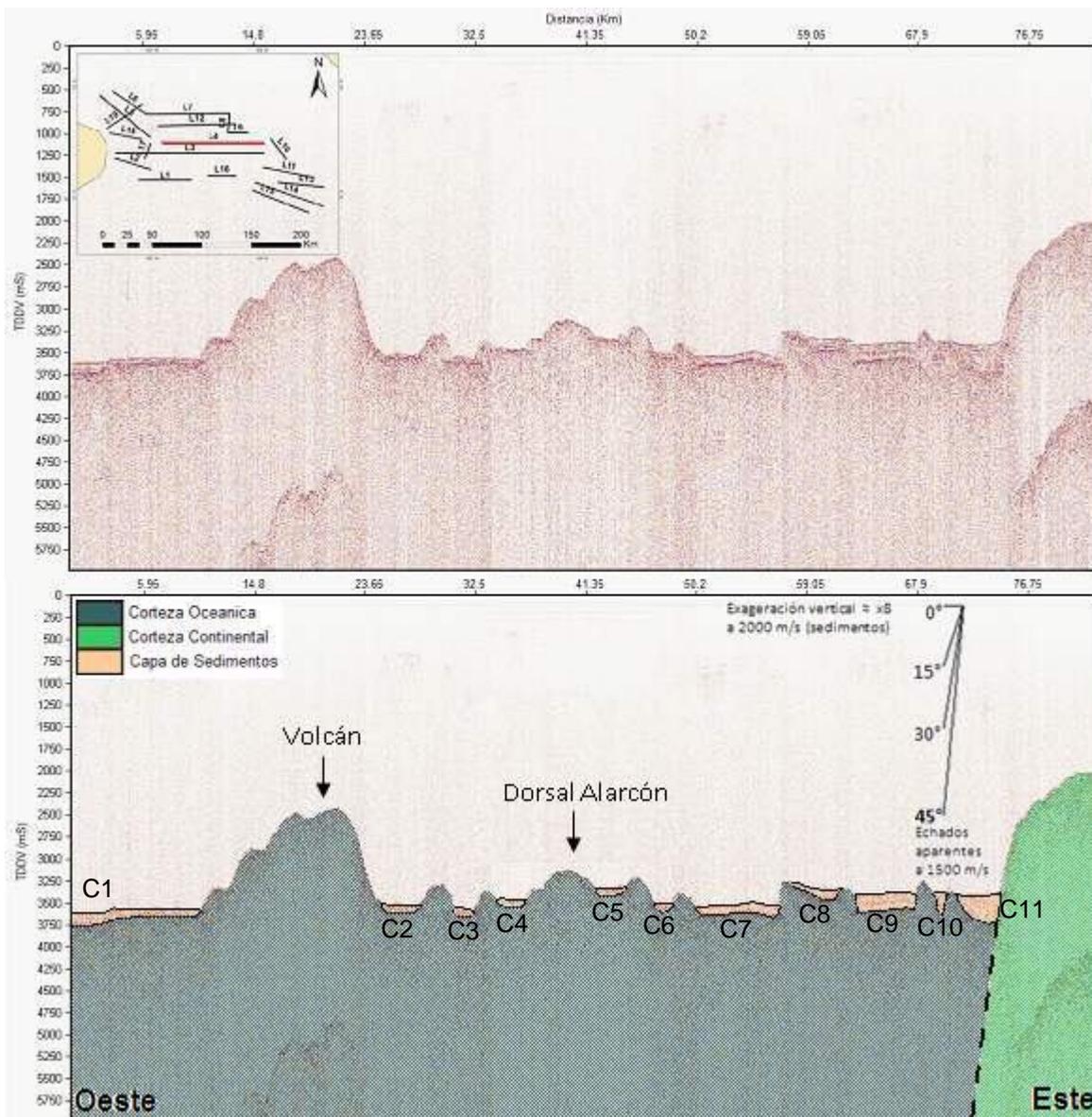


Figura 21. La imagen superior muestra la línea 4 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 4 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento oceánico (en color azul) con varias cubiertas sedimentarias (en color café) y basamento continental (en color verde).

La mayor parte de la Línea 4 (Fig.21) está sobre la cuenca Alarcón. Al Este de la línea se aprecia el talud continental delimitando las cortezas, en el centro se

aprecia claramente la Dorsal Alarcón, al Oeste de la línea se observa una elevación producto de la actividad volcánica de la zona, se presentan varias capas de sedimentos a todo lo largo de la línea 4, siendo la capa más al este, la de mayor espesor sedimentario superior a los 300 m (para la parte más gruesa de la capa sedimentaria).

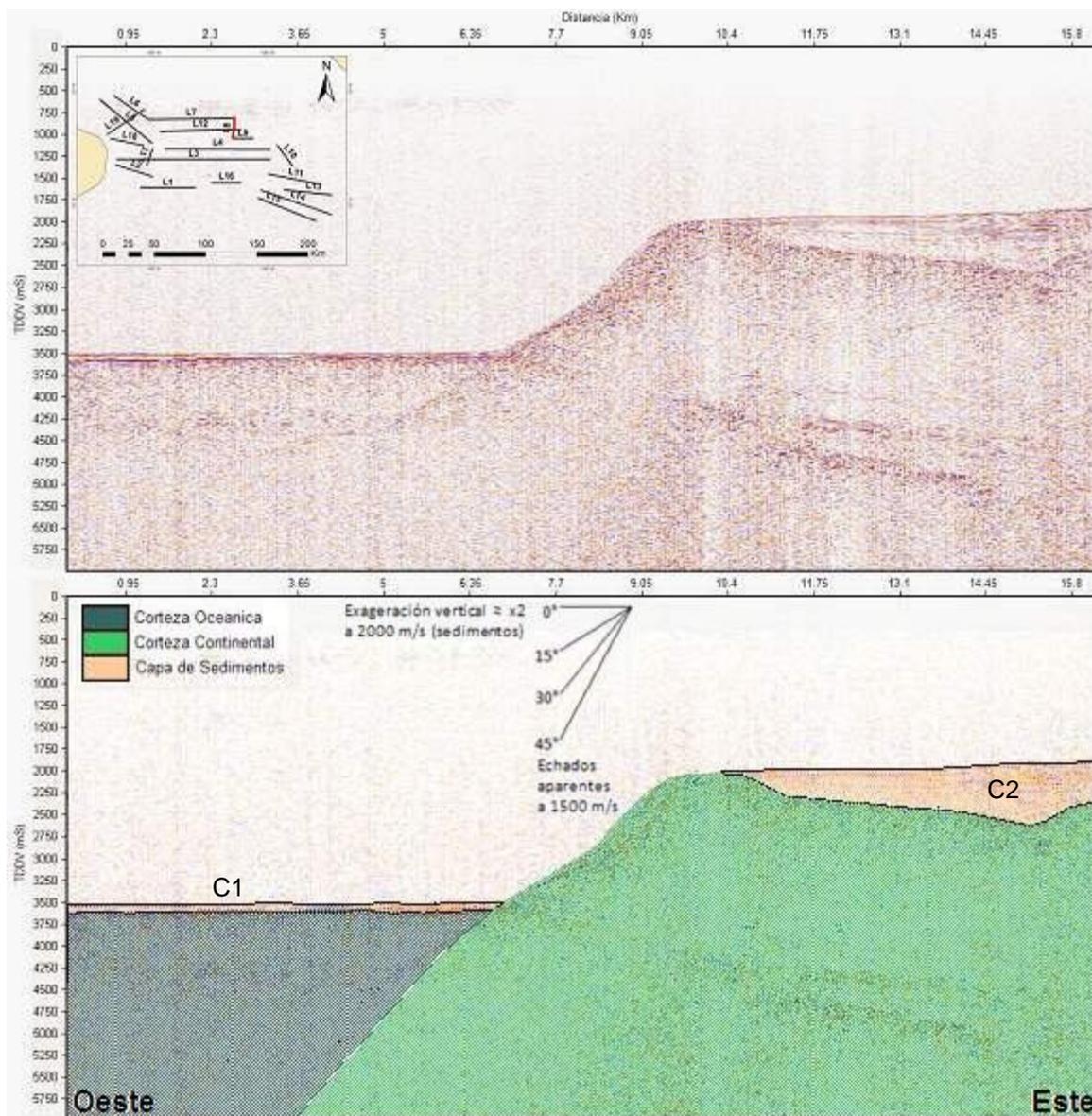


Figura 22. La imagen superior muestra la línea 8 posterior al procesamiento sísmico, la imagen inferior muestra la línea 8 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento oceánico (en color azul), basamento continental (en color verde) y ambos basamentos cubiertos por una capa sedimentaria (en color café).

La Línea 8 (Fig.22) muestra gran parte de la plataforma continental, un talud continental bien marcado y posteriormente el piso oceánico. Tanto la plataforma continental como en el basamento oceánico están cubiertos por capas de sedimentos. La capa de sedimentos que se encuentra sobre la corteza continental tiene un espesor superior a los 690 m (para la parte más gruesa de la capa sedimentaria).

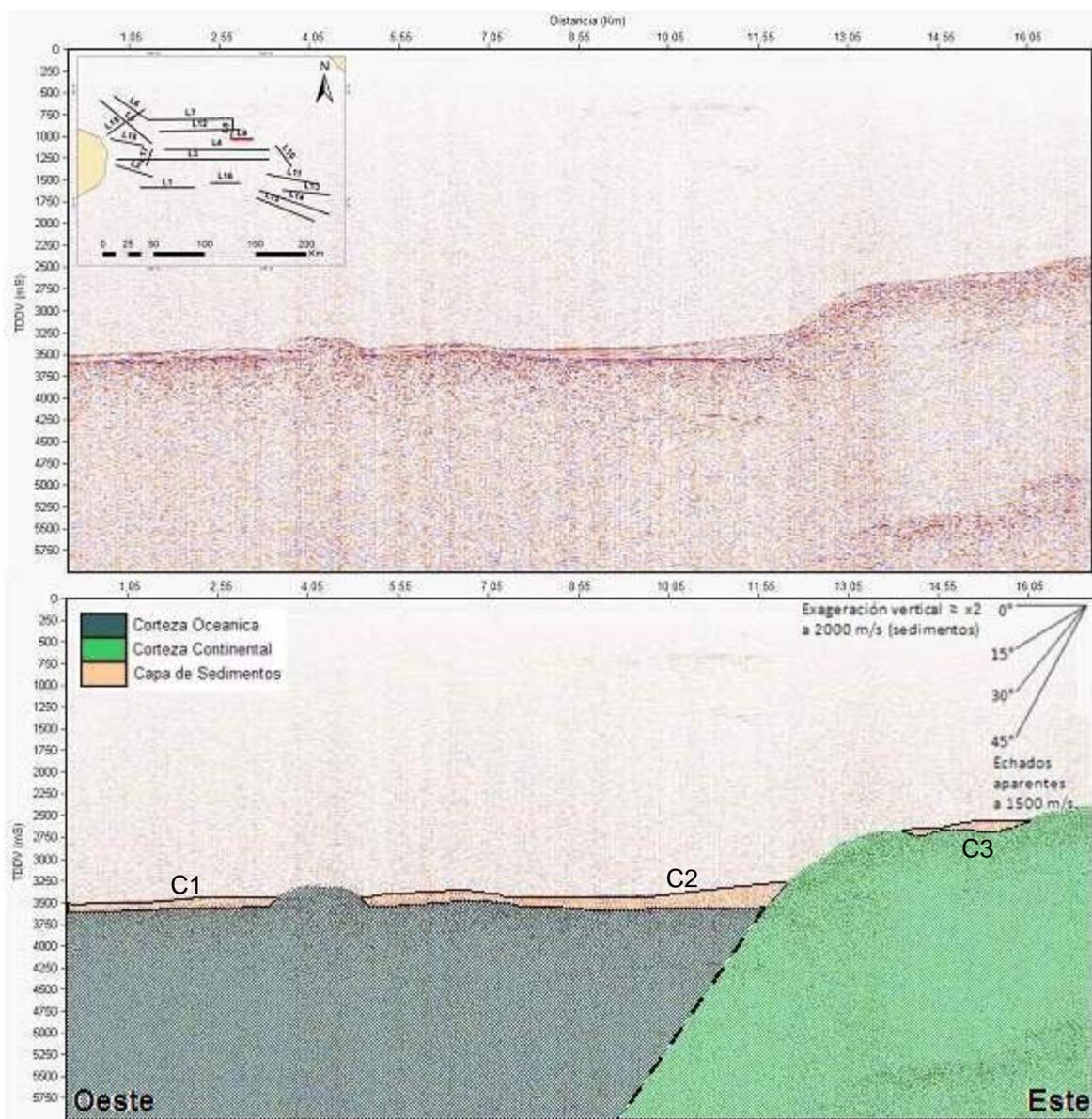


Figura 23. La imagen superior muestra la línea 9 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 9 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales

como: **Basamento oceánico (en color azul)**, **basamento continental (en color verde)** y **ambos basamentos cubiertos por varias capas sedimentarias (en color café)**.

