



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA**

**“Morfología del talud continental a lo largo de la costa de Jalisco:
Implicaciones tectónicas y cinemáticas.”**

T E S I S

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(EXPLORACIÓN)**

**P R E S E N T A:
JAIME URÍAS ESPINOSA**

**DIRECTOR DE TESIS
DR. WILLIAM LEE BANDY
Instituto de Geofísica**

**COMITÉ TUTORIAL:
DR. CARLOS ANGEL QUINTÍN MORTERA GUTIÉRREZ
Instituto de Geofísica
DR. VLADIMIR KOSTOGLODOV
Instituto de Geofísica
DR. NEIL CHARLES MITCHELL
School of Earth, Atmospheric and Environmental Sciences,
The University of Manchester, Manchester M13 9PL, UK.**

Ciudad Universitaria, CD.MX.

Mayo 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Índice

	Página
Resumen.....	<i>i</i>
Abstract	<i>iii</i>
1. INTRODUCCIÓN	1
2. ANTECEDENTES.....	6
2.1. Geomorfología y estructura de la JSZ.	10
2.1.1.Época 1:1950 – 1980 (Premultihaz)	10
2.1.2.Época 2:1980 – 2000 (Principios de Multihaz)	10
2.1.3.Época 3:2000 – 2016 (Sistemas de Multihaz Avanzado).....	16
2.2. Modelos de convergencia de las placas Rivera –Norte América.....	19
2.3. Tectónica y Sismicidad.....	20
3. METODOLOGÍA.....	26
3.1. Datos y procedimiento.....	26
3.1.1. Datos de canales multihaz y monohaz de reflexión sísmica	26
3.2. Métodos y sistemas	28
3.2.1. Ecosonda monohaz	29
3.2.2. Ecosondas Multihaz y de retrodispersión.	32
3.3. Procesado y análisis avanzado de datos batimétricos y retrodispersión de la ecosonda multihaz.	37
3.3.1. Procedimiento.....	38
3.3.1.1. Procesamiento de datos batimétricos.....	39
3.3.1.2. Procesamiento de datos de retrodispersión.....	39
3.4. Datos del Global CMT.....	40
3.5. Datos sísmicos.	42
4. RESULTADOS.....	43
4.1. Geomorfología.....	43
4.1.1. Características del talud continental.....	44
4.1.1.1. Unidades geomorfológicas mayores.....	44
4.1.1.2. Patrón de drenaje / transporte de sedimentos adyacente al cañón Banderas	45
4.1.1.3. Levantamiento tectónico y pérdida de masa	47
4.1.2. Características del Cañón de Banderas	48

4.1.2.1. Morfología transversal.....	48
4.1.2.2. Sinuosidad del Cañón de Banderas.....	49
5. DISCUSIÓN	56
5.1. Cambio de oblicuidad. Artículo Ipala Canyon	56
5.2. Elementos morfotectónicos del Bloque de Antearco de Banderas	72
5.3. Causa del colapso del antearco. Causa de los colapsos de cuencas y colapso de talud continental	76
5.3.1. Causa 1. Subducción de montes submarinos.....	77
5.3.2. Causa 2. Zona transformante subducida. (Ángulo transformante pequeño o alta subducción oblicua).....	79
5.3.3. Causa 3. Subducción de la dorsal.	80
5.4. Análisis de los modelos	84
6. CONCLUSIONES.....	87
7. Apéndice.....	90
Agradecimientos	96
Referencias	101

R' ! \$9 '

La Trinchera Mesoamericana está caracterizada por una gran subducción oblicua al norte de 20°N. En analogía con otras zonas de subducción con oblicuidad similar, se espera que exista un movimiento transcurrente significativo en la región del antearco. La batimetría del fondo marino, las imágenes de retrodispersión y los perfiles de reflexión sísmica presentan los procesos tectónicos (movimientos transformantes y movimientos convergentes). Para evidenciar el relieve del fondo marino en el talud continental entre Manzanillo y Puerto Vallarta, el área bajo las siguientes coordenadas geográficas 19 ° 21'N a 21 ° 4.5'N y 105 ° 8'O a 107 ° 2.5'O fue mapeada con estudios batimétricos utilizando el sistema multihaz Kongsberg EM300 de las campañas MORTIC08, MAMRIV08, JGAP2012, MORTIC06, BABRIP06 y JGAP2013 del BO "El Puma". Además se emplearon los datos de reflexión sísmica obtenidos con TOPAS PS18, utilizando perfiles de talud continental cercanos al Cañón Ipala y Cañón de Banderas.

La morfología está caracterizada por un margen estrecho, el colapso del margen y un estrés extensional orientado al NO-SE. Es posible una pequeña cantidad (<1 km) de movimiento NE del Bloque de Antearco de Banderas en relación con el resto del Bloque Jalisco. También se elaboró un mapa de rugosidad para observar la distribución de los sedimentos en el talud continental utilizando los datos de retrodispersión. La causa del estiramiento orientado NO-SE y el colapso del margen se examinaron en términos de la interacción de la Placa de Rivera subducida. Se explicó

la morfología en términos de la interacción de la Placa de Rivera respecto a la Placa de Norteamérica. Además se presentó la relación batimétrica que muestra las diferencias morfológicas en la parte norte del estudio respecto a la sur. Se consideraron tres orígenes posibles para este cambio en la morfología: (1) subducción de montes submarinos, (2) una alta subducción oblicua y (3) subducción de la dorsal. Se concluye que la subducción de una dorsal de extensión extinta (con el levantamiento asociado y posterior colapso del margen continental) parece ser la mejor de las tres posibilidades.

Los estudios revelaron la presencia de un cañón submarino no antes visto nombrado Cañón Ipala desde la costa de 20° 05'N hasta la Trinchera Mesoamericana en 19° 15'N. Este cañón tiene una longitud de 114 km y puede ser originado por tres ríos: Ipala, María Garza y Tecolotlán. La profundidad de hasta 600m del cañón y la escasez de sedimentos sugiere que el cañón es activo.

El Cañón Ipala junto con el Cañón Banderas fueron modificados por los procesos tectónicos relacionados con la convergencia entre la Placa de Rivera y el Bloque de Jalisco, donde hay levantamiento y hundimiento debido a la erosión por subducción, subducción de montes submarinos, y deflexiones horizontales de los cañones por fallas transcurrentes/transformantes.

Los resultados de batimetría fueron comparados con tres modelos de polos de Euler: RIVNA-BM2015, RIVNA-BG2015 (Urías Espinosa et al., 2016) y el tercer polo de Euler: Modelo de Suárez (Suárez et al., 2013) y, se concluyó que el modelo de polo RIVNA-BM2015 es el modelo que mejor se acopla con las estructuras morfológicas.

Abstract

The Middle America Trench is characterized by a large oblique subduction north of 20 ° N. In analogy with other subduction zones with similar obliquity, it is expected to exist a significant transform motion in that region of the forearc and trench perpendicular extension near the clockwise bending of the strike of the trench axis at 20°N. The seafloor bathymetry, the backscatter images and the seismic reflection profiles present the tectonic processes (transform motions and convergent motions). The area bounded by coordinates 19 ° 21'N to 21 ° 4.5'N and 105 ° 8'W to 107 ° 2.5'W was mapped seaward of the continental shelf between Manzanillo and Puerto Vallarta. Bathymetric data were obtained with the EM300 multibeam system during the following campaigns of the BO El Puma: MORTIC08, MAMRIV08, JGAP2012, MORTIC06, BABRIP06 and JGAP2013. In addition, the reflection data obtained with TOPAS PS18 were used to characterize the continental slope near the Ipala Canyon and Banderas Canyon.

The results indicate that the gross morphology is characteristic of a stretched, collapsed margin, the extensional stresses being oriented NW-SE. A small amount (<1Km) of NW movement of the Banderas Forearc Block relative to the rest of the Jalisco block is possible. Also, a roughness map was developed to observe the distribution of the sediments in the continental slope using backscatter data. The cause of the NW-SE oriented stretching and collapse of the margin were examined in terms of the interaction of the subducting Rivera Plate. The morphology is explained in terms of the interaction of the Rivera plate. In addition, the bathymetric map

showed morphological differences in the northern part of the study area with respect to the southern part. Three possible origins for this change in morphology were considered: (1) seamount subduction, (2) a large oblique subduction & (3) ridge subduction. It is concluded that the subduction of an extinct spreading ridge (with the associated uplift and subsequent collapse of the continental margin) appears to be the best of the three possibilities.

These data in great detail showed a large submarine canyon not previously seen, named Ipala Canyon, extending from the coast at 20 ° 05'N to the Middle American Trench at 19 ° 15'N. This canyon, with a depth of 600m and a length of 114km, can be originated by three rivers Ipala, Maria Garza and Tecolotlán. The Canyon contains very few sediments suggesting that it is presently active.

The Ipala Canyon along with the Banderas Canyon were modified by the tectonic processes related to the convergence between the Rivera Plate and the Jalisco block, such as uplift and subsidence due to subduction, erosion, seamount subduction and horizontal deflections of the canyons due to transcurrent/ transform faults.

The resulting bathymetry is compared with three models of Euler poles: RIVNA-BM2015, RIVNA-BG2015 (Urías Espinosa et al., 2016) and the Euler pole of Suárez et al. (2013) and it is concluded that the RIVNA-BM2015 pole model is the model that best matches the morphological structures.

1. INTRODUCCIÓN

La Zona de Subducción de Jalisco (JSZ="Jalisco Subduction Zone") ubicada al extremo norte de la Trincheras Mesoamericana (MAT="Middle America Trench") entre $18^{\circ} 30' N$ y $21^{\circ} 30' N$ (Fig. 1) es en donde la Placa de Rivera se subduce debajo de la Placa Norteamericana (Fig. 2).

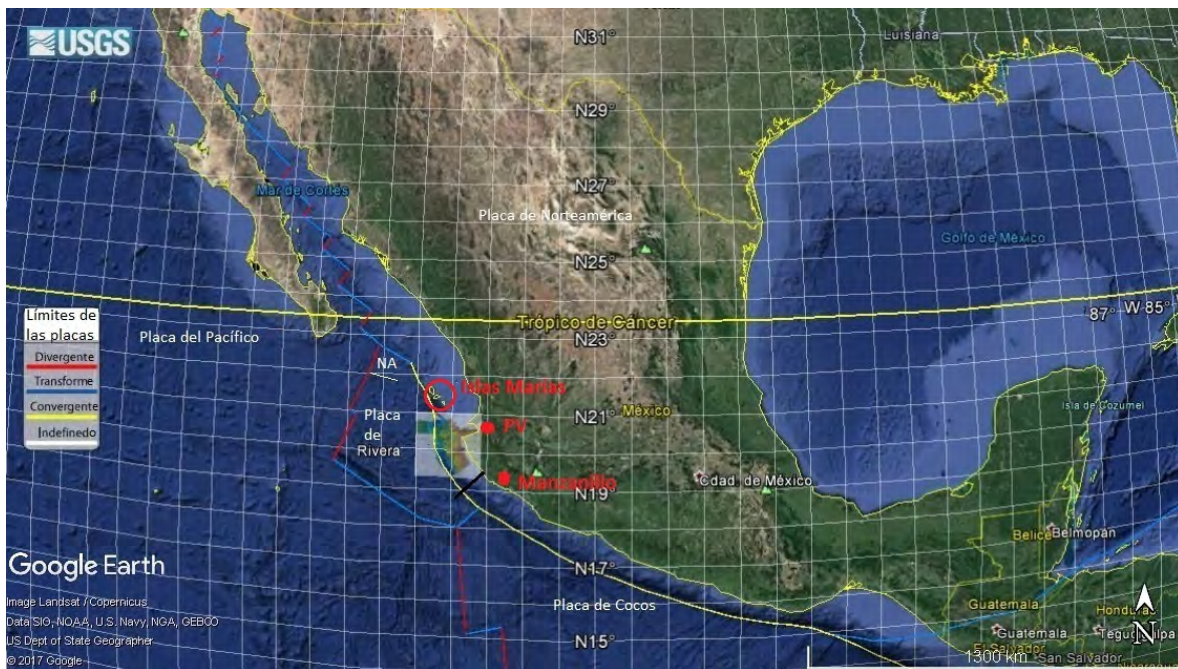


Fig. 1. Localización del área de estudio. La línea negra corresponde al perfil G-G' de Ross y Shor (1965).

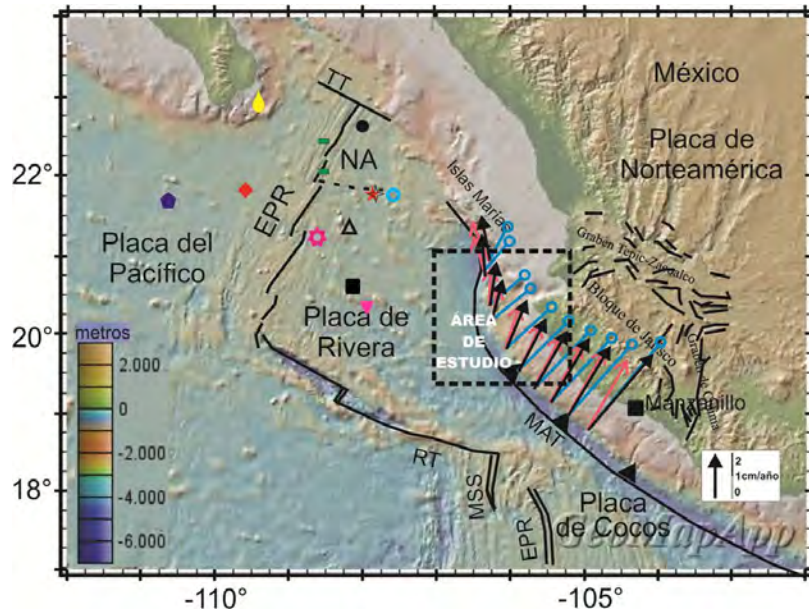


Fig. 2. Mapa que muestra la configuración de las placas de Rivera, Norteamérica, Cocos y Pacífico, y los varios modelos de Polos de Euler. Las flechas negras originadas en la Trincher Mesoamericana (MAT en inglés) indican los vectores de convergencia entre las placas de Rivera y Norteamérica calculadas por el polo de Euler RIVNA-BM2015 (representado por el cuadrado negro); las flechas rosas son los vectores calculados para el Polo de Euler RIVNA-BG2015 (triángulo rosa invertido); las líneas azules con círculos en las puntas representan los vectores del Polo de Euler calculado por Suárez et al. (2013) (anillo azul) (ver el texto para entender como fueron calculados los polos RIVNABM2015 and RIVNA-BG2015). Además está la localización de los polos de Euler de Rivera- Norteamérica de Minster y Jordan (1979) (estrella roja); Bandy (1992) (pentágono morado); los 2 polos de DeMets y Stein (1990) (gota amarilla y círculo negro); Lonsdale (1995) (una estrella de 4 picos); Bandy et al. (1997) (rombo rojo); DeMets y Wilson (1997) (triángulo abierto); DeMets et al. (2010) (estrella de 7 picos); y Bandy y Pardo (1994) (rectángulos verdes). RT="Riviera Transform"; MAT="Middle America Trench" (Trincher Mesoamericana); EPR="East Pacific Rise". Mapa de Fondo de GeoMapApp. (www.geomapp.org).