En la Línea 9 (Fig. 24) se observa el talud continental y el basamento oceánico parcialmente cubierto por una capa de sedimentos que en su mayor espesor supera los 300 m (para la parte más gruesa de la capa sedimentaria).

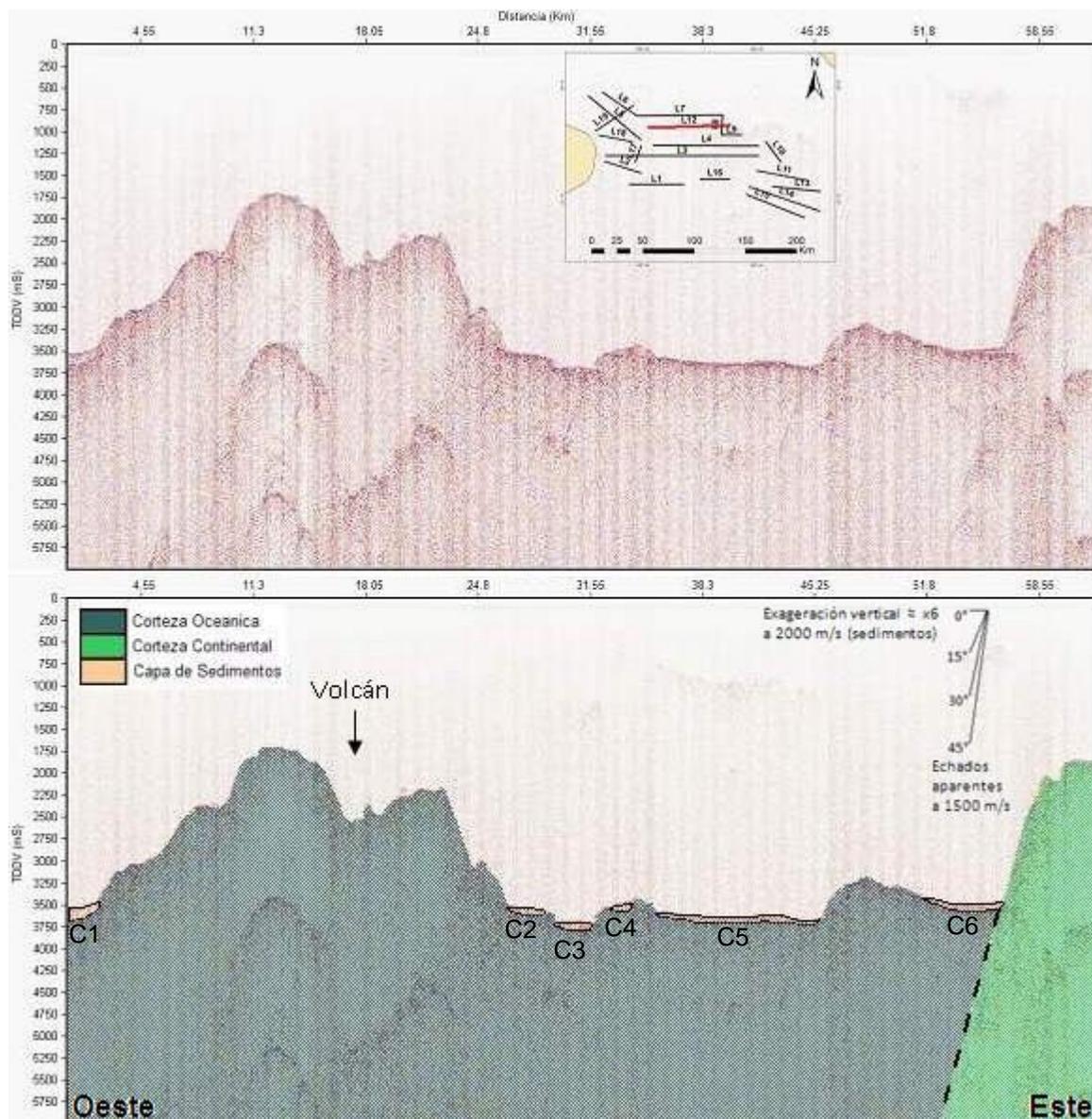


Figura 24. La imagen superior muestra la línea 12 posterior al procesamiento sísmico, la imagen inferior muestra la línea 12 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas tales como: Basamento oceánico (en color azul) cubierta por varias capas sedimentarias (en color café) y basamento continental (en color verde).

En la Línea 12 (Fig. 25) se manifiesta un volcán en la parte Oeste y al Este un talud continental bien marcado, lo que permite la fácil separación de los basamentos. La capa de sedimentos que se encuentra al pie del talud continental tiene un espesor superior a los 100 m (para la parte más gruesa de la capa sedimentaria).

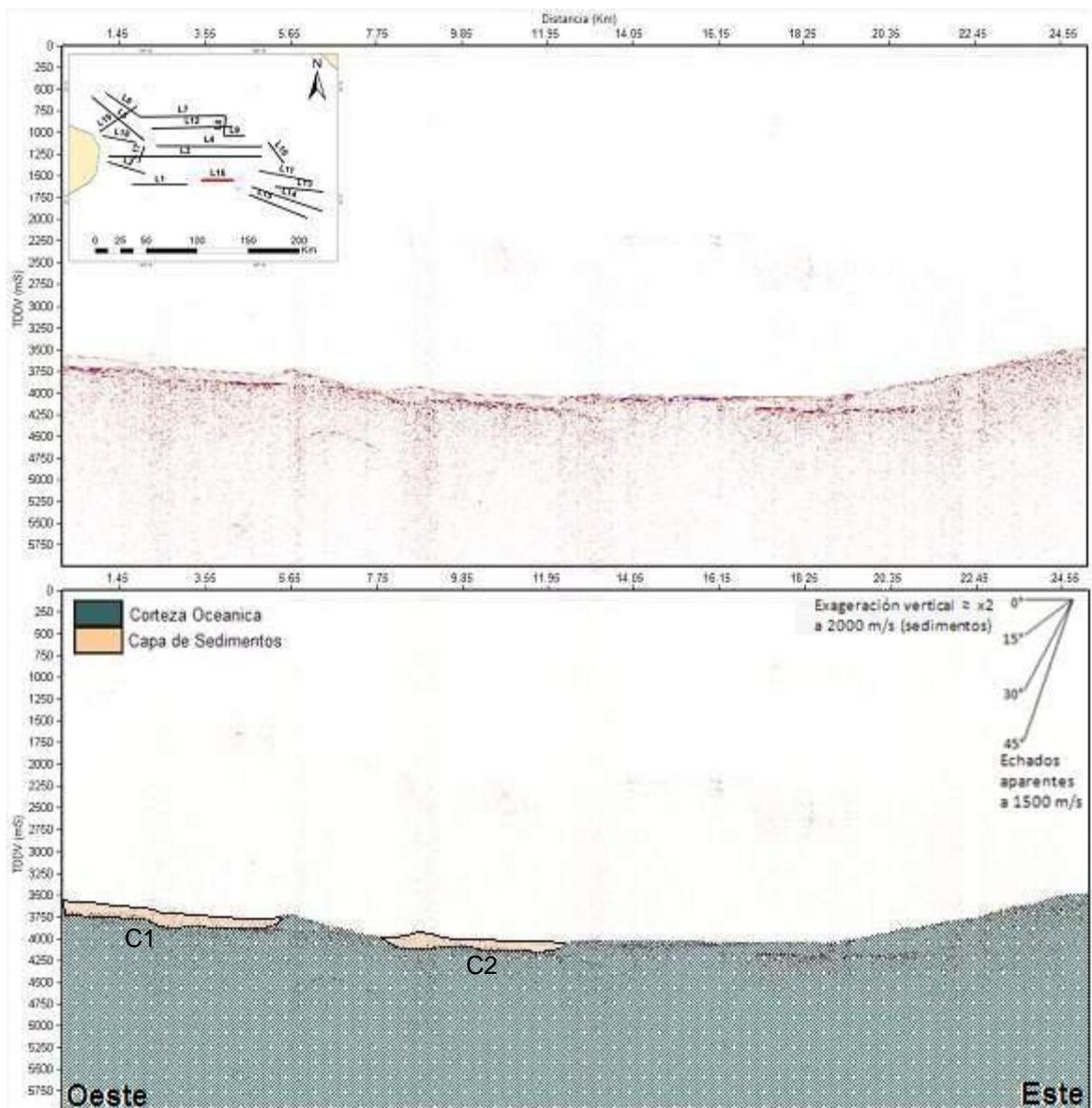


Figura 25. La imagen superior muestra la línea 16 posterior al procesamiento sísmico, la imagen inferior muestra la línea 16 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento oceánico (en color azul) cubierta por varias capas sedimentarias (en color café).

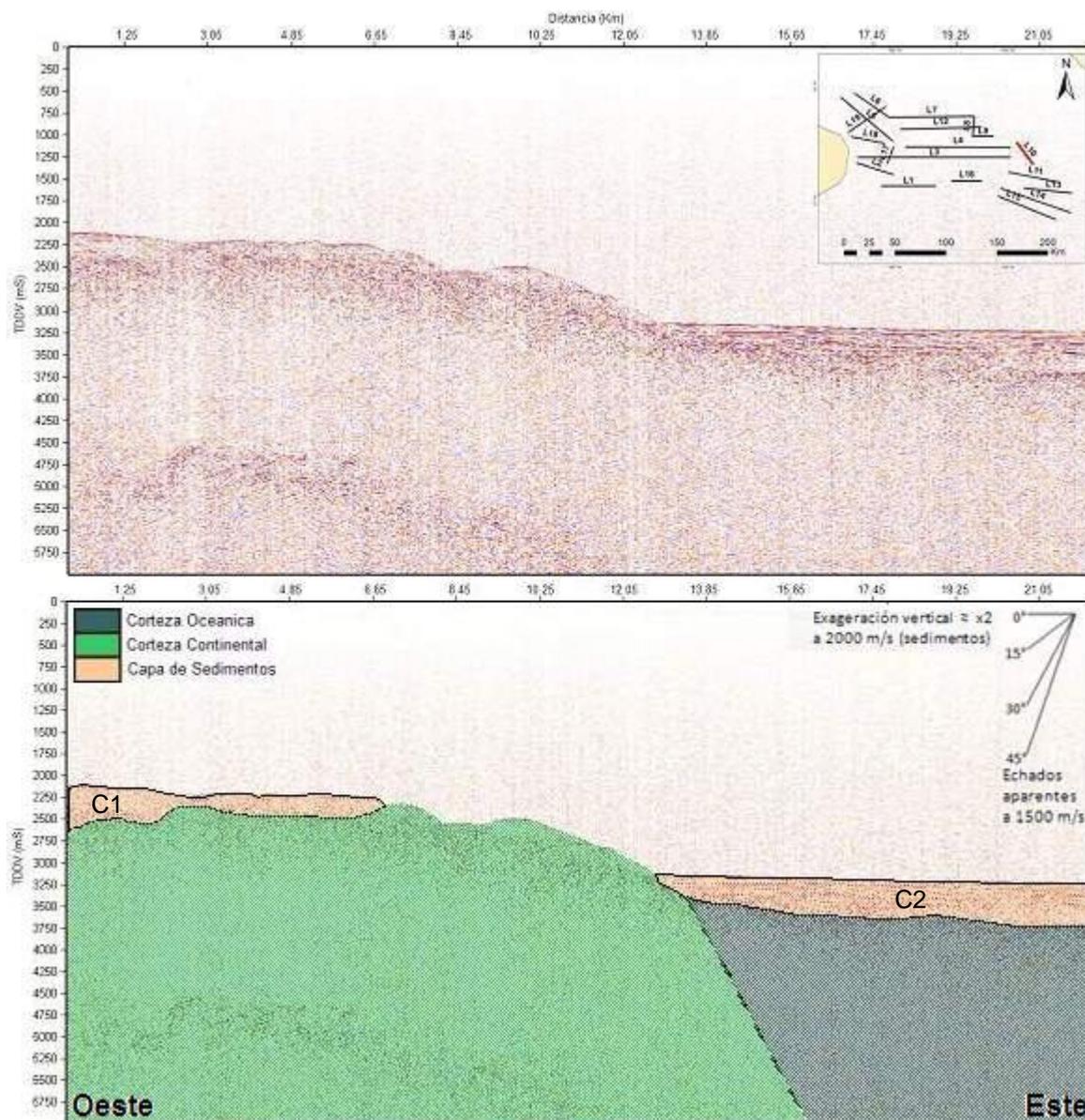
La Línea 16 (Fig.25) se encuentra en la parte central y al sur de la cuenca, sólo presenta corteza oceánica y unas pequeñas capas sedimentarias cuyo espesor supera los 190 m (para la parte más gruesa de la capa sedimentaria).

### III.3.3. Zona Sureste.

La cubierta sedimentaria que se encuentra sobre la zona sureste es menor comparada con la zona noroeste, tiene un promedio de espesor de sedimentos superior a los 400 m, lo cual se muestra en la tabla IV.

**Tabla VI. Zona Sureste.**

Zona Sureste		
Línea	Capa (C)	Espesor (m)
10	2	543
11	1	793
13	1	515
	2	497
14	1	326
	2	395
15	1	332
	Promedio	486



**Figura 26.** La imagen superior muestra la línea 10 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 10 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento oceánico (en color azul), basamento continental (en color verde) y ambos basamentos cubiertos por dos capas sedimentarias (en color café).

La Línea 10 (Fig. 26) se encuentra al Sureste de la cuenca, en ella se aprecia parte de la plataforma continental cubierta parcialmente por una capa de sedimentos, continuando con un talud continental y posteriormente se observa al piso oceánico totalmente cubierto por sedimentos con un espesor superior a los 500 m (para la parte más gruesa de la capa sedimentaria).

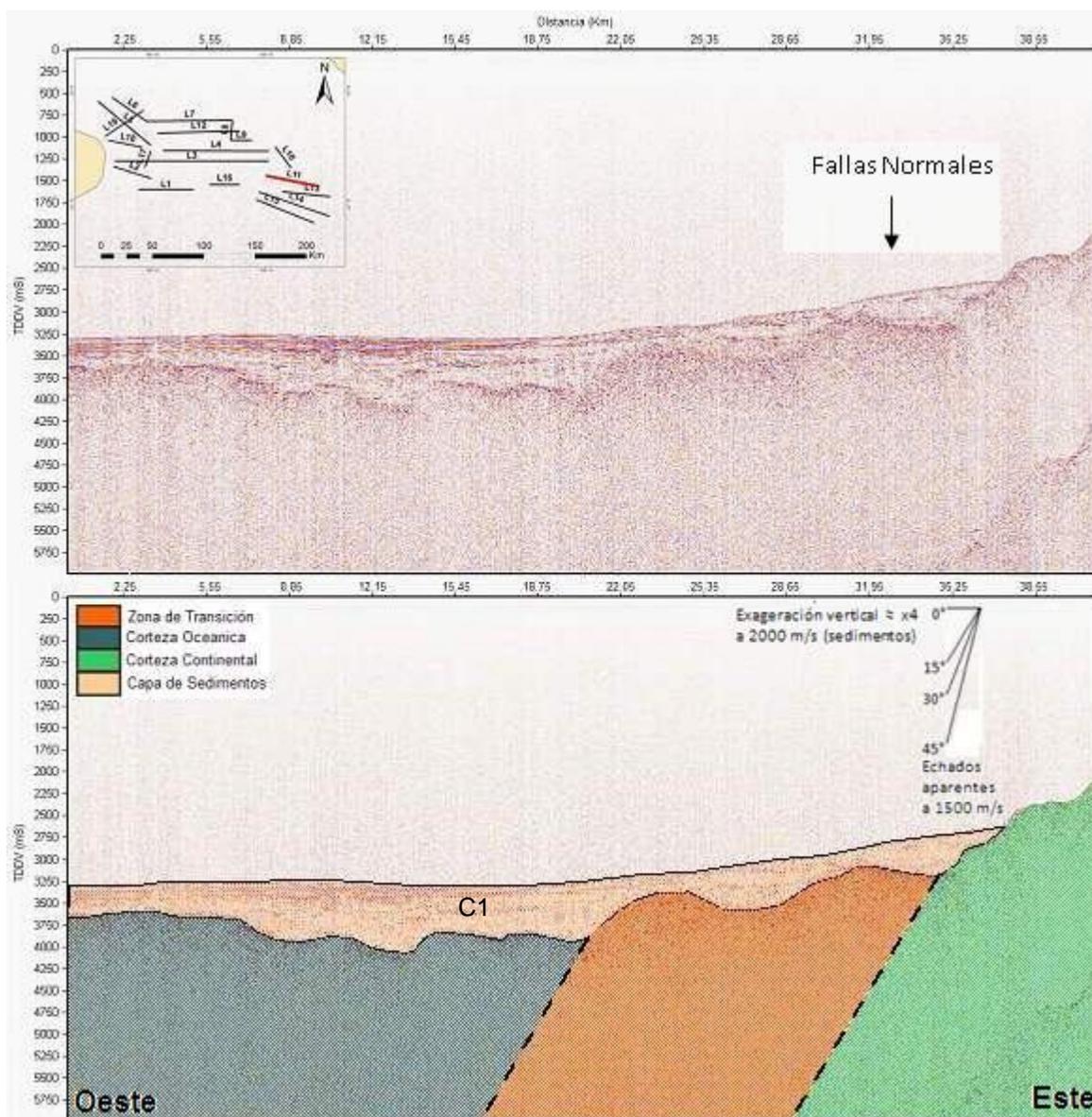


Figura 27. La imagen superior muestra la línea 11 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 11 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento continental (en color azul), zona de transición de basamentos (en color naranja), basamento continental (en color verde) y todos cubiertos por una capa sedimentaria (en color café).

La Línea 11 (Fig. 27) no presenta un talud bien marcado. En la parte este del perfil, se aprecia una serie de fallas de tipo normal cubiertas por una capa de sedimentos que en su parte más gruesa supera los 700 m (para la parte más gruesa de la capa sedimentaria).

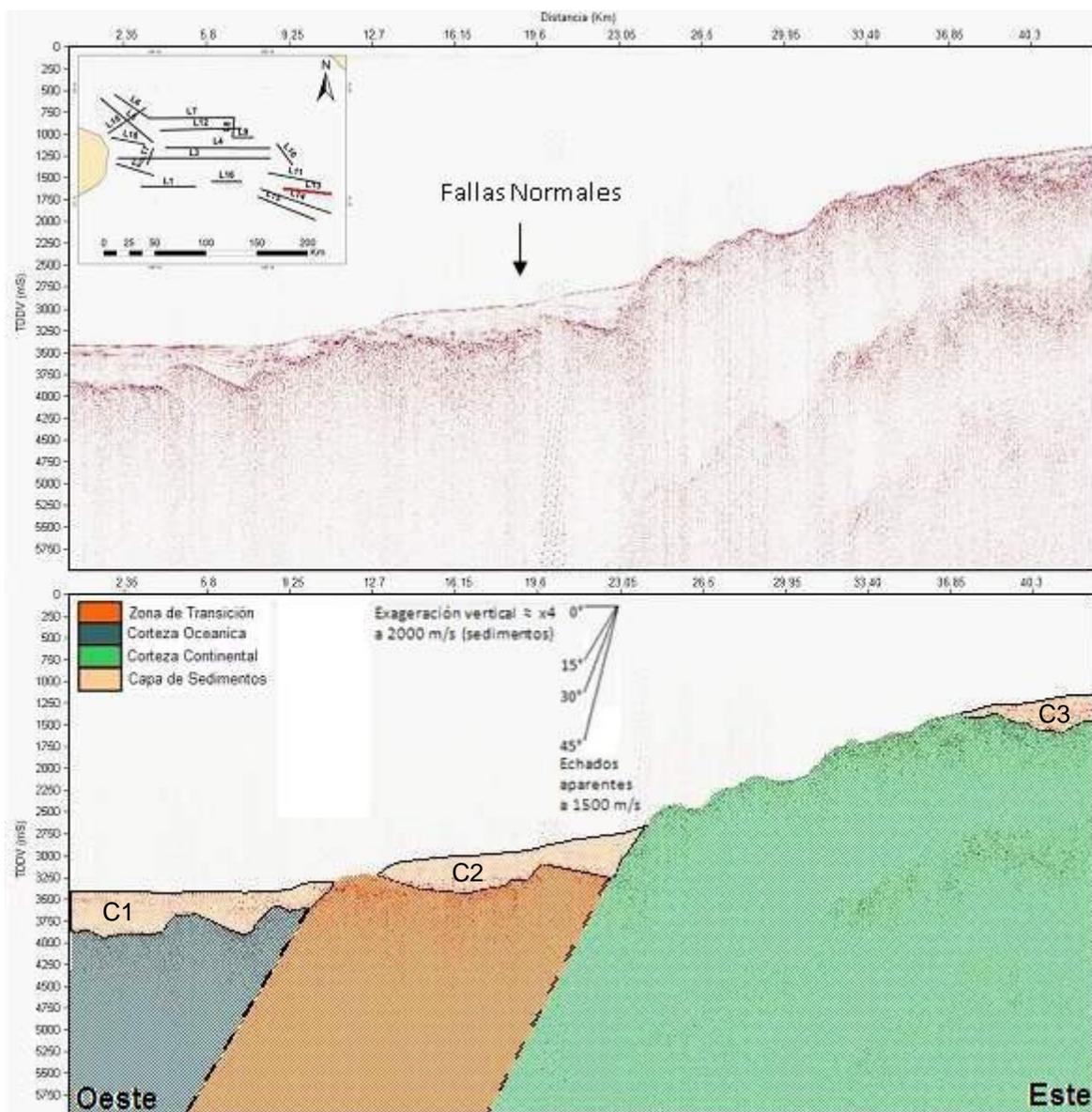


Figura 28. La imagen superior muestra la línea 13 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 13 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento continental (en color azul), zona de transición de basamentos (en color naranja), basamento continental (en color verde) y dos cubiertas sedimentarias (en color café).

El perfil de la Línea 13 (Fig. 28), al igual que como en la Línea 11, no presenta un talud bien marcado. También se puede observar una serie de fallas normales en el centro del perfil. La capa que se encuentra sobre el piso oceánico es la que tiene mayor espesor superior a los 500 m (para la parte más gruesa de la capa sedimentaria).