La JSZ exhibe muchas características notables. De particular interés, los primeros mapas batimétricos de la zona construidos a partir de ecosondas de haz de gran amplitud (por ejemplo, Fisher 1961, Dauphin y Ness, 1991) han demostrado que la morfología del talud continental cambia a lo largo de la JSZ. Específicamente, el antearco al sur de 20 ° N (**Fig. 3**) tiene una profundidad del fondo marino que aumenta más o menos continuamente hasta la trincher. En contraste, al norte de 20 ° N la plataforma continental y la parte superior del talud continental (por encima de 2,000 metros; ver **Fig. 4**) se estrechan progresivamente hacia el norte a lo largo del margen de Jalisco, mientras que la parte inferior del talud continental se ensancha

progresivamente hacia el norte. Los mapas batimétricos más recientes son contruidos a partir de datos batimétricos multihaz [SEAMAT (Bourgois et al., 1988); CORTES-P96 (Bartolomé et al., 2011); Campañas EL PUMA (Bandy et al., 2010, Urías Espinosa et al., 2016, Mortera-Gutiérrez et al., 2016); TSUJAL (Núñez-Cornú et al., 2016, Bartolomé et al., 2016, Dañobeitia et al., 2016)] confirman estos cambios morfológicos.

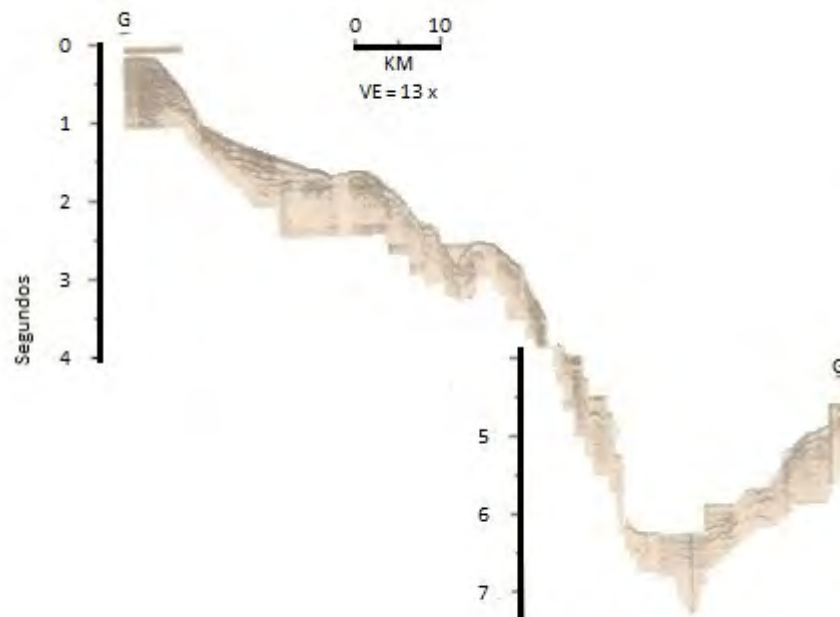


Fig. 3. Perfil sísmico G-G' de Ross y Shor (1965) ilustrando la morfología en la parte central de la JSZ (Ubicado desde 19° 30'N, 105° 6'O hasta 18° 48'N, 105° 48'O. Ver Fig. 1 y Fig. 18 para localización).

Estudios previos (Bandy et al., 2010; Urías Espinosa et al., 2016) han observado coincidencias entre las zonas morfológicas y el grado de oblicuidad de la convergencia. Específicamente, aunque la velocidad de convergencia a la largo de JSZ

no está bien limitada (**Fig. 2**) (e.g. Kostoglodov y Bandy, 1995; Urías Espinosa et al., 2016), los patrones morfológicos coinciden con el patrón de la cantidad de convergencia oblicua a lo largo del margen calculada a partir de los modelos cinemáticos más recientes. Al sur de 20 °N, la dirección de la convergencia es aproximadamente paralela a la dirección normal de la trinchera. Al norte de 20 °N, la velocidad de convergencia es muy oblicua a la dirección normal de la trinchera. También, como parte de la presente disertación, se observa un importante rasgo extensional, el Cañón Ipala, localizado a 20 °N donde la oblicuidad de subducción aumenta considerablemente, Urías Espinosa et al. (2016). Esta coincidencia entre las zonas morfológicas y las zonas de oblicuidad de convergencia sugiere que la oblicuidad de convergencia puede ser un parámetro importante que controla la morfología del talud continental.

Al usar los datos batimétricos multihaz de las campañas del Buque “El Puma”, que proveen por primera vez una cobertura completa de batimetría de alta resolución en el área de estudio, se obtuvieron los objetivos principales de este estudio que son: (1) definir mejor las estructuras morfotectónicas, (2) analizar si las estructuras morfológicas son consistentes con las esperadas a partir del patrón observado de convergencia oblicua a lo largo de la JSZ, y (3) inferir las posibles causas tectónicas del patrón morfológico.

Para lograr estos objetivos se construyeron mapas de batimetría y de amplitud de retrodispersión del fondo marino usando los datos multihaz de las campañas del B.O. “El Puma” (MORTIC08, MAMRIV08, JGAP2012, MORTIC06, BABRIP06 y

JGAP2013). Estos datos proporcionan una cobertura completa del talud continental y las áreas de trinchera (**Fig. 4**). Los perfiles de reflexión sísmica fueron recolectados e ilustrados en la **Fig. 4A**.

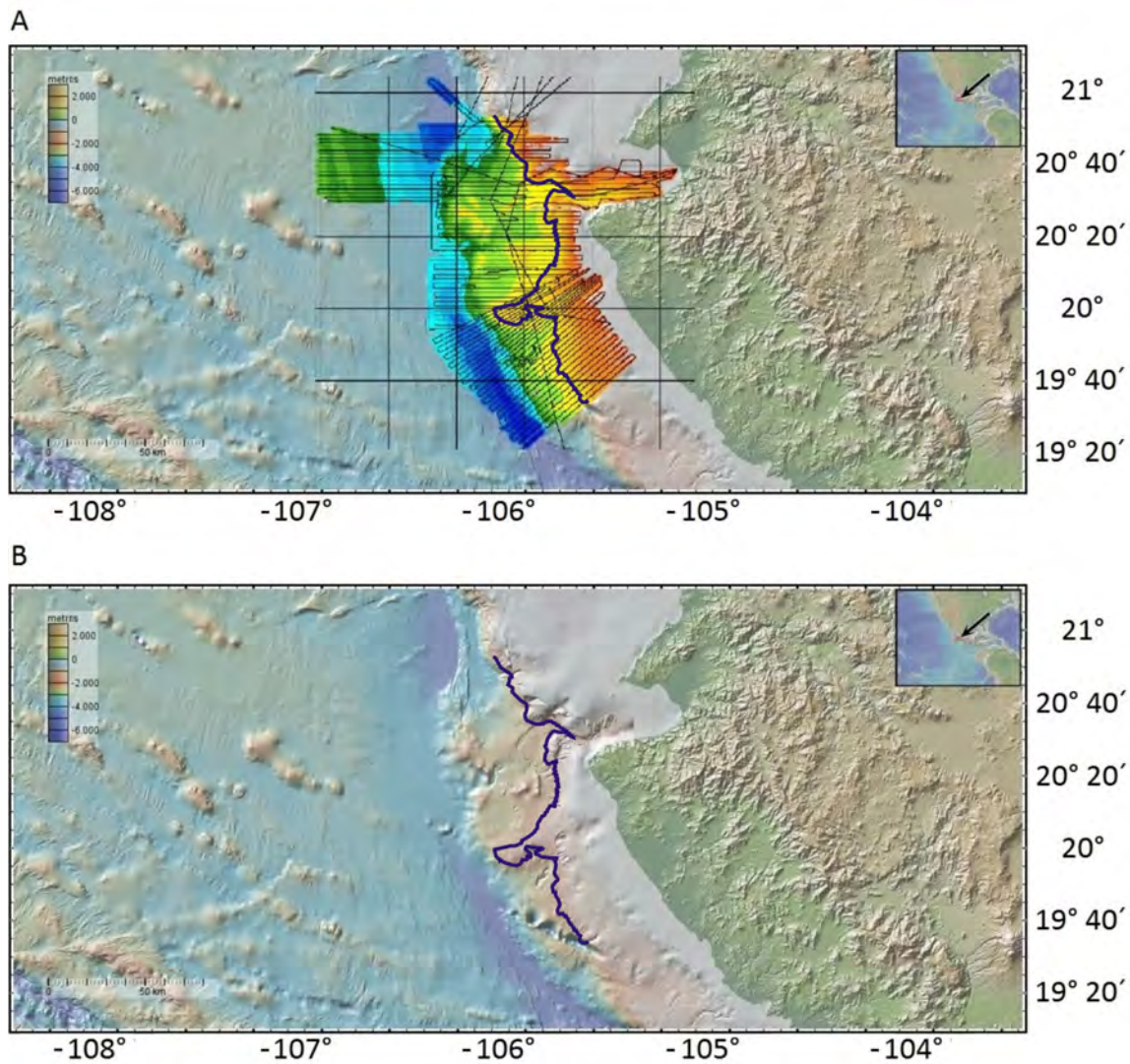


Fig. 4. Mapa de Batimetría del área construida (A) por datos de batimetría de multihaz obtenidos en las campañas: MAMRIV08, MORTIC06, MORTIC08, JGAP2012 & JGAP2013. (B) Mapa de los datos disponibles antes de las campañas. Mapa (B) y Fondo de mapa (A) fueron realizados en GeoMapApp. La línea azul representa el contorno batimétrico de 2000 metros. En el mapa [A] las líneas negras representan la trayectoria del barco donde se obtuvo la grabación de los datos.

2. ANTECEDENTES

La MAT se extiende del extremo sur de Panamá a las Islas Marías localizadas al NO de Puerto Vallarta, México (**Fig. 1**). Estudios previos han demostrado que esto exhibe los mayores elementos morfotectónicos típicos de una zona de convergencia (Ver **Fig. 5**). Sin embargo, algunos de estos elementos muestran características anómalas, especialmente la orientación del Cinturón Volcánico Transmexicano relativo a la trinchera (Fisher, 1961).

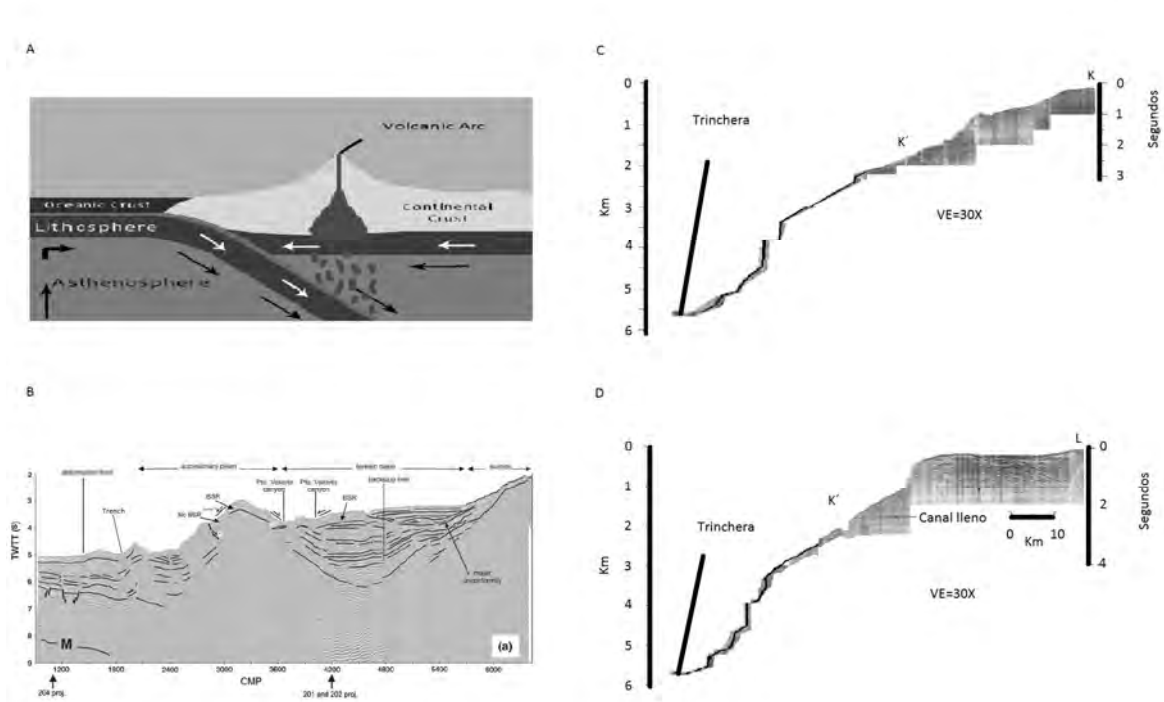


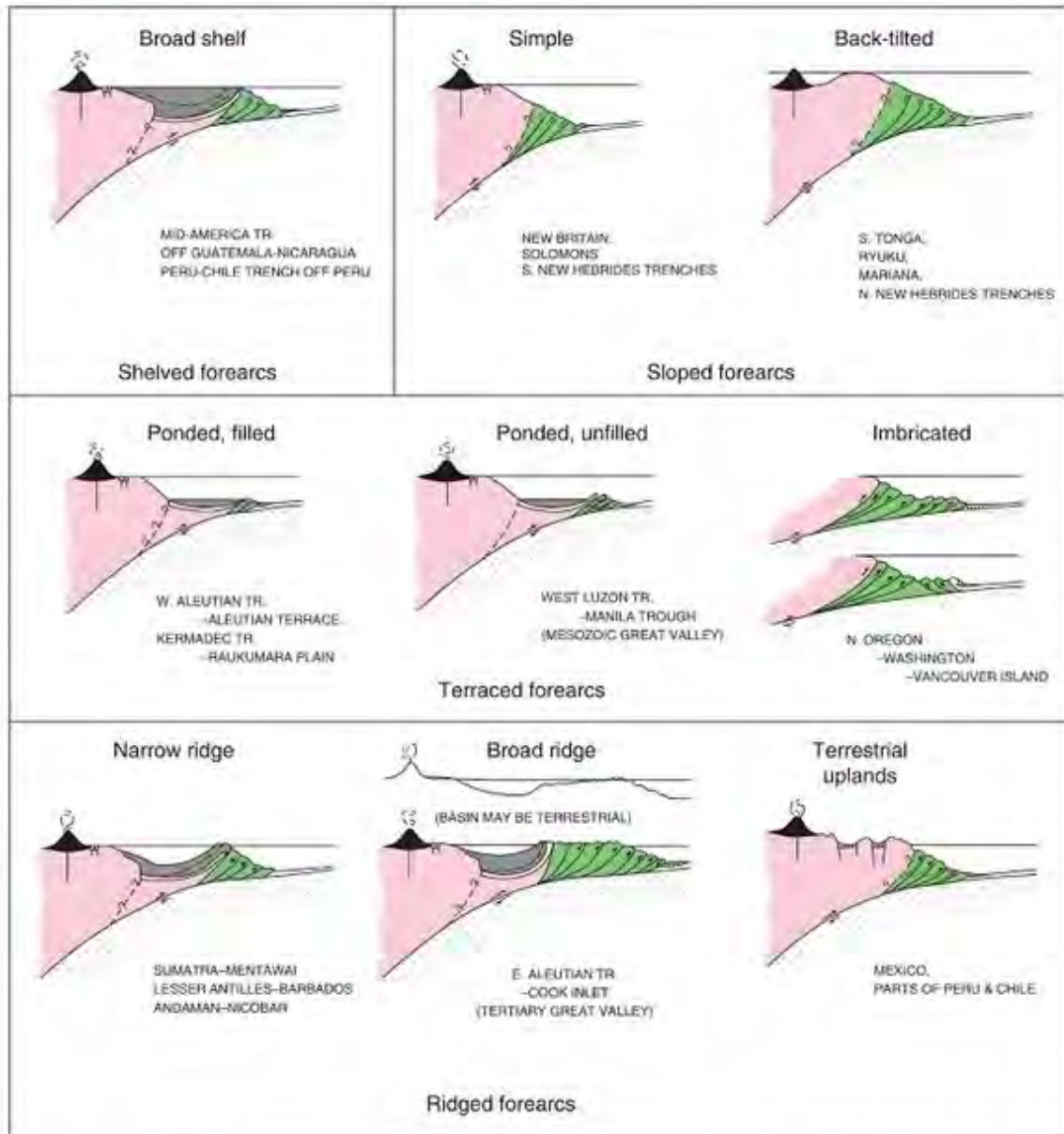
Fig. 5. Comparación de una zona de subducción clásica (A) con la zona de subducción afuera de Puerto Vallarta (B) (Bartolomé et al. 2011), con la zona de subducción en la parte norte del Golfo de Tehuantepec (C) y con la zona de subducción en la parte sur del Golfo de Tehuantepec (D) (Ross y Shor, 1965).