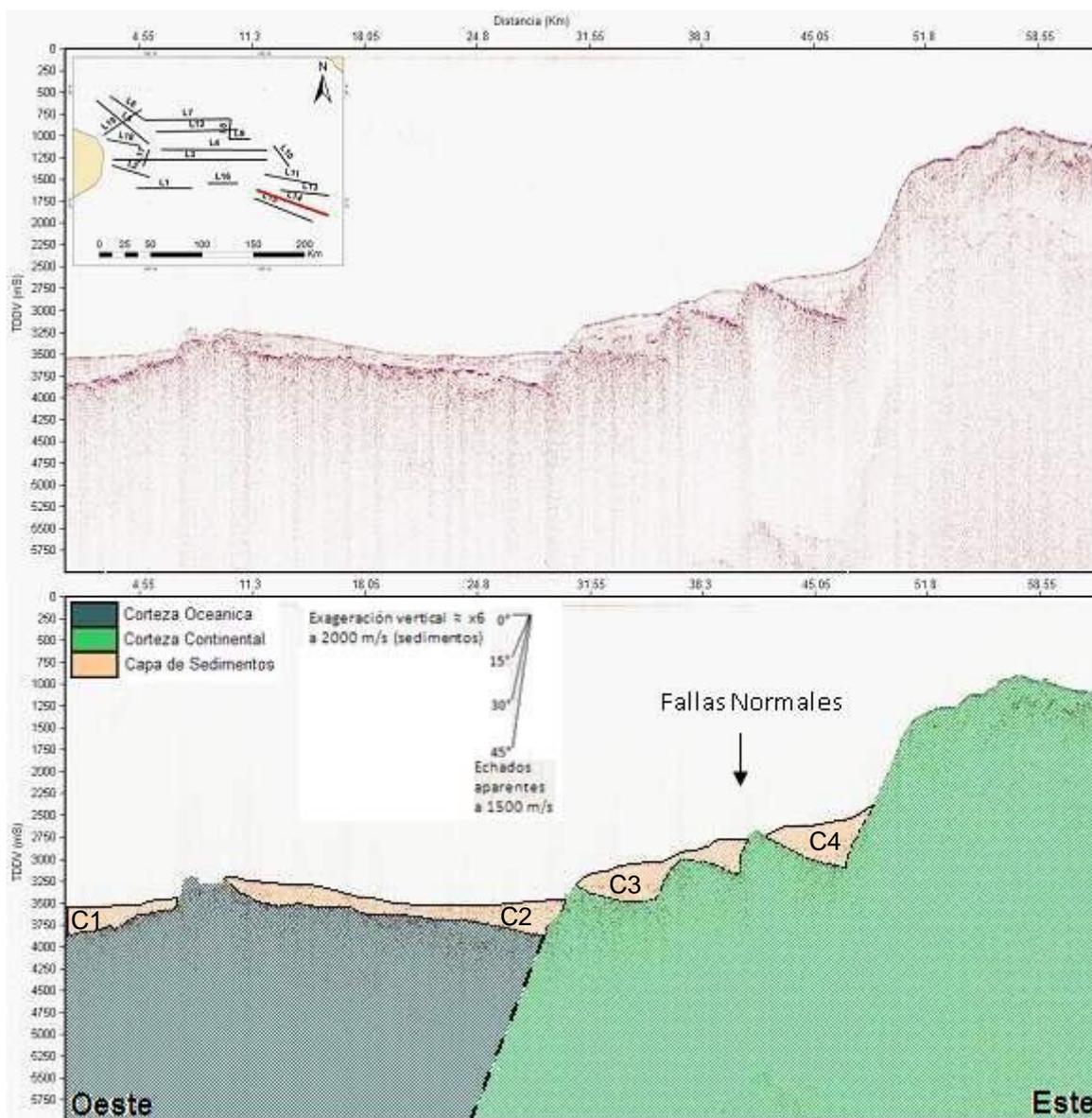


Figura 29. La imagen superior muestra la línea 14 posterior al procesamiento sísmico, la imagen inferior muestra la línea 14 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento oceánico (en color azul), basamento continental (en color verde) y ambos cubiertos por varias capas sedimentarias (en color café).

En la Línea 14 (Fig. 29) a partir de los 30 km se observa una serie de fallas normales, las cuales han producido trampas sedimentarias y cuyo espesor es superior a los 500 m (para la parte más gruesa de la capa sedimentaria).

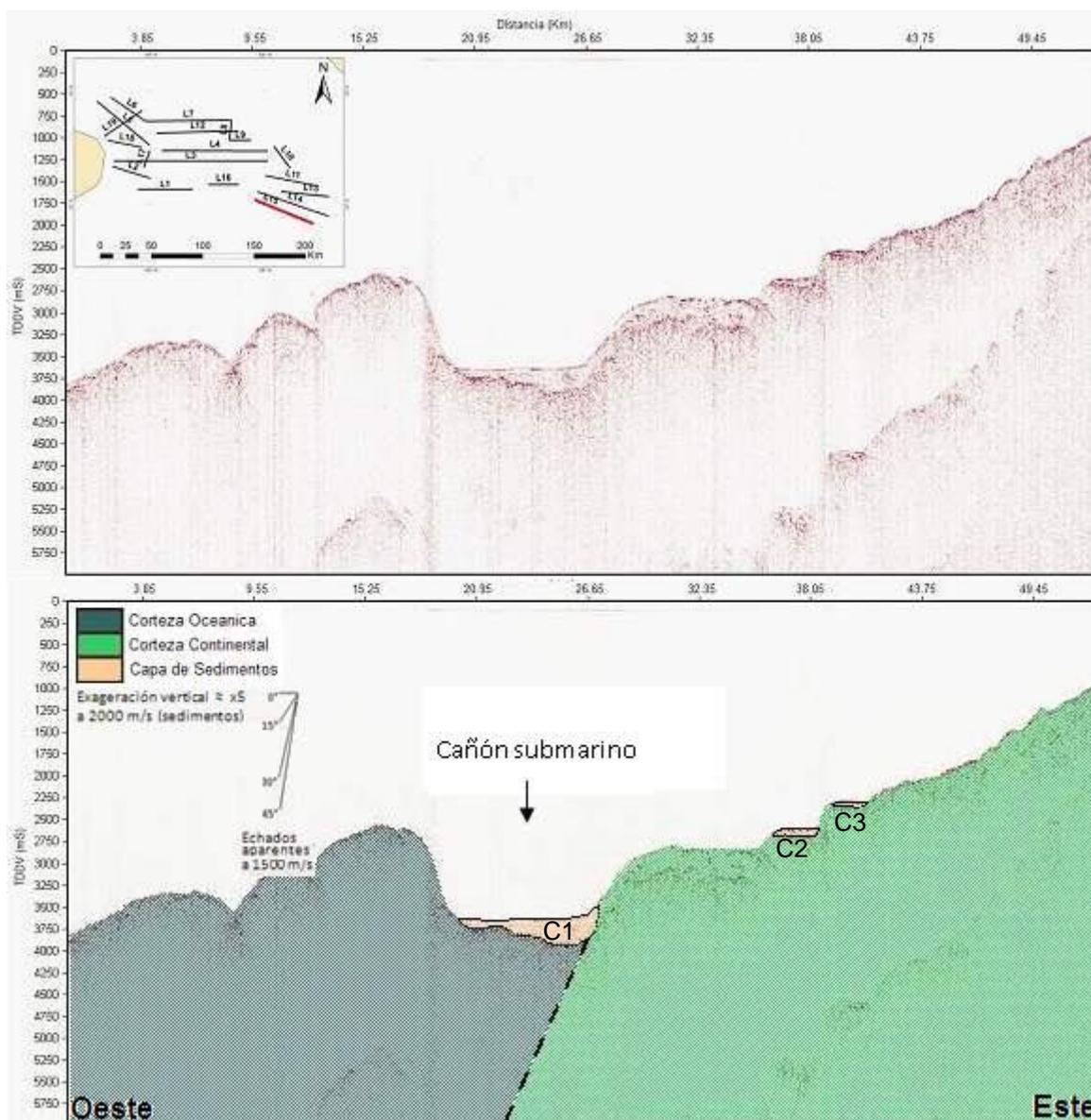


Figura 30. La imagen superior muestra la línea 15 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 15 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento oceánico (en color azul), basamento continental (en color verde) y ambos cubiertos por varias capas sedimentarias (en color café).

En la Línea 15 (Fig. 30) se observa en la parte central un cañón submarino con una capa de sedimentos con un espesor superior a los 100 m (para la parte más gruesa de la capa sedimentaria).

### **III.4. Gravimetría.**

Los siguientes métodos geofísicos (método de Talwani y método de Nettleton) sólo fueron empleados como respaldo para encontrar la densidad de los sedimentos, del basamento continental y oceánico, esto con el fin de conocer de forma indirecta las propiedades físicas de los diferentes materiales que se encuentran en la zona.

#### **III.4.1. Método de Talwani.**

De los dos métodos gravimétricos empleados en este trabajo, el método de Talwani fue el que mejores resultados brindó. Se logró diferenciar las densidades del basamento y de los sedimentos dando como resultado una densidad de sedimentos de  $2.0 \text{ g/cm}^3$  y en el basamento de  $2.8 \text{ g/cm}^3$ , como se muestra en las figuras 31, 32 y 33.

Los modelos presentados a continuación han sufrido una modificación solo en la escala vertical con el objetivo de poder ser sometidos a este proceso y solo corresponde a la capa de agua. Los ajustes hechos en estos modelos de Talwani se deben básicamente en las variaciones de las densidades de los sedimentos y de los basamentos.

Debido a que este método solo fue planeado para encontrar la densidad de los sedimentos, y no de los basamentos, no muestra una separación en la densidad de los basamentos oceánico y continental.

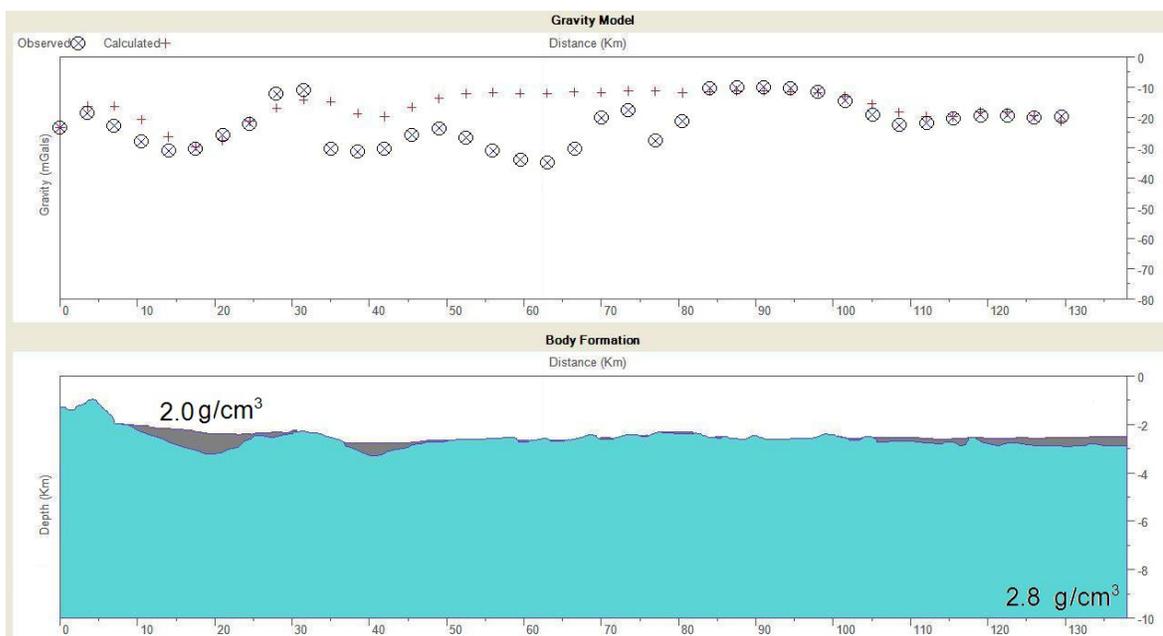


Figura 31. La imagen superior muestra la gravimetría observada (⊗) y la gravimetría calculada (+) con el modelo de Talwani de la Línea 3, la imagen inferior muestra el perfil batimétrico con la separación del sedimento (gris) y el basamento (turquesa).

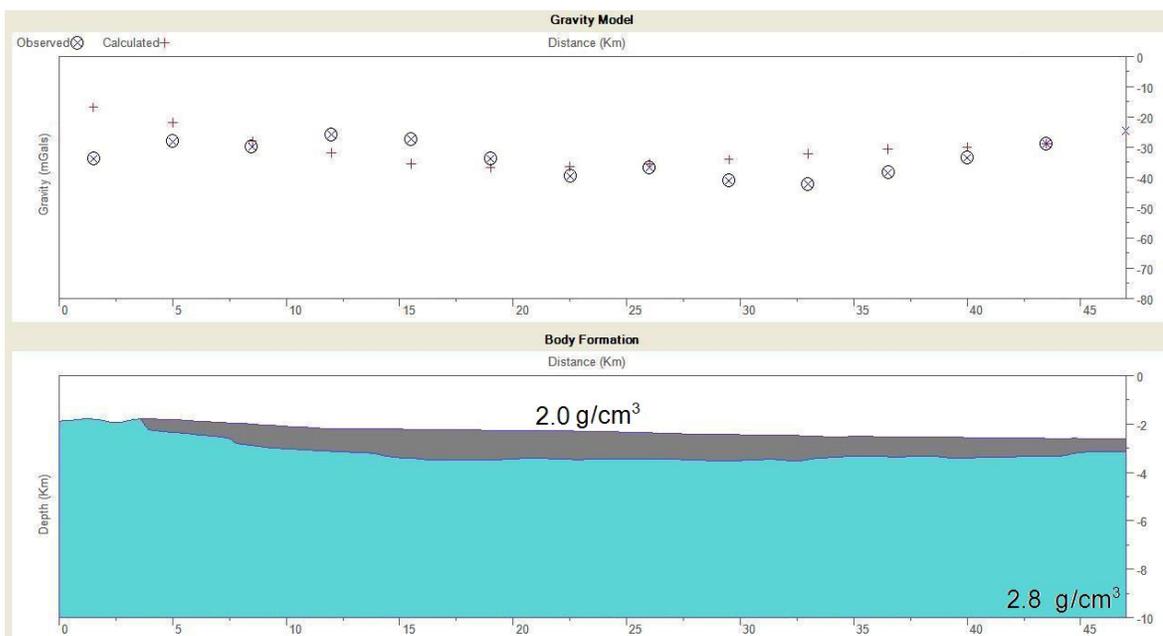
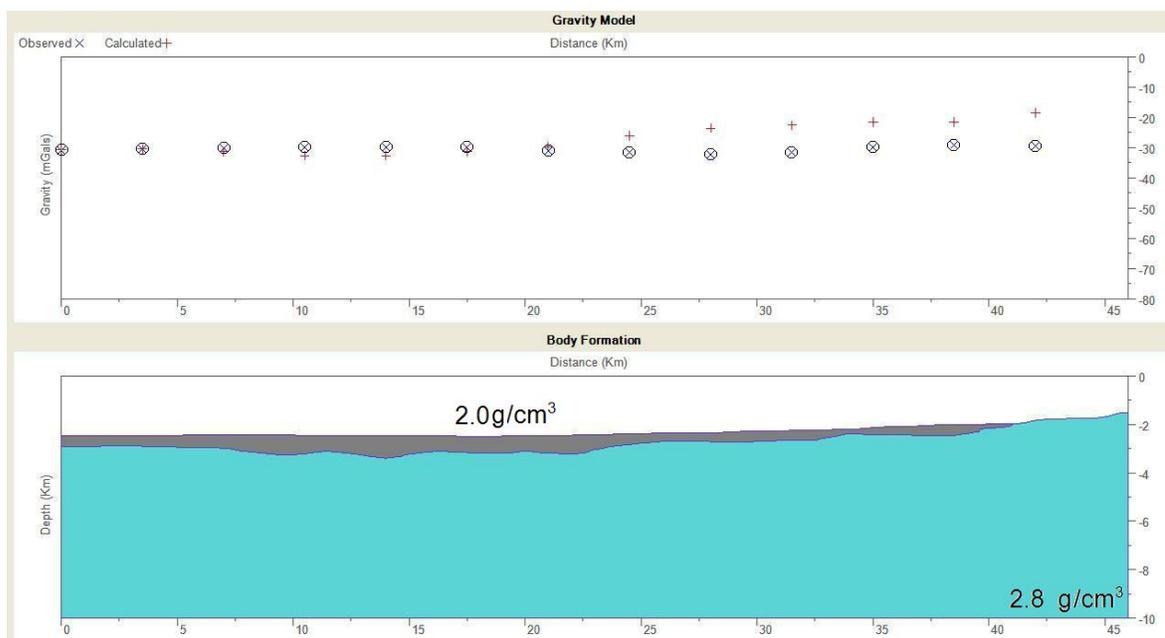


Figura 32. La imagen superior muestra la gravimetría observada (⊗) y la gravimetría calculada (+) con el modelo de Talwani de la Línea 5, la imagen inferior muestra el perfil batimétrico con la separación del sedimento (gris) y el basamento (turquesa).



**Figura 33.** La imagen superior muestra la gravimetría observada (⊗) y la gravimetría calculada (+) con el modelo de Talwani de la Línea 11, la imagen inferior muestra el perfil batimétrico con la separación del sedimento (gris) y el basamento (turquesa).

#### III.4.2. Método de Nettleton.

El método de Nettleton se vio más afectado por las características gravimétricas del basamento, lo que dio como resultado que no se lograra distinguir entre la densidad de los sedimentos y del basamento, la mayor parte de las gráficas resultantes (Figuras 34, 35, 36 y 37) con este método muestran que la densidad promedio en la zona es de 2.6 a 2.8 g/cm<sup>3</sup> lo que indica que son densidades típicas del basamento y no de los sedimentos.

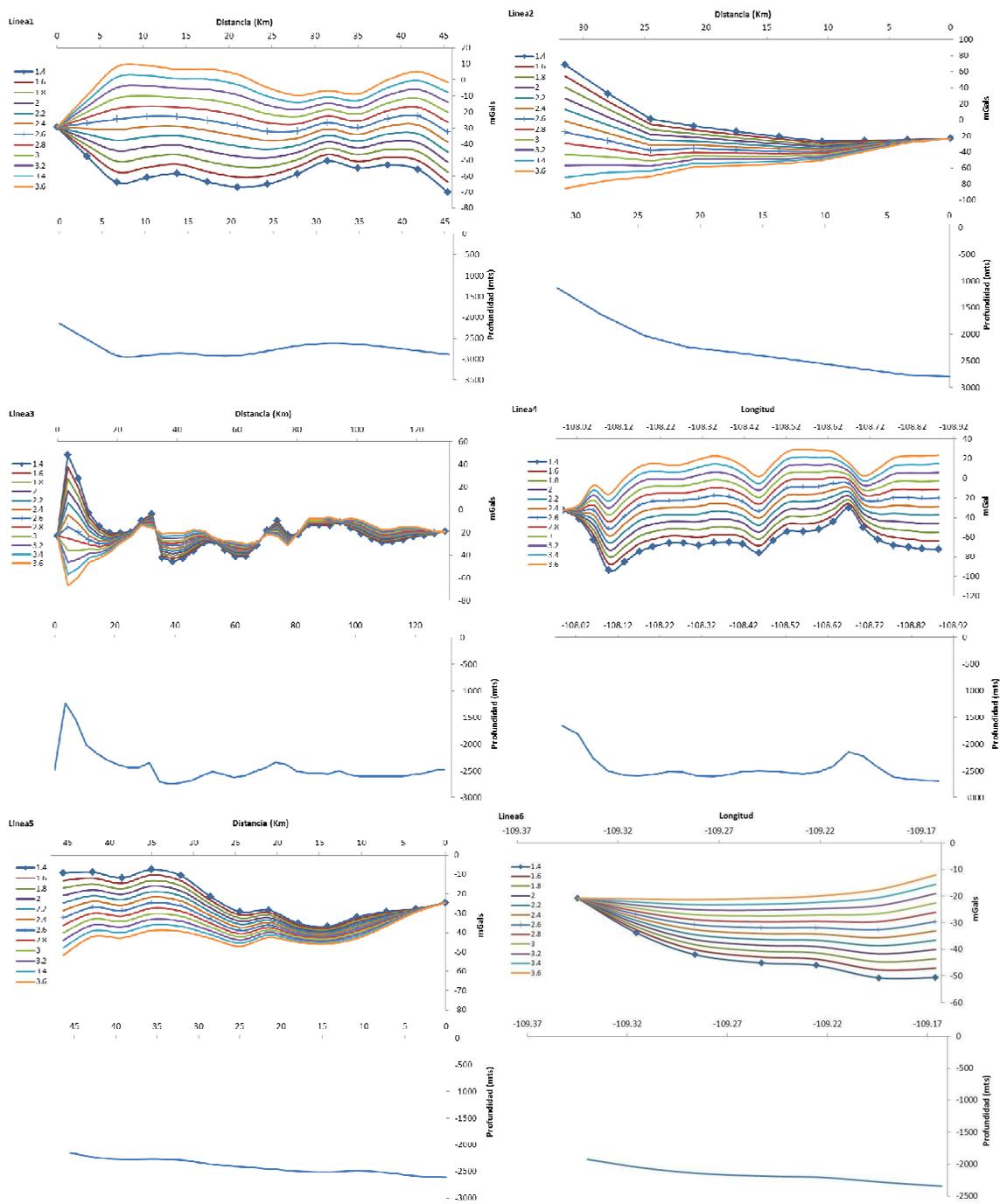


Figura 34. La imagen muestra los perfiles batimétricos (sección inferior) y de Nettleton (sección superior) de las líneas 1 a 6, se puede observar que la densidad de estos perfiles oscila entre 2.6 a 2.8 g/cm<sup>3</sup>.

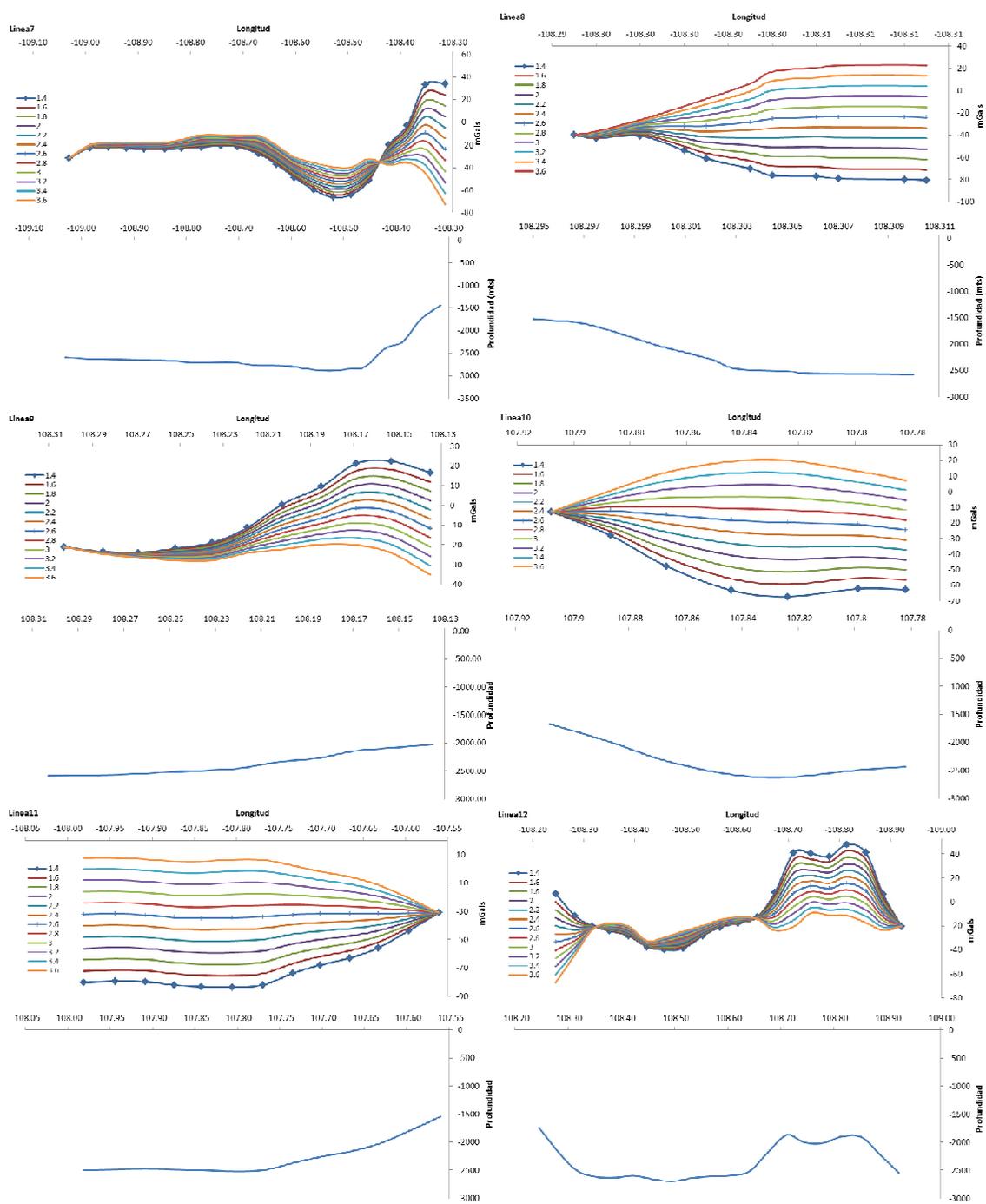


Figura 35. La imagen muestra los perfiles batimétricos (sección inferior) y de Nettleton (sección superior) de las líneas 7 a 12, se puede observar que la densidad de estos perfiles oscila entre 2.6 a 2.8 g/cm<sup>3</sup>.