La MAT puede ser subdividida en tres sectores con base en la cinemática de subducción y la geomorfología de la plataforma continental:

Sector 1.- MAT Sur que se encuentra al sureste en $15^{\circ} 54.320'N$ y $95^{\circ} 28.315'O$ (**Fig. 1**) (i.e. la intersección de la dorsal de Tehuantepec con la MAT). En este sector, la placa de Cocos es subducida y la plataforma continental es ancha (i.e. una plataforma ancha de antearco en términos de Dickinson y Seely, (1979) visto en la **Fig. 6.**).

Sector 2.- MAT Media que va desde Manzanillo a sector 1. En esta sección la placa de Cocos es también subducida. Sin embargo, la morfología del antearco en este sector es del tipo de talud simple del antearco (Dickinson y Seely, 1979) visto en la **Fig. 6.**

Sector 3.- MAT Norte que es localizada al norte de Manzanillo donde la placa de Rivera es subducida.



Key

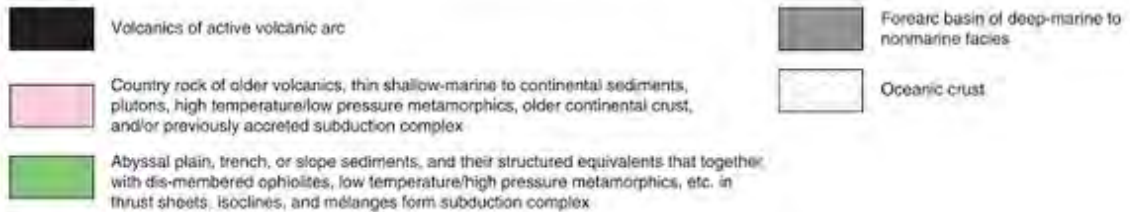


Fig. 6. Modelos de antearco. De Dickinson y Seely (1979).

El sector 3 (que coincide con la JSZ) se puede subdividir en al menos dos segmentos: El primer segmento, conocido como el Bloque de Antearco de Banderas (Urías et al., 2016), está ubicado al norte de los 20 ° N donde el antearco exhibe una morfología de Terraza del Antearco (“Terrace forearc” por Dickinson y Seely, 1979). El segundo segmento está ubicado al sur de 20 °N donde el antearco muestra una morfología antearco inclinado simple (“Simple Sloped Forearc” por Dickinson y Seely, 1979). También se podría definir un tercer segmento ubicado en la parte sur de la JSZ, en el que un monte submarino se está subduciendo (Castillo et al., 2013; Bandy et al., 2014). La subducción de este monte submarino eleva la parte frontal del talud continental produciendo una morfología de antearco dorsalizado (“Ridge forearc” clasificado por Dickinson y Seely, 1979).

Muchos aspectos de la JSZ han sido abordados en estudios previos, los de mayor relevancia para el presente trabajo son los siguientes: los estudios de la geomorfología de la plataforma continental, el talud continental y trinchera; los estudios de la sismicidad; y los estudios de la cinemática de placas y la tectónica. En las siguientes secciones se resume lo que se sabe sobre estos temas, especialmente los estudios realizados a lo largo del margen de Jalisco.

2.1. Geomorfología y estructura de la JSZ.

2.1.1.Época 1:1950 – 1980 (Premultihaz)

Estudios científicos de la geomorfología del área de la MAT y del talud continental colindante empezaron a finales del año de 1950 y principios de 1960 cuando los científicos del Instituto De Oceanografía Scripps (e.g. Fisher 1961; Shor et al., 1963; Moore y Curray, 1963; Ross y Shor, 1965), a bordo de los buques del Laboratorio del Instituto de Oceanografía de Electrónica de la Marina de los EE.UU., obtuvieron registros batimétricos y datos de reflexión sísmica a lo largo de 50,000 kilómetros en esta área; este material se ha compilado en gráficos por Fisher (1961). Los perfiles de reflexión sísmica que fueron colectados durante estos primeros usaron el sistema ARCER Rayflex (24,000 joules). Vale la pena señalar que el mapa batimétrico de estudio de Fisher (1961) indica que al norte de 20 ° N el talud superior (menos de 2 km de profundidad) se estrecha y el talud inferior (> 2 km) se amplía. Bandy et al. (2010) propusieron por primera vez que éste era el resultado de un colapso en el talud de la parte norte del Jalisco.

2.1.2.Época 2:1980 – 2000 (Principios de Multihaz)

El conocimiento de la parte marina de la JSZ aumentó sustancialmente con la llegada de las ecosondas multihaz. También, durante esta época, los estudios mediante inmersiones sumergibles, los estudios gravimétricos y los datos de reflexión sísmica multicanal comenzaron a revelar la geología y la estructura interna de la JSZ. Los

afloramientos de rocas plutónicas del pre-Eoceno situadas a lo largo del Talud inferior cercano a la MAT se muestrearon durante las inmersiones en aguas profundas frente a Manzanillo (lat. 18 ° -19 ° N) a profundidades entre 3950m y 2823m (De Lépinay et al., 1997). Datos de trazas de fisión en apatito muestran un rápido enfriamiento de las rocas plutónicas durante el Paleoceno (Calmus et al., 1999). Una discordancia sub-aérea indica que las rocas plutónicas fueron expuestas después del Paleoceno. La presencia de rocas sedimentarias marinas del ambiente batial del Mioceno medio superior a Plioceno superior por encima de la discordancia documenta un caso de hundimiento Neógeno a una tasa media de 0.3 mm/año. Este hundimiento indica una erosión por subducción a lo largo de este segmento del margen.

En junio-julio de 1987, se realizaron estudios batimétricos (utilizando Seabeam) y geofísicos (reflexión sísmica de un sólo canal, gravedad y perfiles magnéticos) en dos localidades a lo largo de la JSZ durante el crucero SEAMAT del R /V Jean Charcot. Esas dos localidades son: Islas Tres Marías a 20°30'N y alrededor de Manzanillo a 18°N. Se realizaron estudios detallados sobre la unión de la zona de fractura de Rivera (RFZ) con la Dorsal Este del Pacífico (EPR). Los datos indicaron que: (1) el graben de Manzanillo corresponde a la extensión hacia el mar del graben de Colima; (2) el graben de Manzanillo está alineado con otro graben (El Gordo Graben) ubicado al oeste de la MAT en el que cruza la fosa del extremo sur donde finaliza la JSZ; y (3) una falla llamada la Falla de Barra de Navidad tiene dirección de 155°N y se extiende de El Gordo Graben a la JSZ (al norte con latitud de 19° 15'N). Bourgois et al (1988) proponen que el Graben de Manzanillo, El Gordo Graben y la Falla de Barra de Navidad corresponden a la frontera marina activa del Bloque de Jalisco (JB="Jalisco

Block”). Así, el JB incluye no sólo la corteza continental sino también la corteza oceánica. Sin embargo, la sismicidad (por ejemplo, Singh et al., 1985) indicó que la JS estaba activa en toda su extensión, por lo que la placa oceánica no podía ser parte del JB. En cambio, Bandy (1992), basándose en lineamientos magnéticos marinos, propuso que la Falla Barra de Navidad era un centro de dispersión de fondo marino abandonado. Esta propuesta fue apoyada por el estudio magnético y multihaz más detallado de Peláez Gavira et al. (2013).

Los datos de la segunda parte de la campaña de SEAMAT indican: (1) La unión EPR-RFZ está situada 165 km al oeste del eje de la trinchera a 18 ° 30'N de latitud - 106° 15'W de longitud. (2) La dorsal axial EPR conecta la dorsal transversal Rivera a través de una dorsal superpuesta llamada centro de dispersión Moctezuma por Bandy et al. (2008). (3) La RFZ ha sufrido dos etapas principales de deformación tectónica, la más antigua parecía estar relacionada con un salto hacia el oeste de la unión EPR-RFZ. (4) La unión entre la RFZ y la trinchera se encuentra en un área de deformación dispersa. No hay límite claro de las placas de Rivera-Cocos hacia el este de la unión EPR-RFZ.

Durante esta época, a diferencia de la parte sur de la JSZ, se han llevado a cabo pocos estudios geológicos y geofísicos marinos detallados dentro de la Bahía de Banderas y en el área fuera de la costa entre la bahía y la trinchera. Los estudios existentes incluyen varios levantamientos batimétricos utilizando ecosondas convencionales de haz amplio y datos de altimetría satelital (Fisher, 1961; Dauphin y Ness, 1991).

Un estudio (Bandy et al., 1999) integrado de los datos gravimétricos y de la sismicidad a lo largo de un perfil perpendicular a la costa de Jalisco cerca de Barra de Navidad ofrece nuevos datos y puntos de vista sobre la estructura de la zona de subducción al sur de Jalisco. Un modelo característico de la estructura geológica de la JSZ (**Fig. 7**) determina que el espesor de la corteza continental del JB es en promedio de 38 km y aumenta gradualmente hacia el este hasta un espesor máximo de 44 km. La densidad de la parte superior de la litosfera en subducción aumenta a una profundidad de ~30 km, reflejando quizá la transición de fase de basalto a eclogita, como se ha propuesto para la zona de subducción de Chile. El manto superior al oeste de la trinchera exhibe densidades relativamente más bajas que el resto del manto superior. Esta zona de baja densidad es más gruesa cerca de la EPR y disminuye hacia el este en dirección de la MAT, lo cual puede reflejar una zona extensa de magma emplazado a lo largo de la EPR, similar a la observada en la misma a los 16°S (The MELT Seismic Team, 1998).

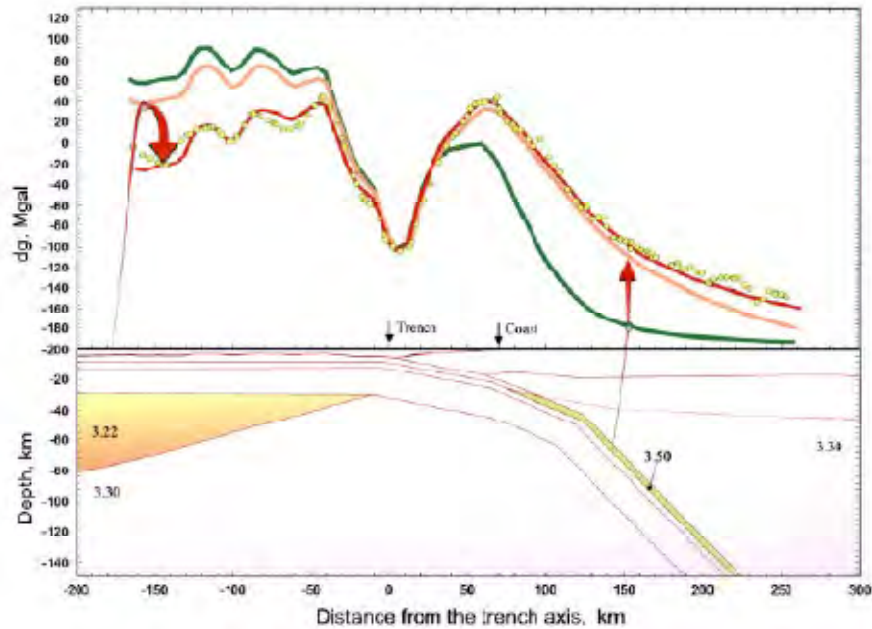


Fig. 7. Modelo de gravedad ajustado. Arriba: puntos amarillos se observan anomalías de gravedad, línea verde indica un ajuste modelado sin el efecto de gravedad del cuerpo del manto de baja densidad (3.22 g/cm^3) ubicado debajo del EPR y el efecto de la capa de alta densidad (3.50 g/cm^3 , presumiblemente de la composición de eclogitas) en la corteza oceánica subducida. La flecha dirigida hacia arriba y la diferencia entre las líneas rosa y verde indican el efecto de gravedad de la capa de alta densidad. La flecha dirigida hacia abajo y la diferencia entre las líneas rosa y roja (mejor ajuste) indican el efecto del cuerpo de baja densidad. Abajo: modelo de densidad estructural. Verde claro es la capa de alta densidad. El amarillo es el cuerpo del manto de baja densidad (Bandy et al., 1999)

Hacia final de esta época, tres mil kilómetros de canales múltiples (MCS) y perfiles sísmicos de gran angular, la gravedad y datos magnéticos, así como datos de batimetría multihaz y datos de retrodispersión, se registraron en la zona de alta mar de la costa oeste de México y el Golfo de California durante la primavera de 1996 (proyecto CORTES). Las imágenes sísmicas obtenidas fuera de Puerto Vallarta, en la zona de subducción de Jalisco se extienden desde el dominio oceánico hasta la plataforma continental y mejoran significativamente el conocimiento de la estructura

de la corteza interna de la zona de subducción entre las placas de Rivera y de América del Norte. Analizando las imágenes corticales (**Fig. 8**) Bartolomé et al. (2011) diferencian: (1) Un dominio oceánico con una variación importante en el espesor del sedimento que oscila entre 2.5 y 1 kilómetro hacia el sur; (2) un prisma de acreción formado por sedimentos altamente deformados, que se extiende por una anchura máxima de 15 km; (3) una cuenca de antearco deformada de 25 km de ancho en la parte norte la cual desaparece hacia el sur, donde el talud continental se conecta directamente con el prisma de acreción y la trinchera, lo que sugiere un proceso de deformación diferente; y (4) un dominio continental compuesto por un talud continental y un talud medio, con un reflector de simulación de fondo (BSR) identificados en el primer segundo de los perfiles MCS. La existencia de un prisma de acreción desarrollado sugiere un tipo de régimen tectónico de subducción - acreción. El análisis detallado de los datos sísmicos de reflexión en el dominio oceánico revela reflexiones de gran amplitud en torno al tiempo de 6 s [tiempo de viaje completo o tiempo de viaje de ida y vuelta (twtt)] que define claramente el plano de subducción. A 2 s de profundidad (twtt) se identifica una fuerte reflexión que interpretamos como la discontinuidad de Moho. Se midió un ángulo de inclinación de $7^\circ \pm 1^\circ$ en la zona de subducción, donde la Placa de Rivera comienza a subducirse con el ángulo de inclinación incrementándose suavemente hacia el sur. La corteza oceánica tiene un espesor promedio de 6.0 a 6.5 km. También encontramos pruebas de que la Placa de Rivera se subduce, posiblemente, con ángulos pequeños por debajo de las Islas Marías (Bartolomé et al., 2011).