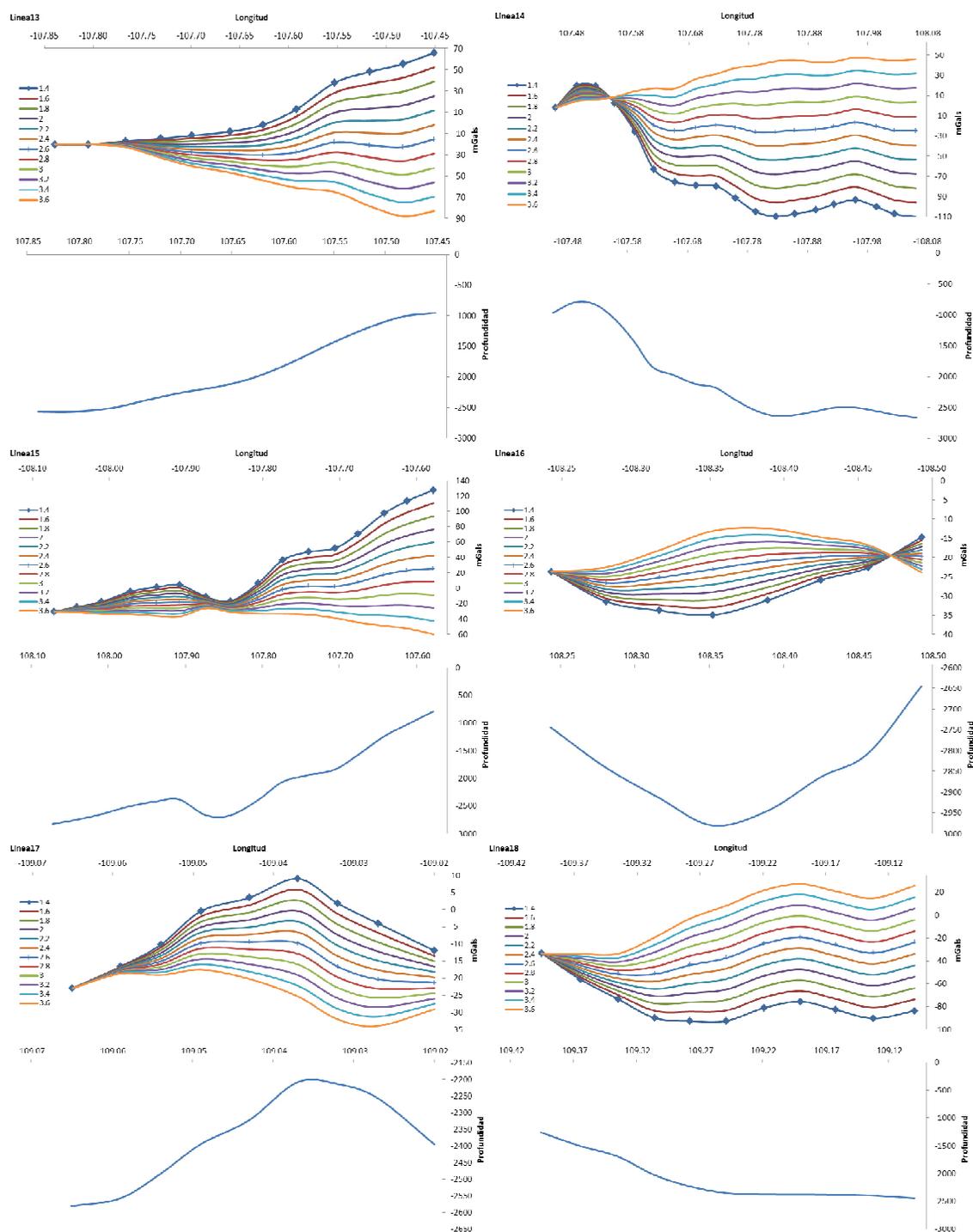
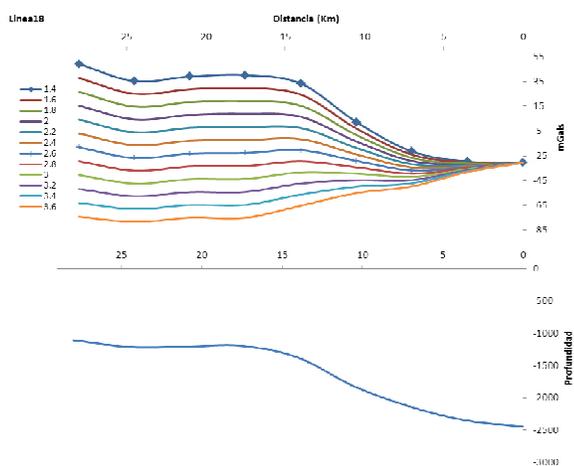


Figura 36. La imagen muestra los perfiles batimétricos (sección inferior) y de Nettleton (sección superior) de las líneas 13 a 18, se puede observar que la densidad de estos perfiles oscila entre 2.6 a 2.8  $\text{g/cm}^3$ .

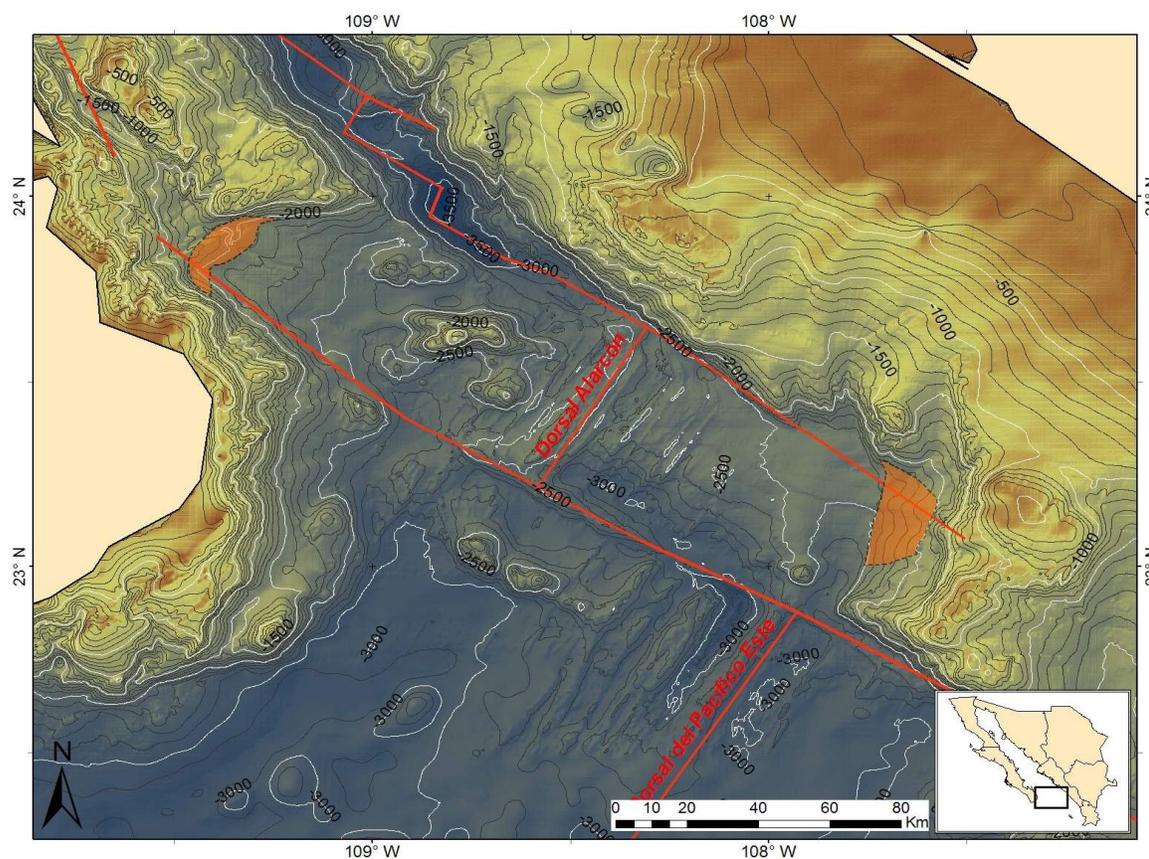


**Figura 37.** La imagen muestra el perfil batimétricos (sección inferior) y de Nettleton (sección superior) de la línea 19, se puede observar que la densidad de este perfil es de  $2.8 \text{ g/cm}^3$ .

## Capítulo IV.

### Discusiones

De acuerdo a los resultados obtenidos en este trabajo, en la separación de basamentos de la figura 13, existen dos zonas de la Cuenca Alarcón en las cuales se dificultó la separación de las cortezas, son zonas que por su ubicación en la cuenca, están localizadas en los extremos Noroeste y Sureste de la Dorsal Alarcón, se encuentran en constante separación debido a la constante expansión del piso oceánico como lo muestra la figura 38.



**Figura 38. Zonas de transición de basamentos continental y oceánico (color naranja), así como, las principales fallas presentes en la Cuenca Alarcón (líneas en color rojo) (Mapa modificado de Fenby and Gastil., 1991).**

Estas dos zonas están interactuando de manera directa con el basamento continental, son zonas que muestran una pendiente casi nula (en particular la zona Noroeste), lo que dificultó de manera directa la separación de los basamentos (continental y oceánico).

El mapa Magnético de Norteamérica (Fig. 12) muestra las anomalías magnéticas características de una zona de expansión (mejor visibles en la zona Sureste de la cuenca), a diferencia de la zona Sureste, las zonas centro y Noroeste, presentan una serie de anomalías difíciles de identificar, esto puede deberse a la presencia de actividad volcánica en la zona.

#### **IV.1. Zona Noroeste.**

Esta zona al ser la más expuesta a las descargas de sedimentos producto de la erosión de las rocas de la punta Sur de la Península de Baja California, presenta una cubierta sedimentaria bastante gruesa (superior a los 1000 m), en comparación a las dos zonas restantes, esto a su vez, dificultó mucho la separación de los basamentos oceánico y continental.

De la misma forma, en el mapa magnético de Norteamérica (Fig. 12), para esta zona, se dificulta la identificación de las anomalías magnéticas, que pudieran ayudar a la separación de los basamentos, esto es debido a que en la zona se encuentra influenciada por varios edificios volcánicos que se encuentran en la zona centro, los cuales interfieren en las lecturas magnéticas (Fig. 21 y 24).

## **IV.2. Zona Centro.**

Dentro de la zona centro se encuentra la Dorsal Alarcón (Fig. 20 y 21), en los mismos perfiles, se aprecia en los extremos de la Dorsal Alarcón, la capa de sedimentos es más gruesa que en el centro, esto pudiera deberse a que estos extremos están en contacto con el basamento continental y es aquí donde la mayor cantidad de sedimentos es capturada.

Al igual que la zona Noroeste, en esta zona el mapa magnético de Norteamérica (Fig. 12), no muestra un bandeo característico de las anomalías magnéticas, que pudieran ayudar a delimitar los basamentos.

## **IV.3. Zona Sureste.**

Esta zona al igual que la zona Noroeste, presenta una cubierta sedimentaria superior a los 400 m de espesor, esto también provocó dificultad en la separación de los basamentos, pero a diferencia de la zona Noroeste, en esta zona sí se aprecian de mejor forma las anomalías magnéticas (Fig. 12).

## **IV.4. Método de Talwani.**

### **IV.4.1. Línea 3.**

En el modelo gravimétrico presentado en la figura 31, en los extremos del modelo se observa una clara correlación en la gravedad calculada y en la gravedad observada, lo que nos indica que estamos empleando una buena densidad de los sedimentos, no tanto así en la parte central del mismo, ya que la gravedad calculada está por debajo de la gravedad observada, lo que nos indica que existe una menor densidad en el basamento para esta parte del modelo,

posiblemente se deba a la existencia de cámaras magmáticas, ya que en esta zona se encuentra la Dorsal Alarcón.

#### IV.4.2. Línea 5.

El modelo presentado en la figura 32, muestra una buena correlación en los datos para la mayor parte del mismo, en el extremo izquierdo del modelo los datos no tienen una buena correlación en la gravedad observada y en la gravedad calculada, posiblemente se deba que no se hace diferencia entre los basamentos continental y oceánico o a un efecto de borde en el modelo.

#### IV.4.3. Línea 11.

El modelo gravimétrico presentado en la figura 33, muestra una falta de correlación en los datos en la parte derecha del modelo, posiblemente se deba a la falta de diferenciación de los basamentos.

### **IV.5. Valores de espesor cortical para la cuenca Alarcón.**

Es evidente en los perfiles sísmicos que a mayor tiempo de viaje la resolución se va perdiendo, lo que me limitó a no poder proponer valores para el espesor cortical de la cuenca, a su vez los modelos presentados con el método de Talwani no fueron diseñados para poder encontrar un espesor cortical de la cuenca.

## Capítulo V.

---

### Conclusiones

---

Como resultado de la interpretación conjunta de todos los datos disponibles para este trabajo, se puede concluir que:

1. Las densidades de los sedimentos son muy cercanas a los  $2.0 \text{ g/cm}^3$  y de los basamentos (oceánico y continental) son del orden de los  $2.8 \text{ g/cm}^3$ .
2. Límites de la Cuenca Alarcón.

En varios de los perfiles sísmicos (Fig. 19 y 22 a 25), se puede apreciar un talud continental bien marcado, lo cual es producto de la continuación de la Falla Pescadero (Fig. 4), que marca el límite entre los basamentos continental y oceánico, también marca el inicio de la Cuenca Alarcón en su parte Norte.

En la parte Suroeste de la cuenca (Fig. 39), se observa una cordillera submarina que marca el límite en la parte Sur de la Cuenca Alarcón.

El límite Noroeste está marcado por las figuras 17, 18 y 20 (perfiles 5, 6 y 19, respectivamente). La pendiente en esta zona es prácticamente nula, lo que indica que no se han producido ningún tipo de elevaciones ni presencia de fallas (visibles en los perfiles sísmicos) por la expansión del piso oceánico.

El límite Sureste está marcado por las figuras 27 a 31 (perfiles 10, 11, 13, 14 y 15, respectivamente), en estos perfiles (11, 13 y 14) se puede apreciar en la

parte Este de los mismos una serie de fallas del tipo normal, producto de los esfuerzos extensionales en los basamentos oceánico y continental.

3. La obtención de núcleos en la zona, nos permitirá conocer de manera directa la densidad de los sedimentos y obtener las propiedades sísmicas de los mismos, así como su espesor real.
4. Hacer un modelado más completo de los datos gravimétricos, incorporando la separación de los basamentos, espesor cortical e información de núcleos, con el objetivo de obtener mayor información geológica de la zona.
5. Para poder conocer el espesor cortical de la Cuenca Alarcón, es necesario realizar estudios con sísmica multicanal profunda (OBS, Ocean Bottom Seismic), lo que ayudaría a obtener mejor resolución a un mayor tiempo de viaje.

## Referencias

---

Aguayo, J.E. y R. Trápaga. 1996. Geodinámica de México y minerales del mar. La Ciencia para Todos, Fondo de Cultura Económica. México. 105 p.

Antonelis, K., Johnson, D.J., Miller, M.M. and Palmer, R. 1999. GPS determination of current Pacific-North American plate motion. *Geology*. 27: 299-302 p.

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

Cady, J.W. 1980. Calculation of gravity and magnetic anomalies of finite-length right polygonal prisms, *Geophysics*. 45: 1507–1512 p.

Castillo, P.R., Hawkins, J.W., Lonsdale, P.F., Hilton, D.R., Shaw, A.M. and Glascock, M.D. 2002. Petrology of Alarcon Rise lavas, Gulf of California: Nascent intracontinental ocean crust. *J. Geophys. Res.* 107: ECV5.1-ECV5.15 p.

Chael, E. and G. Stewart. 1982. Recent large earthquakes along the Middle America Trench and their implications for the subduction process. *J. Geophys. Res.* 87: 329-385 p.

Cohen, J.K. and J.J.W. Stockwell. 2003. CWP/SU: Seismic Unix Release 3.7: a free package for seismic research and processing, Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.

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

Demant, A. 1982. Interpretación geodinámica del vulcanismo del Eje Volcánico Transmexicano. *Revista del Instituto de Geología*. Universidad Nacional Autónoma de México. 5(2): 217-222 p.

DeMets, C. 1995. A reappraisal of seafloor spreading lineation in the Gulf of California: Implications for the transfer of Baja California to the Pacific plate and estimates of Pacific-North America motion. *Geophysical Research Letters*. 22: 3345-3548 p.

Dixon, T., Farina, F., DeMets, C., Suárez-Vidal, F., Fletcher, J., Márquez-Azua, B., Miller, M., Sánchez, O. and Umhoefer, P. 2000. New kinematic models for Pacific-North America motion from 3 Ma to Present II: Evidence for a Baja California shear zone. *Geophysical Research Letters*. 27: 3961-3964 p.

Eissler, H. and K. McNally. 1984. Seismicity and tectonics of the Rivera plate and implications for the 1932 Jalisco, Mexico, earthquake. *J. Geophys. Res.* 89: 4520-4530 p.

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

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

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

Gans, P.B. 1997. Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico. *Tectonics*. 16(3): 388-408 p.

Heiskanen, W. 1953. Isostatic reductions of the gravity anomalies by the aid of high-speed computing machines. Reprinted from *Annales Academiae Scientiarum Fennicae*. Series A, III. *Geologica – Geographica*. number 33. 11 p.

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

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

Larson, R., Menard. H. and S. Smith. 1968. Gulf of California: A result of ocean-floor spreading and transform faulting. *Science.* 161: 781-784 p.

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

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

Mammerickx, J. and Klitgord, K. 1982. Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to the present. *J. Geophys. Res.* 87: 6751-6759 p.

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

Martin-Barajas A., J.M. Fletcher, M. Lopez-Martinez, and R. Mendoza-Borunda. 2000. Warning subduction and arc volcanism in Baja California: The San Luis Gonzaga volcanic field. *Tectonophysics.* 318: 27-51 p.

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

Michaud, F., M. Sosson, J.-Y. Royer, A. Chabert, J. Bourgois, T. Calmus, C. Mortera, F. Bigot-Cormier, W. Bandy, J. Dymont, B. Pontoise, and B. Sichler. 2004. Motion partitioning between the Pacific plate, Baja California and the North America plate: The Tosco-Abrejos fault revisited. *Geophys. Res. Lett.*, 31: L08604-4 p.

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

Moore, D.G. and E.C. Buffington. 1968. Transform faulting and growth of the Gulf of California since the late Pliocene. *Science.* 161: 1238-1241 p.

Moore, D.G. and J.R., Curray. 1982. Geologic and tectonic history of the Gulf of California. En: Curray, J.R., y D.G. Moore (eds.). Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, D.C. U.S. Government Printing Office. 64(2): 1279-1294 p.

Munguía, L., M. Reichle, C. Reyes, R. Simons and J. Brune. 1977. Aftershocks of the 8 July, 1975 Canal de las Ballenas, Gulf of California, earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 4: 507-509 p.

Nagy, E.A. and Stock, J.M. 2000. Structural controls on the continent-ocean transition in the northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research.* 105(B7): 16251-16269 p.

Nava A. 1993. La inquieta superficie terrestre. Colección La ciencia desde México. 113. Fondo de Cultura Económica. México. 185 p.

Nettleton, L. L. 1976. Gravity and magnetics in oil prospecting: McGraw-Hill Book Co. 464 p.

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

Sheriff, R.E. and Geldart, L.P. 1991. Exploración Sismológica. Editorial Limusa. Primera edición. México D.F. 309 p.

Stewart, G., E. Chael and K. McNally. 1981. The November 29, 1978, Oaxaca, Mexico, earthquake: a large simple event. *J. Geophys. Res.* 86: 5053-5060 p.

Stock, J.M. 2000. Relation of the Puertecitos Volcanic Province, Baja California, Mexico to development of the plate boundary in the Gulf of California. Sometido a GSA Special paper on Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico.

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

Sutherland, F.H. 2006. Continental Rifting Across the Southern Gulf of California. Ph.D. Thesis, Univ. of California. San Diego.

Talwani, M., Worzel, J.L and Landesman, M. 1959. Rapid gravity computation for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. J. Geophys. Res. 64: 49-59 p.

Thatcher, W. and J. Brune. 1971. Seismic study of an oceanic ridge earthquake swarm in the Gulf of California. Geophys. J. R. astr. Soc. 22: 473-489 p.

Yeats, R.S., B.U.Haq, J.A. Barron, J. Couch, C. Denham, A.G. Douglas, V.I. Grechin, M. Leinnen, A. Niem, S.P. Verma, K.A. Pisciotto, R.Z. Poore, T. Shibata, and R. Wolfart. 1981. Site 471: Offshore Magdalena Bay. En: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, D.C. U.S. Government Printing Office. 63: 269-291 p.

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

Yilmaz, O. 1991. Seismic data processing. Society Exploration Geophysicist. Tulsa. 5: 83-350 p.

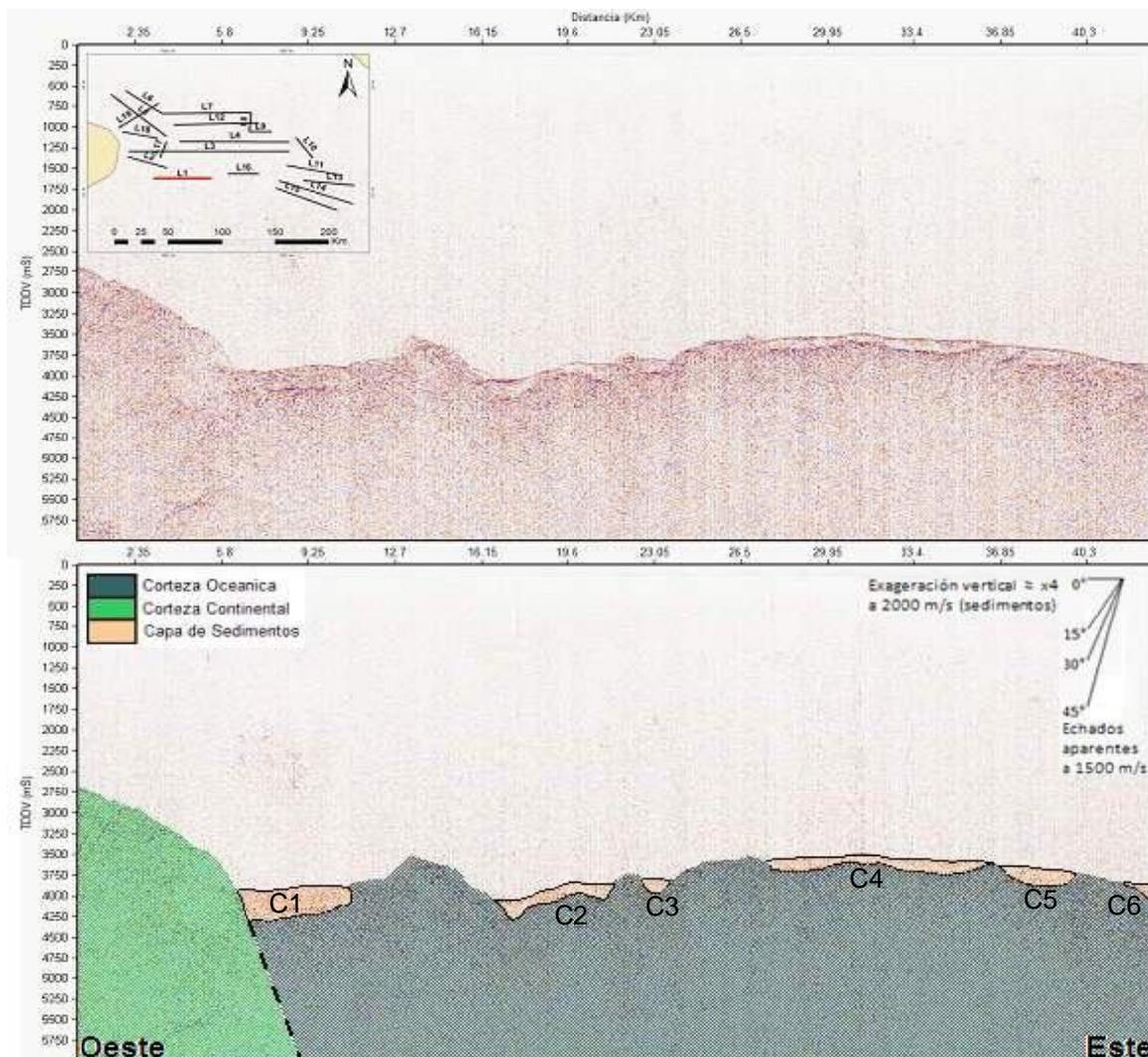
<http://www.cwp.mines.edu/cwpcodes/>

[http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/ims/trk\\_cri.html](http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/ims/trk_cri.html)