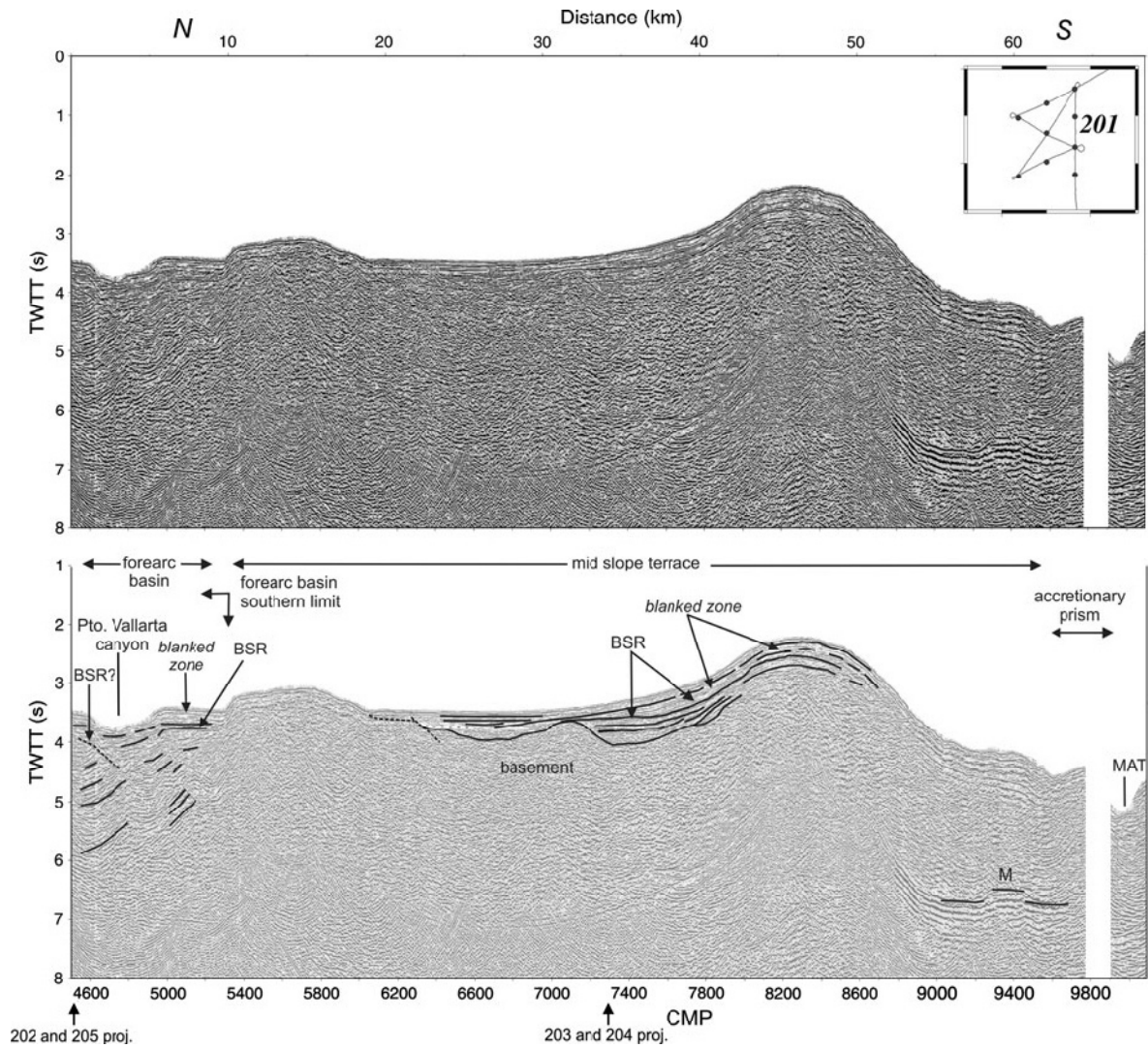


Fig. 8. El panel superior muestra la sección de migración de tiempo del perfil 201. El cuadro interior izquierdo muestra la ubicación del perfil; El panel inferior muestra el perfil interpretado, con características notables, como una baja reflectividad de la zona ciega sobre el BSR (CMP 7,600-8,500) y la discontinuidad de Moho alrededor de 7 s twtt en la parte más al sur de la línea (CMP 9,000-9,700)M=Discontinuidad de Moho (Bartolomé et al 2011).

2.1.3.Época 3:2000 – 2016 (Sistemas de Multihaz Avanzado)

En esta época, las investigaciones a lo largo de la zona de subducción de Jalisco tenían equipo de batimetría de Multihaz más avanzado. A continuación se muestra la **Tabla 1**, en donde se observan las campañas del 2000 al presente con sus métodos, tiempos realizados, zonas y principales descubrimientos.

Tabla 1. Superficies de batimetría multihaz a lo largo de la zona de subducción de Jalisco

Campaña	Buque	Período	Instrumentos	Zona	Referencias	Descubrimientos
FAMEX	L'Atalante	Abril, 2002	Dual Simrad EM12, Gravímetros y Magnéticos y Reflexión Sísmica multicanal	152 fuera de Manzani Ilo	Bandy et al. (2005), Bandy and Gutiérrez (2012), Peláez Gaviria et al. (2013)	Falla strikes-slip derecha a lo largo del bloque de Jalisco-placa de Norteamérica. El desarrollo del límite de placas de Rivera-Cocos está influenciado por la evolución del EPR-PCS y su proximidad al MAT, así como por la formación de la Transformada Rivera. Batimetría multihaz e imágenes de barrido lateral de la transformada de Rivera; intersección del segmento de propagación de Moctezuma, ascenso del Pacífico este del norte; nuevas restricciones en el movimiento relativo de las placas Rivera-Pacífico. La discordancia transformante media de Rivera. Se observa una anomalía prominente, de alta amplitud y en el escalón, aproximadamente perpendicular a la MAT entre 18.4 ° N y 18.8 ° N.
BART		Mayo, 2002			Bandy et al. (2008)	
MARTIC04		28 oct.-9 Nov., 2004			Peláez Gaviria et al. (2013), Carret et al. (2008)	El desarrollo del límite de placas de Rivera-Cocos está influenciado por la evolución del EPR-PCS y su proximidad al MAT, así como por la formación de la Transformada Rivera. Se observa una anomalía prominente, de alta amplitud y en el escalón, aproximadamente perpendicular a la MAT entre 18.4 ° N y 18.8 ° N. Limitaciones mineralógicas y geoquímicas sobre el origen de las costras de ferromanganeso de la placa de Rivera. Eliminación de la litostera como desencadenante del magmatismo de inundación de basalto en el Cinturón Volcánico Transmexicano.
MARTIC05	EL PUMA	10-31 Ene. 2006	Magnéticos y Dredge sampling	152 fuera de Manzani Ilo		
PMITA01		2006	Magnéticos y ecosonda de un rayo	Bahía de Banderas	Morera et al. (2016)	Bahía de Banderas, México: morfología, anomalías magnéticas y estructura superficial. La dorsal Marietas es actualmente una característica transtensional; el curso del Cañón de Banderas está controlado por una gran sedimentación de turbiditas en su extremidad oriental y por lineamientos estructurales en el Oeste. El Cañón de Banderas está inequívocamente relacionado con la presencia de un medio graben regional.
MORTIC06	EL PUMA	12-13 Oct., 2006	Kongsberg EM300, Perfil de subfondo TOPAS	5		
Bahrip06		7 Oct. 2006			Bandy et al. (2008)	
MORTIC07	EL PUMA	Enero 18 - Febrero 7, 2008	Kongsberg EM300, Perfil de subfondo TOPAS, Magnéticos	Talud Costanero, Manzani Ilo a 19.5N	Bandy et al. (2014a, 2014b)	Batimetría multihaz e imágenes de barrido lateral de la transformación de Rivera; intersección del segmento de propagación de Moctezuma, ascenso del Pacífico este del norte; nuevas restricciones en el movimiento relativo de las placas Rivera-Pacífico. La discordancia transformante media de Rivera. Se observa una anomalía prominente, de alta amplitud y en el escalón, aproximadamente perpendicular a la MAT entre 18.4 ° N y 18.8 ° N. Dos modelos de polos de Euler: RIVNA-BM2015, RIVNA-BG2015

Continuación Tabla 1. Superficies de batimetría multihaz a lo largo de la zona de subducción de Jalisco

Campaña	Buque	Período	Instrumentos	Zona	Referencias	Descubrimientos
MAMRIV08		9-11 Oct., 2008	Kongsberg EM300, Perfil de subfondo TOPAS, Magnéticos	Talud continental de Jalisco, 19.5N	Urias et al. (2014)	Se observa un cañón submarino prominente desde la costa a 20 ° 05'N hasta la trinchera de América a los 19 ° 50'N, el Cañón de Ipala, en datos recolectados de reflexión sísmica, batimétricos y de alta resolución, previamente no publicados, en el área donde los modelos de movimiento de placas predicen un gran cambio en la oblicuidad de subducción a lo largo de la zona de subducción de Jalisco. Estudio del colapso del Talud
MORTIC08	EL PUMA	3-23 Marzo, 2009				
JGAP2012		19-27 Sept, 2012				
JGAP2013	EL PUMA	14-29 Enero, 2014	Kongsberg EM300, Perfil de subfondo TOPAS, Magnéticos	Talud continental cerca de Manzanillo	Urias Espinosa et al. (2016)	Estudio del colapso del Talud
TSUJAL	James Cook	Primavera 2014	Sísmica multicanal, datos sísmicos de gran angular, gravimétricos, magnéticos multihaz y retrodispersión	Bloque de Jalisco, Bahía de Bandejas	Dañobeitia et al. (2016), Bartolome et al. (2016) and Nuñez Cornú (2016)	Un grosor cortical oceánico promedio de 6-7 km con un aumento moderado hacia el Bloque Jalisco, una capa gruesa anómala (~ 3.0 km) que muestra una velocidad relativamente baja (~ 5.5 km / s) debajo de la Dorsal María Magdalena, y una profundidad estimada de Moho más de 15 km en la zona de colisión entre la Placa de Rivera y el bloque de Jalisco. Evidencia que indica que la Placa Rivera posiblemente se subduce en ángulos muy bajos debajo de las Islas Tres Marias. Tsujal apoya la hipótesis de que la región de Bahía de Bandejas se encuentra bajo fuertes tensiones corticales generando lineamientos estructurales con las mismas tendencias mar adentro y tierra adentro debido a la convergencia del RP frente al JB. La mayor parte de la sismicidad informada puede asociarse con los principales lineamientos estructurales.

2.2. Modelos de convergencia de las placas Rivera –Norte América.

Existen varios modelos de velocidad de convergencia entre la Placa Rivera respecto a la de Norteamérica. Kostoglodov y Bandy (1995) presentan una revisión de los modelos anteriores, que se dividen en dos grupos principales, según el patrón de tasas de convergencia y la dirección de convergencia (es decir, la cantidad de convergencia oblicua). Un modelo de alta velocidad (Bandy, 1992) predice velocidades de convergencia de 5 cm/año cerca del extremo sur de la zona de subducción y velocidades de 2 a 3cm/año cerca del extremo norte. Otro modelo es el de baja de velocidad (DeMets y Stein, 1990) que predice velocidades de convergencia de 2 a 3.3 cm/año cerca al extremo sur de la zona de subducción y velocidades de 0.6 a 1.7cm/año cerca del extremo norte (Kostoglodov y Bandy, 1995). Los modelos de Minster y Jordan (1979) y Bandy (1992) predicen un grado mucho más alto de convergencia oblicua en el JSZ al norte de 20 ° N que los diversos modelos de DeMets y Stein (1990), Bandy y Pardo (1994). Tres relaciones sismotectónicas (Kostoglodov y Bandy, 1995) que relacionan las características sísmicas de las zonas de subducción (magnitudes máximas, profundidades sísmicas máximas, etc.) con los parámetros de la placa tectónica (tasas de convergencia, la edad de la litosfera oceánica, etc.) a favor del modelo de alta tasa de convergencia de Bandy (1992) que predice un alto grado de subducción oblicua a lo largo de la JSZ al norte de 20 ° N.

Los modelos más recientes de polos de Euler para el movimiento relativo entre RIV-NA fueron determinados en Urías Espinosa et al. (2016) empleando los modelos anteriores de los polos Euler de Rivera-Pacífico y Pacífico-Norteamérica. En general,

los polos de Euler usados en estos cálculos se tomaron del modelo de movimiento global de placa MORVEL (DeMets et al., 2010), modelo de movimiento global de placa GEODVEL (Argus et al., 2010) y el modelo de Suárez et al., (2013).

2.3. Tectónica y Sismicidad.

La JSZ es sísmicamente activa aunque la sismicidad de fondo es escasa al norte de 20° N (**Fig. 9**). Urías Espinosa et al. (2016), empleando un modelo de alta velocidad, han evaluado la magnitud y distribución de la componente del movimiento lateral del antearco, V_{SS} producida por la convergencia oblicua entre las placas de Norteamérica y Rivera. El análisis indica tanto un aumento progresivo como la reorientación en dirección de las agujas del reloj de V_{SS} hacia el noroeste a lo largo de la zona de contacto en la zona de subducción de las placas Rivera-Norteamérica. Tal distribución de V_{SS} debe producir un movimiento hacia el noroeste y una extensión orientada NO-SE con el interior del JB, consistente con las propuestas previas del movimiento del JB.

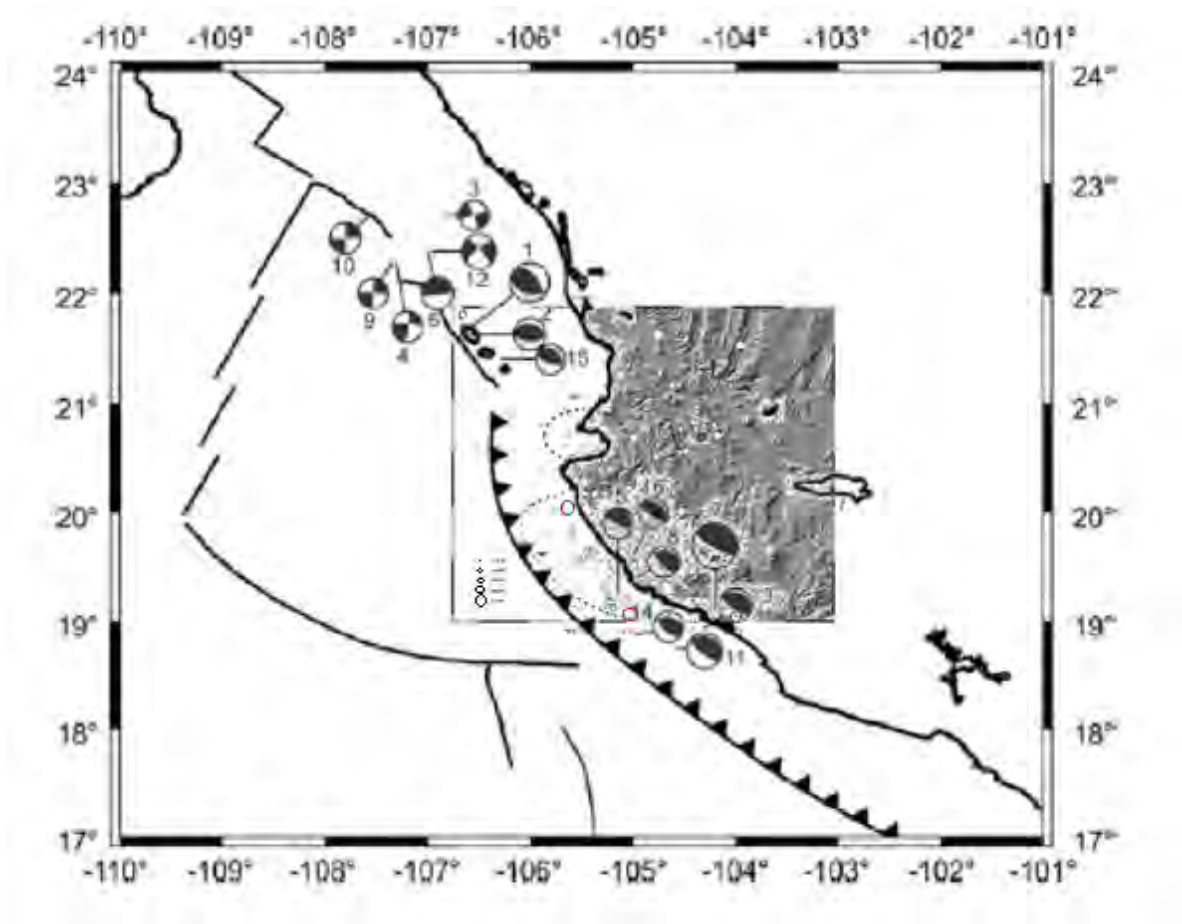


Fig. 9. Muestra la sismicidad en el JB. Esta figura está formada por tres imágenes donde la referente a los mecanismos focales que representan sismos históricos es la de Suárez et al, (2013), los círculos rojos también sismos históricos son los de Bartolomé et al, (2016) y los círculos negros son tomados de Núñez-Cornú et al. (2002).

En la zona de subducción de Jalisco, el JB se ha propuesto para representar un bloque o sliver del antearco (Bandy et al., 2005). Sin embargo, esta propuesta se le ha encontrado un problema que consiste en la falla de corrimiento lateral derecho dentro del bloque del antearco, y entre el bloque del antearco y la Placa de Norteamérica. Sin embargo, la evidencia implica una falla de corrimiento lateral derecho escaso. Algunas pruebas de falla de corrimiento lateral derecho a lo largo del JB-en el límite de la Placa de Norteamérica (el sistema de Rift Tepic-Zacoalco) han sido reportadas. Un sistema

de falla de corrimiento lateral derecho fue reportado dentro del JB y del Rift del sur de Colima, que forma el límite del suroeste del JB (Bandy et al., 2005).

Datos de reflexión sísmica multicanal se recogieron en el área de la zona de subducción de Jalisco frente a la costa de Manzanillo en abril de 2002 durante la campaña FAMEX del N/O del buque L'Atalante. Estos datos proporcionan evidencia adicional para el movimiento lateral en la región del antearco de la zona de subducción de Jalisco. Esta falla lateral derecha compensa un bloque de tipo horst prominente dentro del rift del sur de Colima, por lo cual se concluye que el sentido de movimiento a lo largo de la falla es dextral. Estos datos también proporcionan pruebas adicionales del hundimiento reciente dentro de la zona costera de Manzanillo (Bandy et al., 2005).

El JB está limitado al este por la zona de rift de Colima, que se extiende hacia el norte desde la MAT a través de la costa del Pacífico cerca de Tecomán, Colima, y se conecta en su extremo norte con otras dos estructuras extensivas mayores: la zona de rift Tepic-Zacoalco (TZR) (que se orienta aproximadamente noroeste-sureste), definido como el límite norte del JB; y la zona del rift de Chapala con tendencia aproximadamente este-oeste (e.g. Núñez Cornú et al., 2016).

La conexión entre la frontera noroeste del JB y el continente (el Sistema de Fallas de Tamayo) no está bien definida. Esta frontera se ha correlacionado con la Falla de San Blas como continuación de la TZR; alternativamente, a la combinación del escarpe de las Islas Marías (IME); al IME propuesto al oeste y la Falla de Banderas al este, que cruza la Bahía de Banderas y continúa por el Valle de Banderas; o al graben de Vallarta (VG) para unirse al TZR (**Fig. 2**) cerca de Amatlán de Cañas. Estas últimas hipótesis

sugieren la existencia de un pequeño bloque (el Bloque Islas Marías). En apoyo de esta propuesta están los estudios de Álvarez (2007).

Cerca de la costa de Jalisco y Colima sucedió un sismo muy importante de magnitud 8.2 M_s el 3 Junio de 1932 entre las placas Rivera y Cocos que ocurrió en la zona de subducción (Singh et al., 1984, 1985). Estos autores afirman que hay una brecha potencial cercana a este sismo y al sismo de 1973 sucedido en Colima (Singh et al., 1985). Después se realizó un estudio comparando el sismo de 1932 con el de 5 octubre de 1995 de magnitud 8 M_w acaecido próximo a la costa de Jalisco-Colima (Pacheco et al., 1997). Esta brecha da importancia a nuestra zona de estudio.

Desde 1996 hasta 1998 se realizaron estudios de sismicidad local en la costa y el norte del JB, donde se empleó una red sísmica portátil que consta de cinco sismógrafos Lennartz M88 con sismómetros Le 3D (1 Hz). Y junto con RESCO (Red Sísmica de Colima), se obtuvieron datos para caracterizar tres zonas sísmicas en la región (Nuñez-Cornú et al. 2002): La primera zona de actividad sísmica está al este de la MAT, debajo de la placa continental, que tiene relación a la interacción de las placas de Rivera y Norteamérica, y es una zona sísmica doble (DSZ) con la geometría que sugiere una flexión de placa y, probablemente, una subducción oblicua. Es notable al sur del paralelo 20° N. La segunda zona de sismicidad es la intraplaca continental que se encuentra entre Ameca y Amatlán de Cañas, en la parte noreste de la región de estudio, donde las profundidades de la fuente varían a unos 35 km. La tercera zona es Bahía de Banderas, lugar en el cual el patrón de esfuerzo parece ser muy complejo. En ésta observamos diferentes tipos de eventos sísmicos: el primer tipo consiste en eventos superficiales en la parte sur de la bahía bajo la zona continental asociado con

la actividad intraplaca Rivera –Norteamérica y el segundo tipo son eventos con profundidades entre 10 y 30 km asociados con las estructuras que cruzan la bahía en dirección EO, también hay una alta sismicidad continental poco profunda relacionada con las características continentales topográficas. (Ver **Fig. 10** de Núñez-Cornú et al. (2002)).

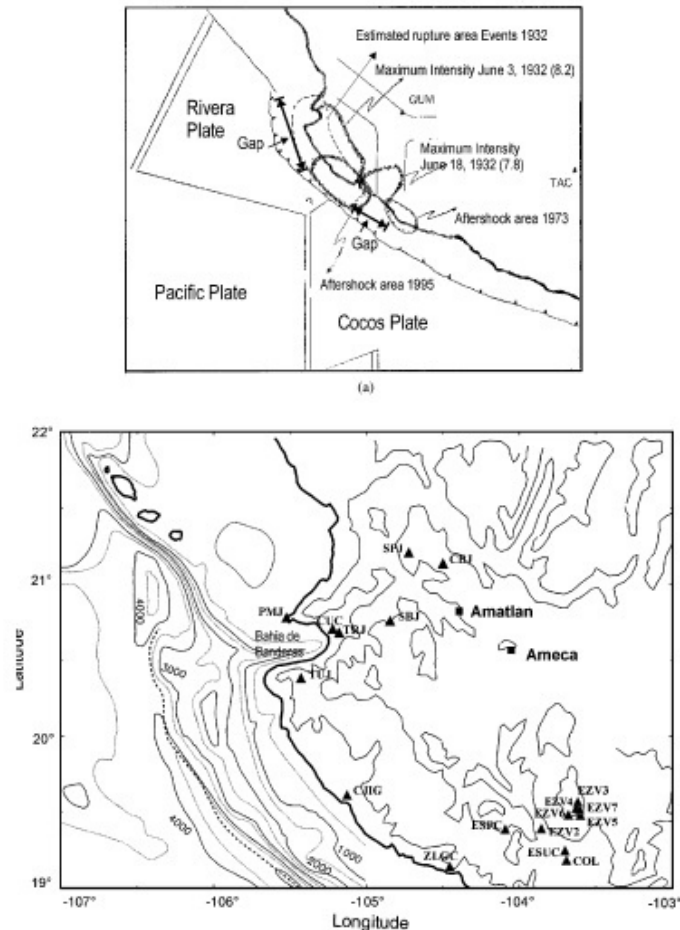


Fig. 10 (a) Brechas sísmicas de la región del JB (modificado por Singh et al. , 1985). Brecha de Colima al Sur y brecha de Puerto Vallarta al norte. (b) Distribución de estaciones sismográficas en el JB en el norte, típica configuración de redes portátiles, en la costa la estación de Chamela (CJIG) del Servicio Sismológico Nacional (SSN), al este y sur de la red RESCO. (Núñez-Cornú et al., 2002)

Científicos y técnicos (españoles, mexicanos y británicos) exploraron el margen occidental de México con la campaña geofísica marina de TSUJAL de febrero y marzo

de 2014 con el propósito de caracterizar la estructura interna de la zona de subducción de la Placa Rivera bajo la Placa Norteamericana en la parte alta del JB, para relacionar la geodinámica y la reciente deformación tectónica que se produce con la posible generación de tsunamis y terremotos (Bartolomé et al., 2016). Para esto, se obtuvo un perfil de reflexión sísmica multicanal perpendicular al margen. Los datos de la corteza revelan un dominio oceánico dominado por subducción-acreción a lo largo del talud inferior del margen con un espesor de sedimento subparalelo de hasta 1.6s de recorrido ida y vuelta (aproximadamente 2 km) en la MAT. También, la región parece ser propensa a la producción de terremotos de gran magnitud. La parte superior de la corteza oceánica (reflector intraplaca) es casi continua a lo largo del perfil con una suave inclinación ($<10^\circ$), sin embargo, se rompe por fallas normales resultantes de la flexión de la placa durante la subducción. En la corteza continental existe un prisma de acreción, consistente en sedimentos altamente deformados con prominentes caídas de bloques hacia la trinchera que pueden ser el resultado de tsunamis del pasado. Aparte, hay un reflector de simulación de fondo (BSR) en la primera mitad de un segundo (twtt) de la sección. Se observa el Moho discontinuo con reflexiones de alta amplitud alrededor de 7-8 s twtt. El descubrimiento más importante es la gran falla litoral hacia el oeste (Bartolomé et al., 2016).

3. METODOLOGÍA

3.1. Datos y procedimiento

3.1.1. Datos de canales multihaz y monohaz de reflexión sísmica

La base de datos utilizada en este estudio consiste en batimetría multihaz y retrodispersión del piso oceánico así como en un perfil de reflexión sísmica, todos recolectados durante las campañas MORTIC08 (3 a 23 marzo de 2008), MAMRIV08 (9 a 11 de octubre de 2008), y JGAP2012 (19 a 27 de septiembre de 2012) del buque oceanográfico El Puma, complementadas con las campañas: MORTIC06 (12 a 13 de octubre de 2006), BAPRIP06 (5 a 11 de octubre de 2006) y JGAP2013 (14 a 29 de enero de 2014) del mismo buque, propiedad de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). El Puma utiliza el sistema de adquisición batimétrica multihaz Kongsberg EM300 montado en el casco del buque y el perfilador de sub-fondo Kongsberg TOPAS. Se empleó un sistema de navegación GPS durante todas las campañas. La velocidad de la nave durante la adquisición de datos fue de aproximadamente 7 nudos, sin embargo, la velocidad se redujo en el talud continental inferior de la trinchera para mantener el seguimiento del fondo.

Los datos de batimetría multihaz y de retrodispersión fueron procesados en el Laboratorio de Geofísica Marina del Instituto de Geofísica, UNAM, empleando el software de procesamiento CARAIBES desarrollado por IFREMER. El procesamiento

implicó la eliminación del ruido ambiente, correcciones de los perfiles de velocidad, correcciones de los errores de calibración en el sensor de movimiento del buque (elevación, inclinación y balanceo) y correcciones de los errores de rumbo e inducidos por las aves. Después del procesamiento, los datos batimétricos y de retrodispersión del fondo marino se reticularon utilizando una malla de 100 m x 100 m. La distancia entre nodos se eligió con base en la resolución del sistema a profundidades de la trinchera (4500 metros), sin embargo, el sistema permite mallas más finas a profundidades menores, aunque éstas no se usaron en el presente estudio debido a la limitación de procesos del hardware. Los mapas batimétricos 2D y las imágenes 3D se hicieron a partir de los datos procesados utilizando el software CARAIBES.

Los datos TOPAS se obtuvieron utilizando un pulso CHIRP de 1.5 a 5.5 kHz, y un pulso de barrido de 15 mseg. La velocidad de muestreo de grabación fue de 33 μ seg. El sistema TOPAS se sincronizó con el disparador externo EM300 para evitar interferencia entre los dos sistemas. Los datos TOPAS se procesaron en campo antes de la grabación utilizando el software de adquisición Kongsberg TOPAS-REPLAY. El procesamiento de campo consistió en aplicar el filtro match apropiado para comprimir la forma de onda, seguido por la ganancia variable en el tiempo y el procesamiento de amplitud instantánea. El post-procesamiento de estos datos sólo implicó volver a mostrar y aplicar las ganancias, si fuera necesario. Se obtuvieron datos adicionales de GeomapApp (<http://www.geomapapp.org>), incluyendo la Topografía Global Multi Resolución (GMRT) (espaciamiento de la malla de 100 metros), datos batimétricos multihaz (Ryan et al., 2009) y la base de datos del Transporte Espacial de Emisión y Reflexión de Radiación Térmica Avanzado en inglés

“Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer” (ASTER) y el conjunto de Datos de Elevación Nacional en inglés National Elevation Dataset (NED).

3.2. Métodos y sistemas

El método de reflexión sísmica es el que utiliza las ondas sísmicas producidas por fuentes tales como explosiones o sistemas acústicos que pueden ser reflejadas por capas superficiales de la Tierra. El estudio de las ondas sísmicas reflejadas ha dado a los científicos la oportunidad de determinar las capas que conforman la estructura superficial de la Tierra. El estudio de las ondas sísmicas reflejadas de poca profundidad se utiliza en reflexión sísmica, que estudia la corteza de la Tierra en general (Jones, 1999).