<http://research.utep.edu/Default.aspx?tabid=45290>

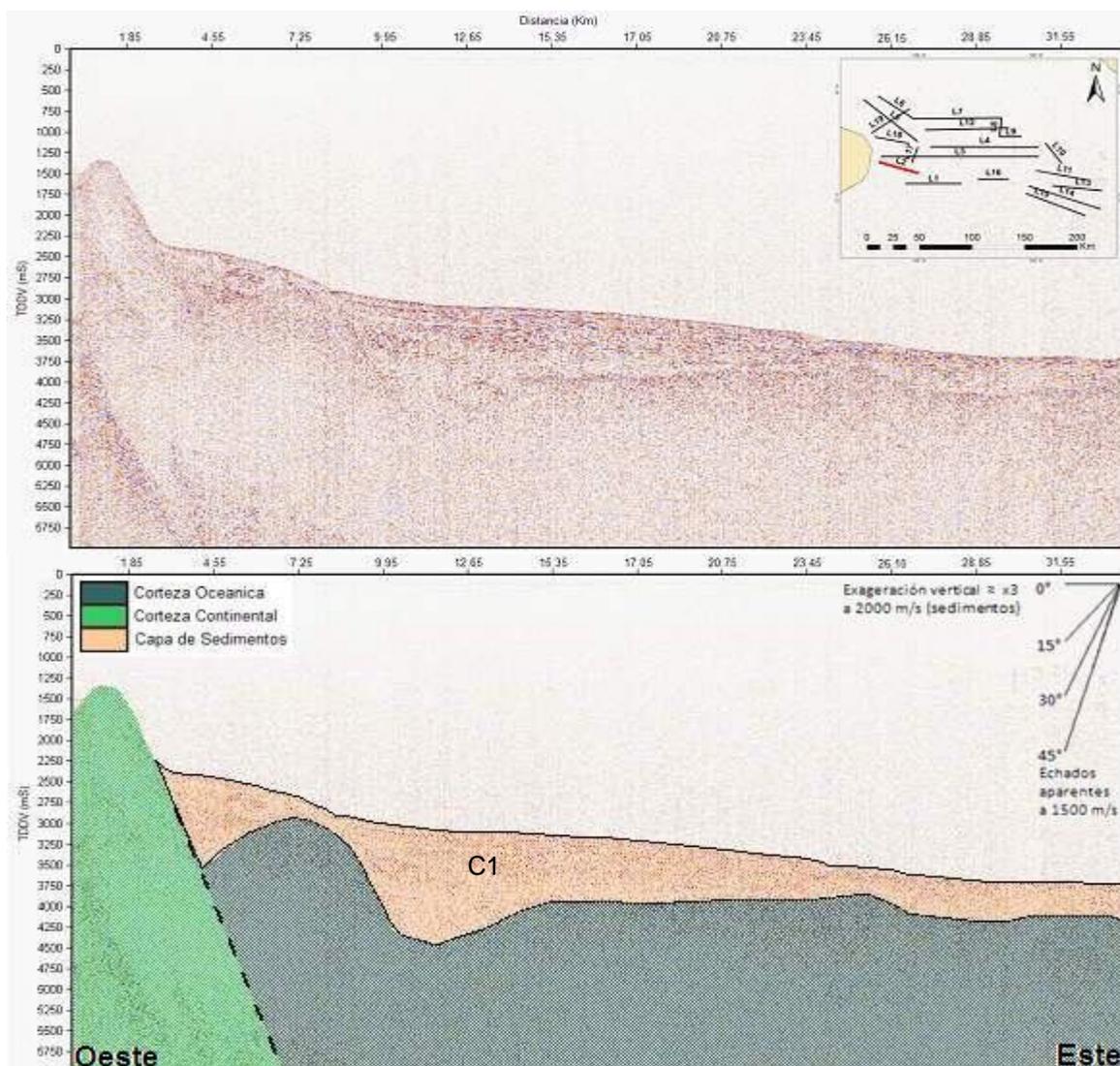
<http://pubs.usgs.gov/of/2002/ofr-02-414/>

## Anexos



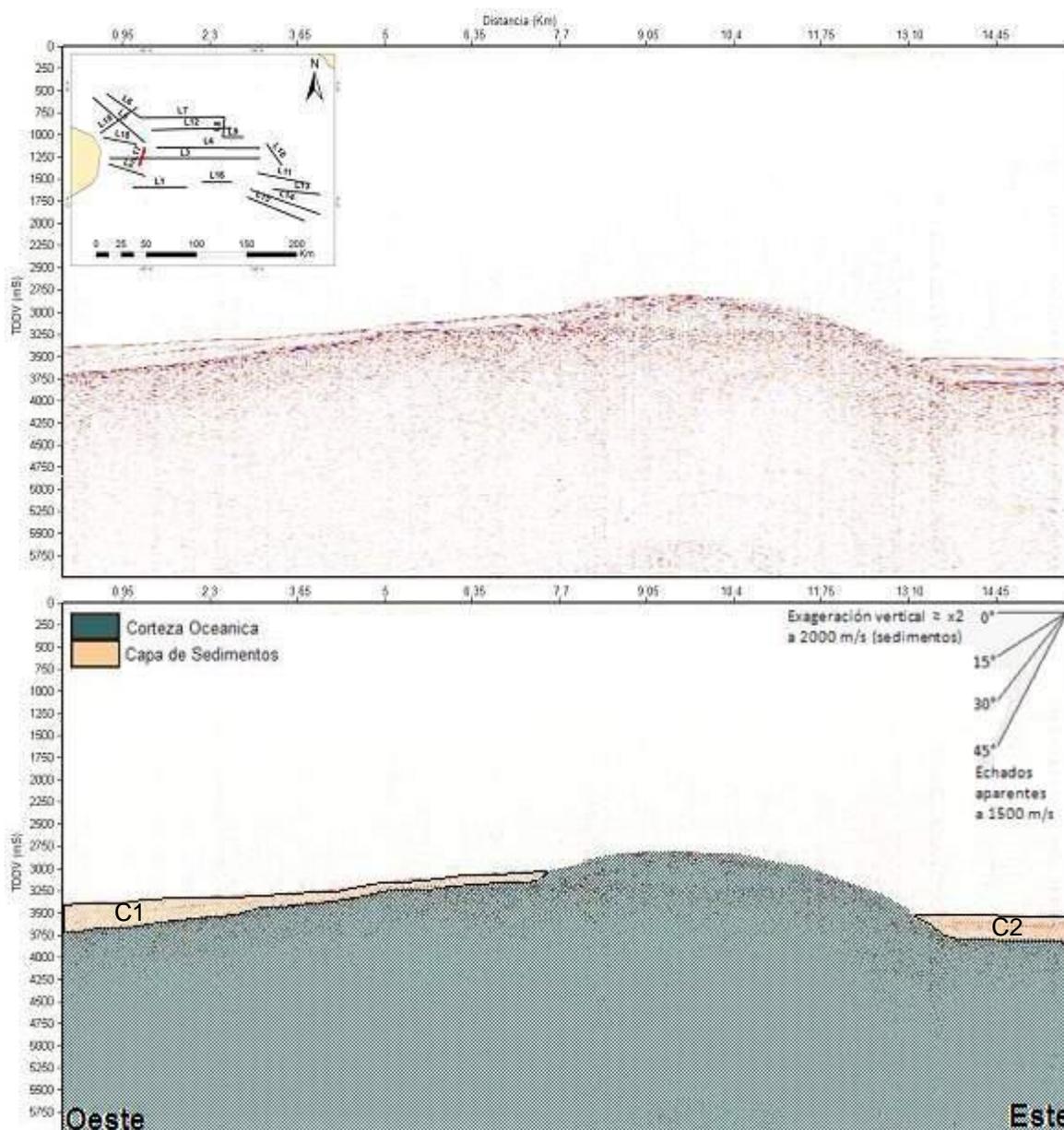
**Figura 39.** La imagen superior muestra la línea 1 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 1 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento continental (color verde) y basamento oceánico (color azul) cubierto por varias capas de sedimentos (color café).

La línea 1 está ubicada al sur de la cuenca, al oeste de la línea se puede apreciar el talud continental que marca la separación de los basamentos continental y oceánico, también se puede apreciar a todo lo largo de la línea las diferentes cubiertas sedimentarias, la capa que se encuentra más al oeste es la más gruesa con un espesor superior a los de 300 m.



**Figura 40.** La imagen superior muestra la línea 2 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 2 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento continental (color verde) y basamento oceánico (color azul) cubierto por una capa de sedimentos (color café).

En la figura 40 se puede apreciar el talud continental ubicado al Oeste de la línea que separa el basamento oceánico del continental, la capa de sedimentos cubre la mayor parte del perfil presentando un espesor superior a los 1,300 m.



**Figura 41.** La imagen superior muestra la línea 17 posterior al procesamiento sísmico, la imagen inferior muestra la línea 17 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: basamento oceánico (color azul) cubierto por varias capas de sedimentos (color café).

La línea 17 solo presenta suelo oceánico cubierta en partes por sedimentos cuyo espesor superior a los 300 m, es la línea ubicada más al sur de la zona Noroeste.

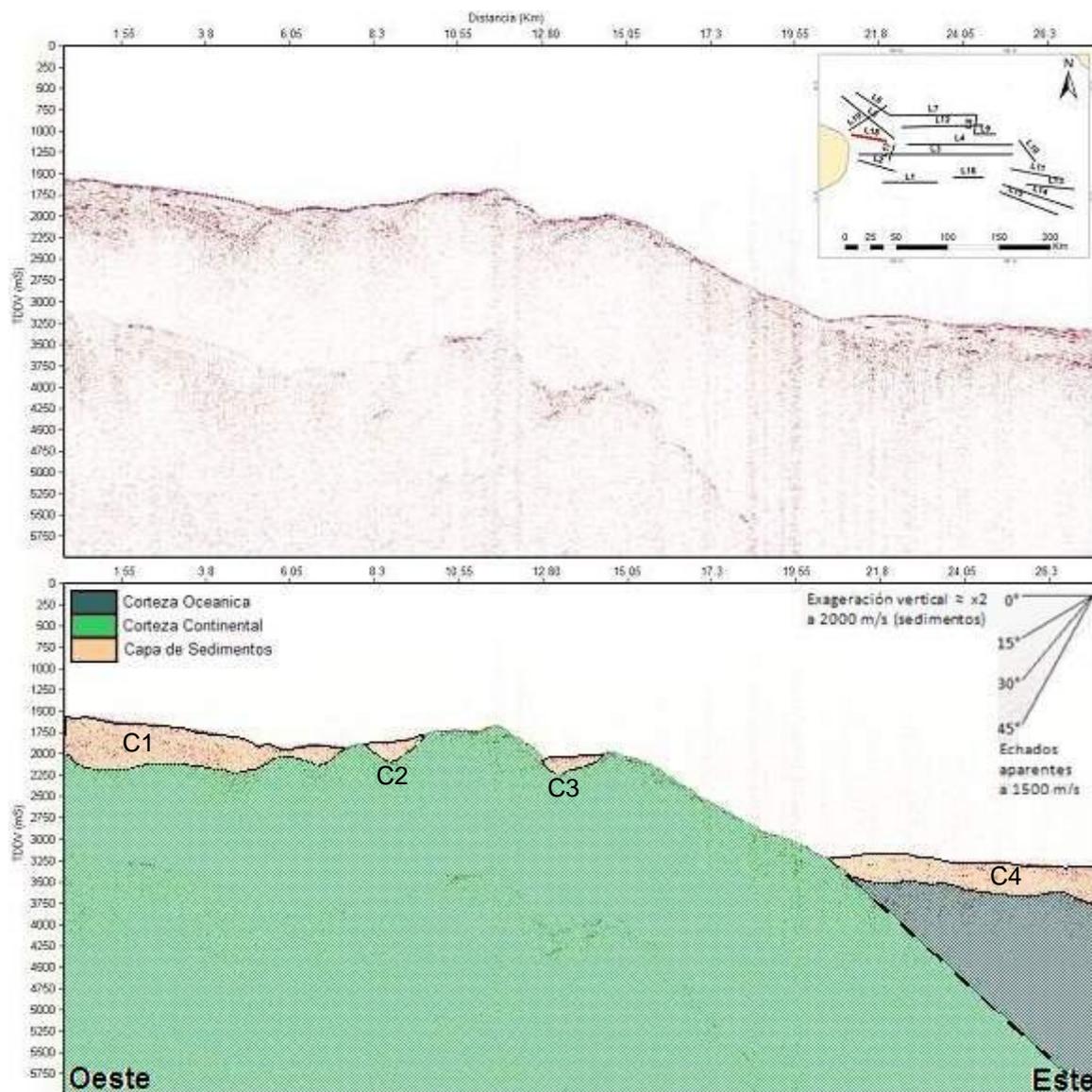


Figura 42. La imagen superior muestra la línea 18 posterior al procesado sísmico, la imagen inferior muestra la línea 18 ya interpretada y delimitando sus estructuras fisiográficas, tales como: Basamento continental (color verde) y basamento oceánico (color azul), ambos cubiertos por varias capas de sedimentos (color café).

Parte de la línea 18 está sobre la plataforma continental y parte sobre la corteza oceánica, en ella se aprecia el talud y varias capas de sedimentos cuyo espesor es superior a los 560 m.