Ya que nuestro caso es el piso oceánico y su subsuelo, para el estudio de batimetría se utilizan perfiladores acústicos de los cuales existen 3 tipos principales:

1. Sonar de barrido lateral, lo que da una imagen o un sonograma de sonido reflejado por objetivos en un lado del barco.
2. Ecosonda multihaz, que produce batimetría contorneada de la región “off track”.
3. Sistema de mapeo híbrido, que combina sonar de barrido lateral y la batimetría de la ecosonda multihaz.

Se escogió el de Ecosonda Multihaz.

3.2.1. Ecosonda monohaz

Las ecosondas monohaz se basan en el tipo de respuesta que se obtiene a partir de la señal eco inicialmente mandada, la cual depende en primer lugar de la energía absorbida por el piso, y en segundo lugar, de la rugosidad (Sheriff y Geldart, 1995).

El tipo de ecosonda monohaz utilizado fue TOPAS PS18 de Kongsberg, que es un perfilador paramétrico de subfondo que comprende (**Fig. 11**): Transductor de 8*16 canales (transductor de entradas es el dispositivo que convierte señal no eléctrica en señal eléctrica, (Diefendef, 1986)), unidad de transceptor (lineal con una fuente amplificadora, receptor de ruido bajo con 24 bit ADC y un alto rango dinámico >110db) y una consola de operación (MMI, procesado en tiempo real sobre una plataforma PC basada en Windows).

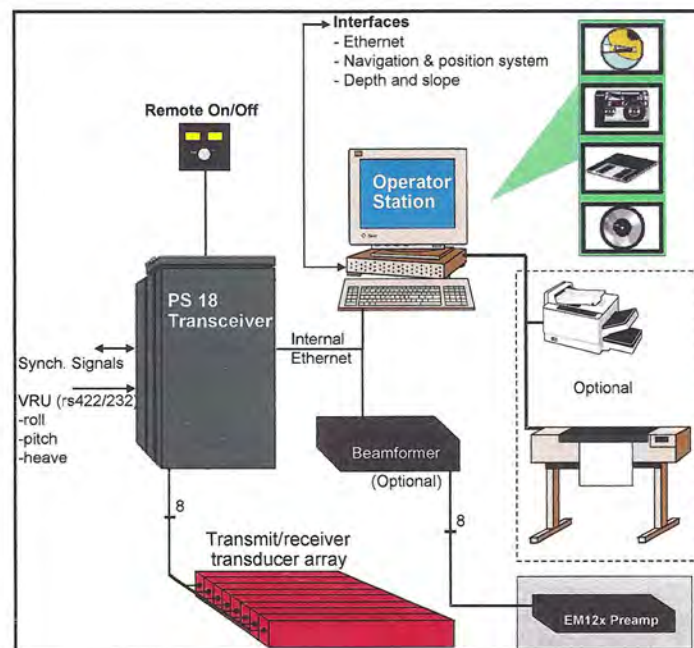


Fig. 11. Sistema Topas PS18 .

El sistema es diseñado para perfiles de subfondo con alta resolución espacial en aguas profundas para una penetración de subsuelo de 20 metros. La señal resultante tiene un ancho de banda relativamente alta mayor de 80%, la señal de baja frecuencia es generada en la columna de agua por una interacción no lineal entre dos señales de alta frecuencia (centrada simétricamente alrededor de 18KHz). Similarmente, una suma de las frecuencias de la señal es también generada. Sin embargo, solamente la señal de baja frecuencia es usada para observar el subfondo. El perfil de haz es estrecho (cerca de las señales de alta frecuencia transmitida). Todas estas características se resumen en una alta resolución espacial en los perfiles de sedimentos (ver la **Fig.12**). El haz estrecho también se traduce en una más baja reverberación y por lo tanto mayor penetración.

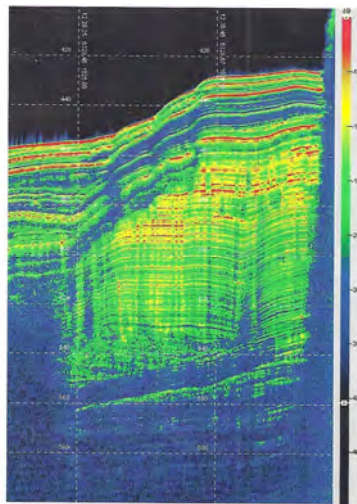


Fig. 12. Ejemplo de un perfil grabado con el Kongsberg TOPAS. Donde la escala de colores son los decibeles, la vertical es el tiempo de reflexión (ms) y la horizontal es el tiempo de navegación.

Las fuentes paramétricas tienen la ventaja de generar un haz acústico de señal de baja frecuencia. El haz se estrecha quitando señales espurias. Dependiendo de las

frecuencias con relación al perfilador convencional en la parte inferior se genera la misma amplitud del haz. Esta ventaja hace posible la instalación de sistemas de haz estrecho de baja frecuencia en pequeñas embarcaciones.

El transductor está montado en el casco. Las ventajas son: no implementación o recuperación de "tow-fishes" durante el estudio, lo cual se traduce en más tiempo de estudio y de mayor exactitud de posicionamiento para el perfil. También se mejora la maniobrabilidad del buque. Con "bajo ruido", se alcanzan excelentes resultados de descripción incluso a velocidades del buque de más de 14 nudos.

El sistema puede funcionar con varias formas de señal de onda para un rendimiento óptimo: Normalmente se utilizan pulsos Ricker para trabajos de muy alta resolución, los pulsos Chirp se utilizan para aguas profundas y trabajos de alta penetración, y los pulsos CW se utilizan para banda estrecha y trabajos de frecuencia sensitiva.

El haz transmitido se estabiliza electrónicamente tanto en balance, cabeceo y oscilación vertical (requiere de una unidad de referencia vertical) asegurando que el área insonificada en el suelo marino se coloque con precisión. El transmisor se puede utilizar en un modo secuencial de dirección del haz que cubre un sector muy grande. Esto es importante en aplicaciones de detección / localización de objetos.

El rendimiento de penetración depende de las características del sedimento, la profundidad del agua, la firma de transmisión, el nivel de ruido, etc. Se ha logrado la penetración de 200 metros en profundidades de agua de más de 3000 metros con una resolución 20cm sobre el espesor de las capas de sedimentos.

3.2.2. Ecosondas Multihaz y de retrodispersión.

El empleo de las ecosondas multihaz para el registro de la batimetría proporciona información precisa y completa de la profundidad y morfología de los fondos marinos. Las ecosondas se basan en la medida del tiempo que tarda una onda acústica en recorrer la distancia entre el punto de partida y el fondo del mar donde se refleja, y su retorno al punto inicial. La emisión y recepción acústica se realiza generalmente a través de un transductor que convierte las variaciones mecánicas en pulsos eléctricos y viceversa; así la energía eléctrica se convierte en acústica, transformando la onda acústica en señal eléctrica. Los transductores de la ecosonda multihaz están localizados en una barquilla situada en el casco del barco, y los haces se emiten orientados ortogonalmente hacia el fondo. La tecnología multihaz tiene un grado de cobertura elevado que permite obtener la batimetría sobre una franja cuyo ancho es proporcional a la profundidad. Para el caso de ecosondas multihaz, se miden además unos 100 parámetros estadísticos más, y se trabaja en tres dimensiones, obteniendo una serie de elipses que conforman, por agrupación, los diferentes tipos de suelos existentes. El sistema de retrodispersión es un perfilador acústico de sedimentos que utiliza la dispersión de la onda acústica que regresa a la dirección donde se origina, (Hughes, 1996). En nuestro caso utilizaremos la Ecosonda Multihaz EM300 de Kongsberg.

La ecosonda multihaz EM300 es un sistema de alta resolución de mapeo del fondo marino. La configuración del sistema se puede adaptar a las necesidades de los usuarios, lo que permite la elección de diferentes haces acústicos, así como varios modos de transmisión (**Fig. 13**).

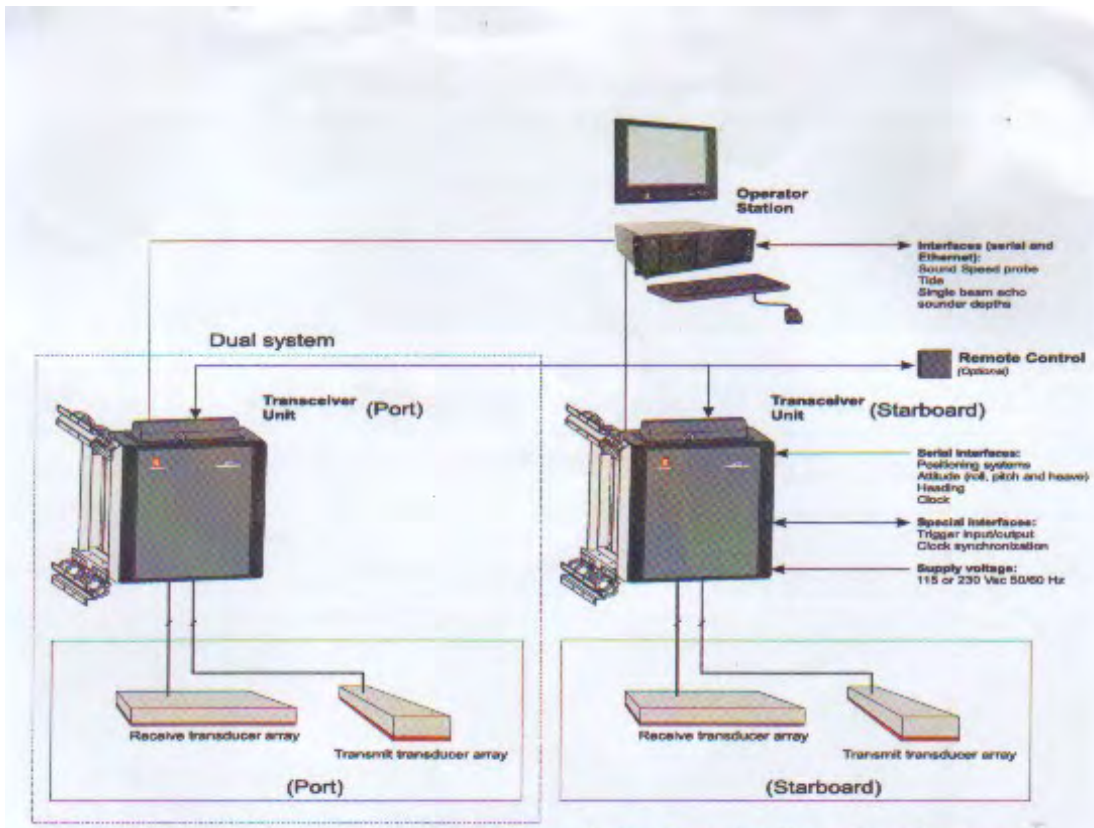


Fig. 13. Diagrama del dispositivo EM300.

La profundidad mínima de adquisición es de menos de 3 m por debajo de sus transductores, y la profundidad máxima de adquisición es aproximadamente 2000 m, lo cual depende en parte del tamaño de la malla. La cobertura de la pista (ancho de barrido) es de hasta 5.5 veces la profundidad del agua y hasta un máximo de más de 2000 m. Para un sistema dual opcional, un ancho de franja máximo es 10 veces la profundidad de agua y éste puede ser utilizado en agua somera. En aguas más profundas, el máximo de profundidad de agua es 3 veces.

El ancho del haz a lo largo de la trayectoria depende de la configuración del transductor elegido con 0.5°, 1° y 2° disponibles como estándares. El ancho del haz de recepción es 1° o 2° dependiendo del transductor elegido (**Fig. 14**).

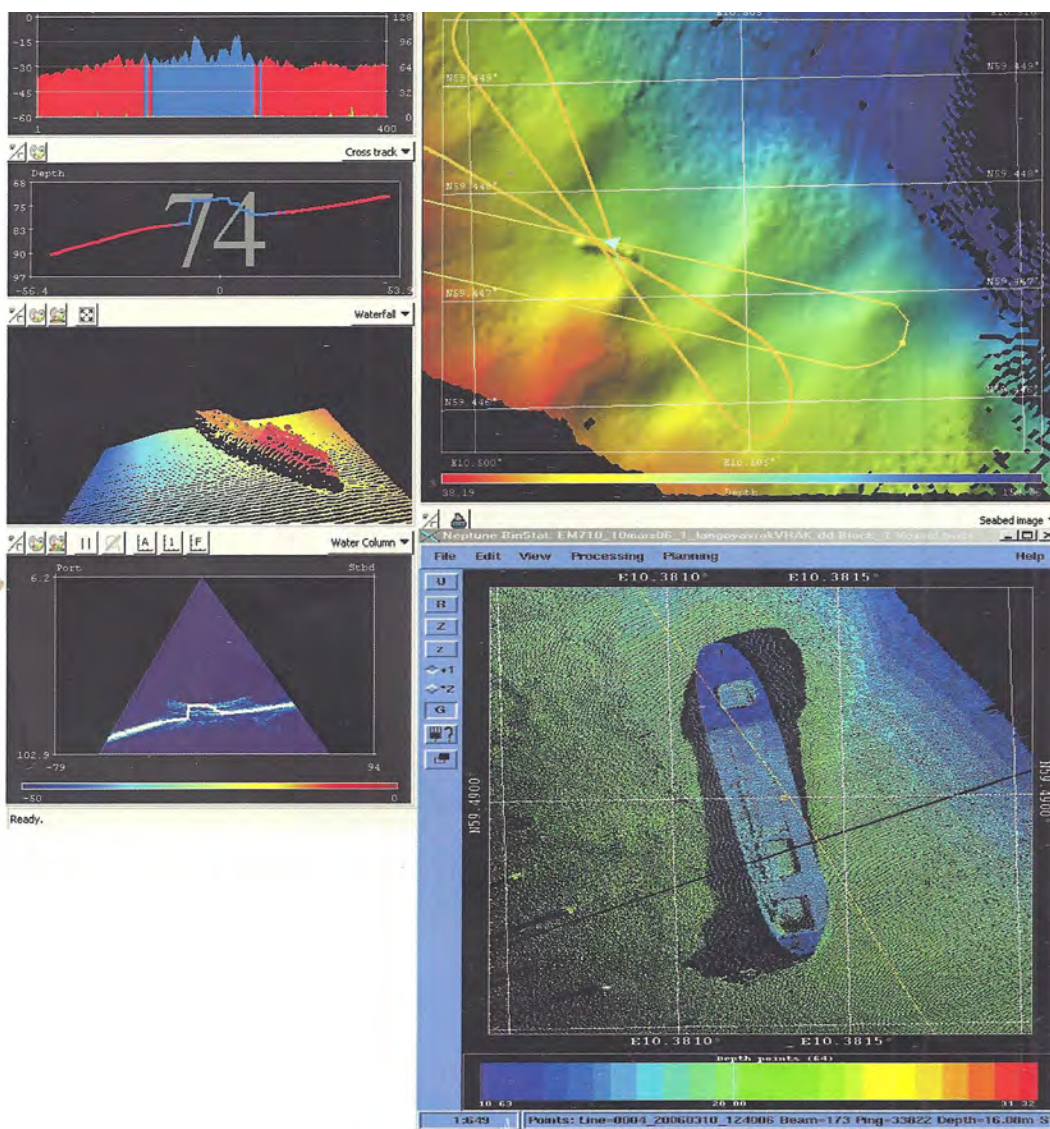


Fig. 14. Ejemplo de los mapas batimétricos e imágenes de retrodispersión obtenidos con el sistema Kongsberg EM300.

El EM300 funciona en las frecuencias de sonar en el rango de 70 a 100 KHz. El haz de transmisión se divide en tres sectores no solamente para maximizar la capacidad de

alcance, sino también para suprimir la interferencia de múltiples fuertes ecos del fondo. Los sectores son transmitidos secuencialmente dentro de cada impulso, y utilizan frecuencias diferentes o formas de onda diferentes.

El sistema aplica un haz enfocado con el fin de obtener la máxima resolución adicionalmente transmite y recibe haces dentro de la acústica de campo cercano. Durante la transmisión, el haz enfocado se aplica individualmente a cada sector de transmisión con un punto de enfoque en el intervalo definido por el ping anterior, para retener la resolución angular en el campo cercano. La focalización dinámica se aplica a todos los haces recibidos. Los haces de transmisión son estabilizados electrónicamente (para balance, cabeceo y movimiento vertical), mientras que los rayos recibidos estabilizan los movimientos de balance.

La separación del haz puede fijarse para que sea equiangular o equidistante. La cobertura máxima de la franja puede estar limitada por el operador, ya sea en ángulo o en anchura de la vía sin reducir el número de haces. Se utiliza una combinación de fase y el algoritmo de detección de fondo amplitud con el fin de proporcionar sondeos con la mejor precisión posible. El número de haces varía con la anchura de haz. El sistema genera 256 rayos/400 sondeos por barrido de los sistemas 0.5° y 1° , y 128 rayos/200 sondeos para un sistema de 2° . (800 y 400 sondeos en el modo de doble vía).

Los elementos activos del transductor del EM300 se basan en la cerámica de material compuesto, un diseño que tiene varias ventajas, en particular, aumentan el ancho de banda y rendimiento. Los transductores son unidades que dan muchos años de funcionamiento sin problemas. Las versiones 1x2° y 2x2° se pueden montar en un poste para el despliegue portátil. Para versiones de transductor más grandes de montaje permanente, se ponen a ras con el casco, en un blíster o en una góndola.

El sistema electrónico EM300 es un verdadero diseño de banda ancha. Los circuitos transmisores son totalmente programables para apoyar cualquier frecuencia o forma de impulso. El uso de barrido FM como una forma de pulso permite una mayor energía por pulso, aumentando así la gama de rendimiento, sin sacrificio de rango de resolución. La no-saturación y bajo ruido de los receptores y convertidores A/D son de tipo de punto flotante, resultando en un rango dinámico de más de 140 dB. Ya no es necesaria la compensación TVG convencional. Filtros, correlacionadores y conformadores de haz son implementaciones totalmente digitales, y el método de formación de haz es por tiempo desfasado, para permitir la amplia banda de frecuencias del sistema. La versión 2x2 ° será entregado con un gabinete transceptor corto (portátil).

La estación de operación es la estación de trabajo de alto rendimiento HWS que utiliza Windows XP o Linux. El HWS normalmente se suministra con un monitor de 19" LCD industrializado con una resolución de 1280x1024 píxeles.

3.3. Procesado y análisis avanzado de datos batimétricos y retrodispersión de la ecosonda multihaz.

Los datos de navegación, velocidad, batimetría y retrodispersión se procesaron con Caraibes de IFREMER. Caraibes es un software francés especializado con paquetería para procesamiento de datos de navegación, velocidad y batimetría, que genera mapas en 2D, 3D y espacio-tiempo. Realiza correcciones por efectos de rumbo del barco; correcciones de ruidos de ambiente, ruidos de movimiento del buque, mala calibración y errores de navegación. (Fig. 15)

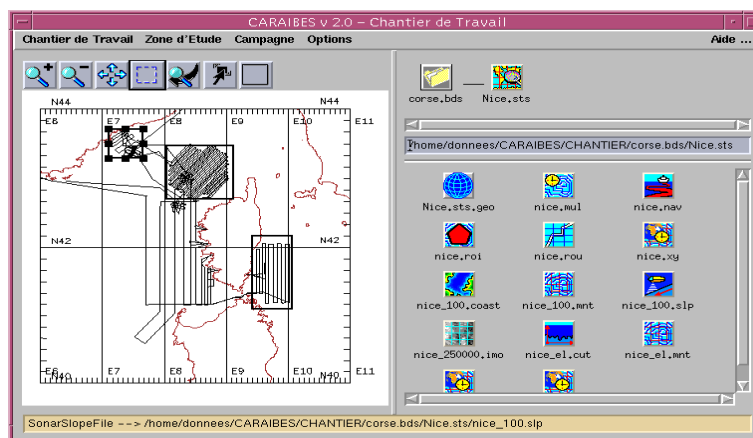


Fig. 15. Programa de Caraibes.

Se emplea Geomapapp para obtener datos de otros cruceros. Ésta es una aplicación de Ciencias de la Tierra para exploración y visualización de mapas que contiene un sistema de datos de Geociencia Marina de la Universidad de Columbia. La aplicación proporciona acceso directo a la Topografía Mundial de Multi-Resolución (siglas en inglés "GMRT"), una compilación de alta resolución (~100m de nodo), batimetría de datos multihaz para las zonas oceánicas, Emisión Espacial Térmica Avanzada y

Radiometría de Reflexión (en inglés "ASTER") y Conjunto de datos de Elevación Nacional (en inglés "NED") que contiene el conjunto de datos topográficos para las masas continentales.

También se comparan los datos del estudio con los datos del NOAA. El Centro Nacional de Datos Geofísicos del NOAA proporciona información científica, los productos y servicios para los fondos marinos y lacustres, incluyendo los datos geofísicos (gravedad, magnetismo, reflexión sísmica y batimetría), y los datos derivados de los sedimentos y muestras de rocas.

3.3.1. Procedimiento

Los procesos realizados de los datos batimétricos y retrodispersión obtenidos por la Ecosonda Multihaz EM300 se muestran y se convierten para ser procesados por Caraibes de IFREMER. A continuación se observan los diagramas de flujo de los procesos de datos batimétricos (**Fig. 16**) y de retrodispersión (**Fig. 17**) que se realizaron con el programa de Caraibes de IFREMER.

3.3.1.1. Procesamiento de datos batimétricos

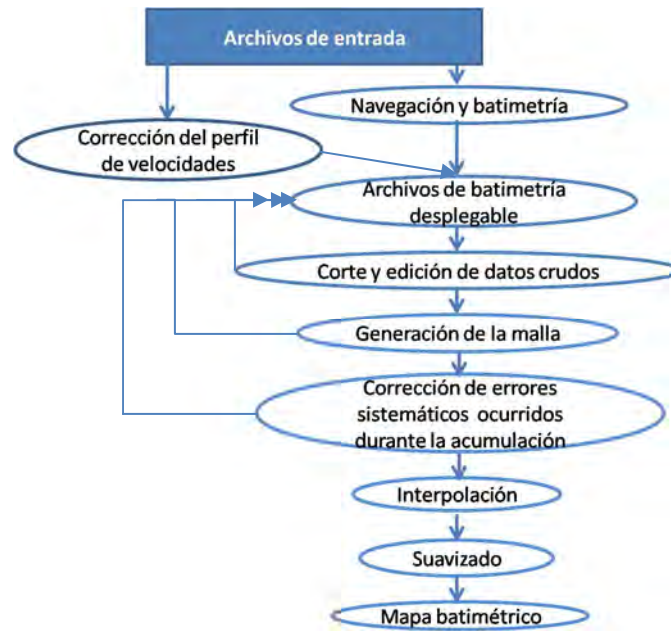


Fig. 16. Procesamiento de los datos batimétricos

3.3.1.2. Procesamiento de datos de retrodispersión

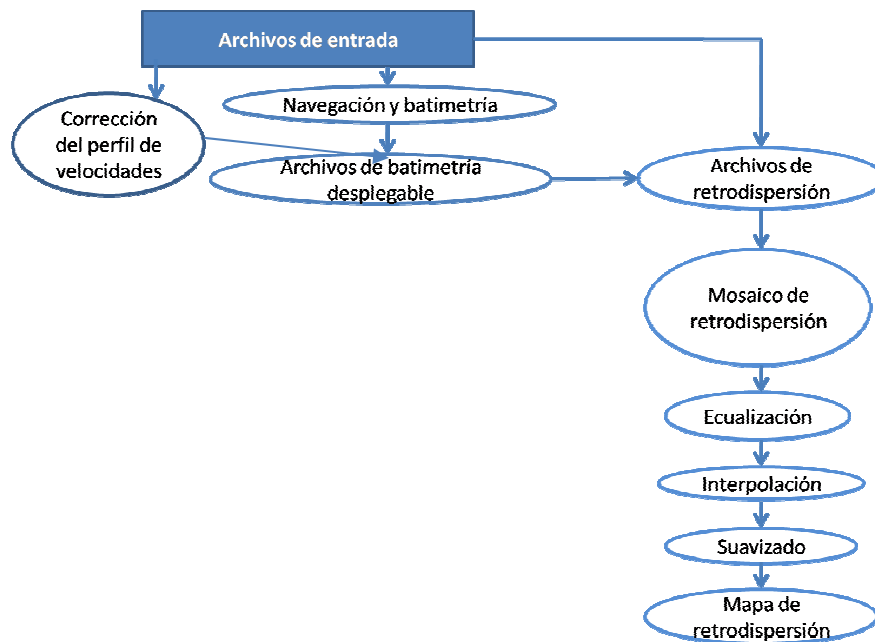


Fig. 17. Procesamiento de datos de retrodispersión.

3.4. Datos del Global CMT

Las bases de datos de USGS & GCMT muestran 4 sismos con magnitud $M_w \geq 5.0$ cercanos a nuestra área de estudio (Fig. 18 y Tabla 2).

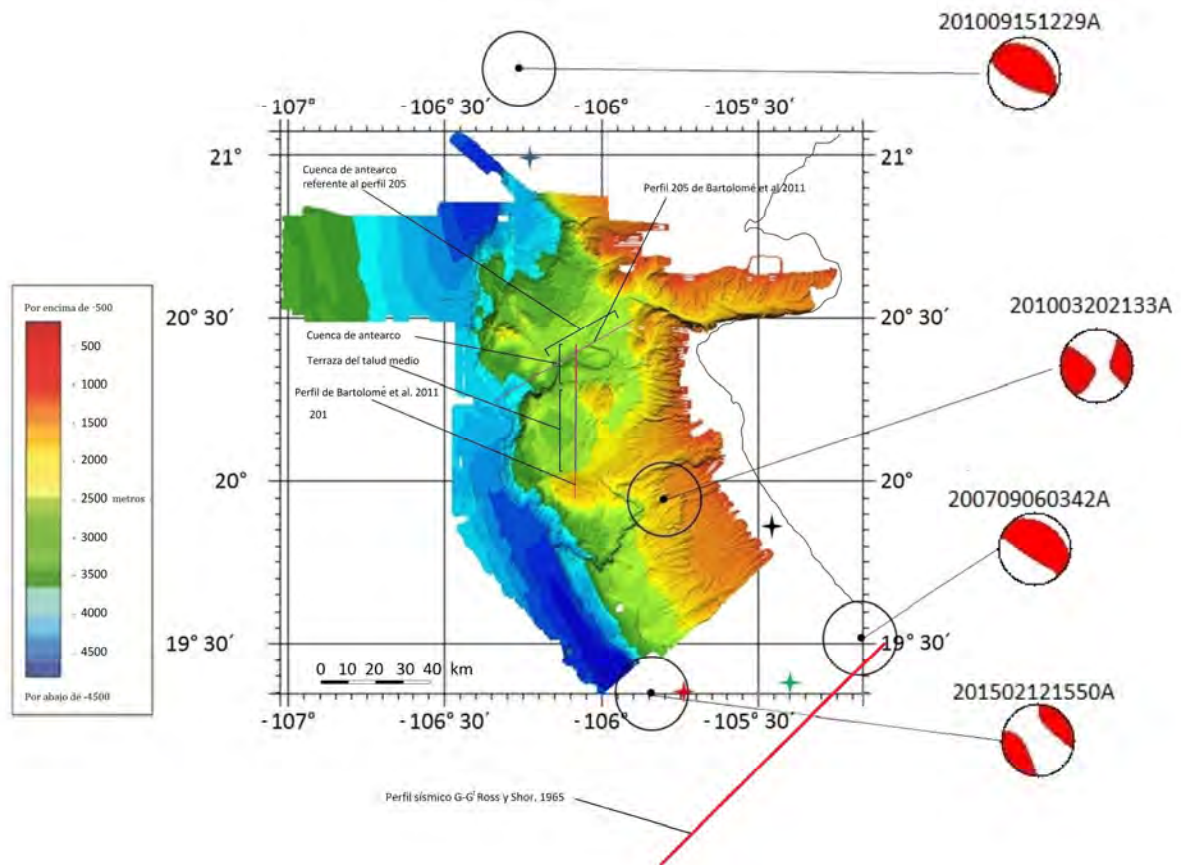


Fig. 18. Mecanismos focales de los sismos de la base de datos de USGS y GMT, reportados cerca y en nuestra área de estudio.

Tabla 2.-Sismos relacionados al estudio con su localización, hipocentro, profundidad, magnitud, localización y profundidad del centroide, y planos nodales

Sismos	Tiempo		Localización		Prof.	Magnitud			Localización C.		Prof. C.	Primer plano nodal			Segundo plano nodal		
	Nº	Día	Hora	N		O	Km	M_w	M_b	M_s		°	°	Km	Strike(°)	Dip(°)	Slip(°)
1	20032010	21:33	19.87	105.46	63.3	5.0	4.3	4.8	19.96	-105.8	33.3	36	76	2	305	88	166
2	15092010	12:29	20.99	106.22	10.0	5.1	5.0		21.27	-106.26	18.8	312	29	103	117	62	83
3	06092007	03:42	19.39	105.41	25.8	5.2	4.8		19.53	-105.23	29.6	310	25	96	123	65	87
4	12022015	15:50	19.36	105.74	41.7	5.5	5.2	5.0	19.37	-105.84	12.0	194	80	4	104	86	170

La información reportada en la base de datos Global CMT para el sismo que ocurrió en el área de estudio el 20 de Marzo de 2010 a las 21:33 GMT fue usado en este estudio. Esta base de datos reporta una localización de hipocentro PDEW de 19.87°N , 105.46°O a una profundidad de 63.3 km con $M_b = 4.7$ ($M_s = 4.8$). La solución del centroide del tensor de momentos es $M_w = 5.0$, la localización del centroide de $19.96^{\circ} \pm 0.03^{\circ}$, $-105.80^{\circ} \pm 0.03^{\circ}$ (cerca de 40 km respecto a la trinchera) y la profundidad del centroide = $33.3 \text{ km} \pm 1.6 \text{ km}$ (la cual ha permitido variar en la inversión). El primer plano nodal tiene: strike= 36° , dip= 76° , slip= 2° . El segundo plano nodal tiene: strike= 305° , dip= 88° , slip= 166° . La localización del centroide es muy cercana (aproximadamente 10 km) al Cañón Ipala. (Urías Espinosa et al., 2016).

Existen otros dos sismos cercanos pero sus epicentros o sus tensores de momento del centroide no están en el área de estudio, aunque pueden haber influido en la geomorfología del área. La información reportada en el primero, en la base de datos del Global CMT, corresponde al sismo que ocurrió en el área de estudio el 15 de septiembre de 2010 a las 12:29 GMT. La base de datos reporta una localización de hipocentro PDEW de 20.99°N , 106.22°O de una profundidad de 10.0 km con $M_b = 5.0$. La solución del tensor de momentos es $M_w = 5.1$, tiene una localización del centroide de $21.27^{\circ} \pm 0.03^{\circ}$, $-106.26^{\circ} \pm 0.03^{\circ}$ y una profundidad de centroide de $18.8 \text{ km} \pm 1.6 \text{ km}$ (la profundidad ha permitido variar en la inversión). El primer plano nodal tiene: strike = 312° , dip = 29° , slip = 103° . El segundo plano nodal tiene: strike = 117° , dip = 62° , slip = 83° . La información reportada en la base de datos del Global CMT para el sismo que

ocurrió en el área de estudio el 6 de septiembre de 2007 a las 3:42 GMT reporta una localización de hipocentro PDEW de 19.39°N, 105.41°E a una profundidad de 25.8 km con $M_b = 4.8$. La solución del tensor de momento del centroide de $M_w = 5.2$, una localización de $19.53^\circ \pm 0.03^\circ$, $-105.23^\circ \pm 0.03^\circ$, una profundidad del centroide de $29.6 \text{ km} \pm 1.6 \text{ km}$ (La profundidad ha permitido variar en la inversión). El primer plano nodal tiene: strike=310°, dip=25°, slip=96°. El segundo plano nodal tiene: strike=123°, dip=65°, slip=87°.

Existe un sismo reportado después del tiempo de adquisición de los datos de los mapas batimétrico y de retrodispersión del piso oceánico que podría alterar la morfología presentada en este estudio. La información reportada en la base de datos del Global CMT para el sismo que ocurrió en el área de estudio el 12 de febrero de 2015 a las 15:50 GMT indica una localización del hipocentro PDEW de 19.36°N, 105.74°O, de profundidad de 41.7 km y con $M_b=5.2$ ($M_s=5.0$). La solución del tensor de momento del centroide es de $M_w=5.5$, la localización del centroide es $19.37^\circ \pm 0.03^\circ$, $-105.84^\circ \pm 0.03^\circ$ y la profundidad del centroide es $12.0 \text{ km} \pm 1.6 \text{ km}$. El primer plano nodal tiene: strike=194°, dip=80°, slip=4°. El Segundo plano nodal tiene: strike=104°, dip=86°, slip=170°.

3.5. Datos sísmicos.

Al obtener los datos de Topas y realizar impresiones se utilizará el programa de Topas Replay para la obtención de datos en crudo de reflexión sísmica de los cruceros MORTIC06, MORTIC08, MAMRIV08, JGAP2012, y JGAP2013 del B.O. El Puma.

4. RESULTADOS

El área de estudio corresponde al cuadrángulo limitado por los paralelos $19^{\circ} 21'N$ a $21^{\circ} 4.5'N$ y $105^{\circ} 15' O$ a $107^{\circ} 2.5'O$, la parte sur del estudio es vista en el capítulo 5.1 del artículo de Urías Espinosa et al. (2016), y el estudio de la Bahía Banderas es observado en Mortera et al. (2016). Aunque existen estudios previos del Cañón Banderas (Mortera et al., 2016) mostramos más detalles y más información sobre el margen continental aledaño y del tamaño de su trayectoria, y calculamos su sinuosidad, ya que es la primera vez que se observa toda esta área en alta definición.

4.1. Geomorfología

La **Fig. 19** presenta el mapa de batimetría de contornos del área creada con los nuevos datos de batimetría de las campañas de MORTIC08, MAMRIV08 y JGAP2012 dirigidas a bordo del buque de investigación B.O. El Puma. Se complementó con las campañas: MORTIC06, BABRIP06 y JGAP2013 en el mismo B.O. La **Fig. 20** presenta la imagen del mosaico de retrodispersión del fondo marino, construida a partir de los datos de retrodispersión del fondo marino del sistema EM300, y un mapa de las pendientes de los fondos marinos derivados de la batimetría multihaz.

4.1.1. Características del talud continental

4.1.1.1. *Unidades geomorfológicas mayores*

La descripción de las unidades geomorfológicas principales en la parte sur del estudio se encuentra en el capítulo 5.1 del artículo Urías Espinosa et al. (2016). La geomorfología de la plataforma continental y del talud en la zona del Cañón de Banderas es compleja tanto por el relieve del cañón como por las características erosionales de menor escala, como los numerosos canales de drenaje del margen superior (**Fig. 19**, **Fig. 22** y **Fig. 30B**).

Por otro lado, se pueden apreciar las unidades geomorfológicas básicas (**Fig. 19**, **Fig. 22** y **Fig. 30B**) del área del talud continental observada a lo largo de la JSZ (por ejemplo, Bandy et al., 2005). La zona ($20^{\circ} 10'N$, $106^{\circ} 30'O$ y $20^{\circ} 10'N$, $105^{\circ} 18'O$) está conformada por una estrecha plataforma continental (2.75 a 10 km de ancho). El talud continental consiste en un talud superior con pendiente pronunciada. Este es muy estrecho debido a su colapso en el pasado. El talud medio empieza con un valle ancho que contiene al cañón Ipala ($19^{\circ} 50'N$, $106^{\circ}O$). Al final del valle existe un monte submarino ($19^{\circ} 58'N$, $106^{\circ} 04'O$). Existe una cuenca mayor ($20^{\circ} 9'N$, $106^{\circ} 9'O$) y existe un bloque separado que se observa en los datos TOPAS (**Fig. 23**). Al NE de la cuenca hay un monte submarino ($20^{\circ} 15'N$, $106^{\circ}O$). Al finalizar el talud inferior existe relleno sedimentario entre la trinchera. El talud superior presenta bajas amplitudes

de retrodispersión (**Fig. 20A**) que sugieren una cuenca de sedimentos no consolidados. Los numerosos rieles presentes en el talud superior también indican que el sedimento ha estado pasando por esa zona. En el talud medio existe una terraza que exhibe amplitudes de retrodispersión más bajas que las del talud superior, lo que sugiere que el área está cubierta por sedimento no consolidado. Los datos de reflexión sísmica ilustran que la cuenca del talud medio está rellena, al menos, de 50 a 100 metros de sedimentos en capas (**Fig. 23**). Los reflectores internos de esta unidad sedimentaria se vuelven más perturbados hacia la trinchera.

4.1.1.2. Patrón de drenaje / transporte de sedimentos adyacente al cañón Banderas

También en el cañón de Banderas, las vías de drenaje de los sedimentos del talud superior se forman por abundantes rieles convergentes y por cuatro canales (canal 1 a 20° 19' N, 105° 52'O, canal 2 a 20° 20' N, 105° 52'O, canal 3 a 20° 21' N, 105° 52'O y canal 4 a 20° 23' N, 105° 52'O) NE-SO (orientados a 150 °N, 170 °N, 90°N y 200 °N) (**Fig. 19, Fig. 20, Fig. 21, Fig.22 y Fig. 30B**), que usualmente se encuentran en laderas empinadas de otras áreas del cañón, tales como el Cañón Monterey (Greene et al., 2002) y el Cañón Ipala (Urías Espinosa et al., 2016) donde está presente la desviación del sedimento. El canal 1 se extiende completamente hacia el cañón y los canales 2, 3 y 4 emergen con el canal 1. El desvío de sedimentos del área del talud superior también es sugerido por la retrodispersión del fondo marino de alta amplitud, que indica un fondo marino irregular típico de un área más rocosa. Los sedimentos han sido depositados dentro de una profunda cuenca sedimentaria.

Los tres canales característicos (canal A a 20° 18'N, 106° O, canal B a: 20° 21'N, 105° 57'O y canal C: 20° 23'N, 105° 59'O) de la desviación del sedimento se encuentran en la región del talud medio. En cambio, los datos de TOPAS (**Fig. 23**) indican que en la región del talud medio se han depositado sedimentos dentro de una cuenca sedimentaria profunda cuya presión superficial es la cuenca del talud medio. Las amplitudes bajas de la retrodispersión del fondo marino (**Fig. 20A**) son también signos de deposición reciente de sedimentos en esta área.

Se observa un canal medio (20° 17'N, 106° 07'O) NE-SO (orientado a 10 °N) hacia el este del cañón (**Fig. 19A**). Este canal termina en el Cañón de Banderas, es decir, algunos sedimentos son transportados a través de la cuenca del talud medio a través de este canal orientado NE-SO, en la vía del Cañón Banderas, y posteriormente son trasladados a la trinchera.

Es evidente el patrón de drenaje dentro de la región del talud superior al este del cañón Banderas y confiere a nuestros datos, también, los datos batimétricos de adquisición reciente indican que es más probable que los sedimentos sean transportados dirección oeste y hacia el cañón, siendo todo esto el resultado de un colapso del talud continental en la parte norte de la zona de subducción de Jalisco (Bandy et al., 2010). De hecho, los sedimentos de los canales del talud superior al este del cañón fluyen hacia el este, lejos del cañón, y hacia la depresión o baja batimétrica localizada a 20° 15'N, 105° 54'O (**Fig. 20A**).

4.1.1.3. Levantamiento tectónico y pérdida de masa

Existen muchas indicaciones de posibles movimientos tectónicos y pérdida de masa en el área de estudio. En primer lugar, se observa una elevación batimétrica circular a $20^{\circ} 17'N$, $106^{\circ} 0'$; otra a $20^{\circ} 27'N$, $105^{\circ} 50' O$; otra $19^{\circ} 58'N$, $106^{\circ} 04' O$ y una última a $20^{\circ} 27.5'N$, $106^{\circ} 19.5' O$.

El derrumbe "X" (**Fig. 22**) se encuentra a $20^{\circ} 21.5'N$, $106^{\circ} 17' O$ y el derrumbe "Y" a $20^{\circ} 12'N$, $106^{\circ} 15' O$. Juntas, estas dos depresiones forman una hendidura en el talud inferior y un canal submarino asociado con el Cañón Banderas que desemboca en esta hendidura. La elevación localizada a $20^{\circ} 27.5'N$, $106^{\circ} 19.5' O$, la hendidura y los hundimientos de estos levantamientos hacia la trinchera son el resultado de la subducción de un monte submarino. El hundimiento y las hendiduras del talud inferior de la trinchera son signos comunes de la elevación (uplift) del margen continental debido a la subducción. Los montes submarinos se subducen en otras partes a lo largo del margen de Jalisco, lo cual se observa claramente con sus respectivos derrumbes (Bartolomé et al., 2011; Castillo, et al., 2013; Bandy et al., 2014).

Tenemos localizados 7 derrumbes en los montes oceánicos: derrumbe A localizado a $19^{\circ} 55'N$, $106^{\circ} 08' O$; derrumbe B localizado a $19^{\circ} 54'N$, $106^{\circ} 07' E$ en el talud inferior; derrumbe C se encuentra justo al NO ($19^{\circ} 57'N$, $106^{\circ} 09' E$) de las dos primeros derrumbes y forma una segunda indentación del talud inferior (Urías

Espinosa et al. ,2016.); derrumbe D localizado a 19° 58'N, 106° 12'O; derrumbe E localizado a 19° 13'N , 106° 12'O en el talud inferior; y los otros dos vistos en resultados: El derrumbe 'X' se encuentra a 20 ° 21.5'N, 106 ° 17'O y el derrumbe 'Y' a 20° 12'N, 106° 15'O. Se encuentran asociados a altos batimétricos que, eventualmente corresponden a la posición de montes oceánicos localizados sobre la placa oceánica subducida (**Fig. 22**). También hay varios deslaves en la desembocadura del Cañón Banderas (Mortera et al., 2016).

4.1.2. Características del Cañón de Banderas

4.1.2.1. Morfología transversal

El Cañón de Banderas tiene 164.39 km de longitud y está situado sobre la corteza continental de la Placa Norteamericana (**Fig. 28**). Se caracteriza por poca sedimentación, lo cual significa que es activo (**Fig. 24**). Tiene una orientación general NE-SO, y se extiende desde la costa a 20 ° 31.5'N, 105 ° 19' O hasta la trinchera a 20 ° 12'N, 106 ° 19.5'O. Los tres orígenes del cañón fueron propuestos por Álvarez et al. (2007) y Mortera et al. (2016).

Según el esquema de clasificación de cañones de Harris y Whiteway (2011), es probable que el cañón de Banderas sea del tipo 2 (es decir, con plataformas incisivas que tienen orígenes en un sistema fluvial importante sin conexión batimétrica clara). Sus características morfológicas derivadas de los datos de batimetría de multihaz se

presentan en la **Tabla 3**. Se construyeron perfiles transversales y longitudinales del cañón (**Fig. 28**, inferior derecho) para determinar si existen diferencias morfológicas entre sus segmentos.

Tabla 3.-Características morfológicas del Cañón Banderas del análisis de batimetría de multihaz.

Secciones	Rango de	Longitud	Longitud	Sinuosidad	Anchura	Relieve	Relieve de	Promedio	Promedio
	profundidad	del	de la		Del	de la	la		
	(m)	(km)	(km)		(km)	(m)	(m)	(m)	(km)
Cañón en plataforma cont.	0-2228	62.93	55.96	1.12	17.63	1757.583	1669.292	1713.438	1.56
Cañón Superior	2228-2836	46.61	30.71	1.52	4.84	222.618	284.880	253.749	0.21
Cañón Medio	2836-3463	29.60	19.14	1.55	6.46	857.504	317.621	587.563	0.40
Cañón Inferior	3463-3937	22.08	12.79	1.73	5.63	119.606	400.078	259.842	1.00

4.1.2.2. Sinuosidad del Cañón de Banderas

La sinuosidad del cañón se define como la relación adimensional de la longitud de su trayectoria (medida como la distancia acumulada entre puntos adyacentes digitalizados a lo largo de la trayectoria) dividida por la distancia lineal entre las extremidades. Una línea recta tiene una sinuosidad de 1 (la mínima posible), y todas las trayectorias curvas y sinuosas tienen mayor a 1. La sinuosidad del cañón se calculó en 1.513, lo que es comparable con la máxima del grupo de cañones de América del Norte occidental (1.950) calculada por Harris y Whiteway (2011). Los mismos autores calcularon que el grupo de cañones de Sudamérica tiene una sinuosidad de 1.877. La sinuosidad máxima de los cañones Tipo 2 es de 1.48. La sinuosidad media del cañón submarino de Banderas es de 1.480. Este valor fue calculado como el valor medio de la

sinuosidad en las cuatro áreas del cañón presentadas en la **Tabla 2**. Este valor es mucho mayor que para otros cañones de tipo 2 (Harris y Whiteway, 2011), que tienen una sinuosidad media de 1.121. De hecho, los cañones más sinuosos en los márgenes occidentales de América del Norte y Sudamérica examinados por Harris y Whiteway (2011) tienen valores de sinuosidad de 1.225 y 1.215, respectivamente.

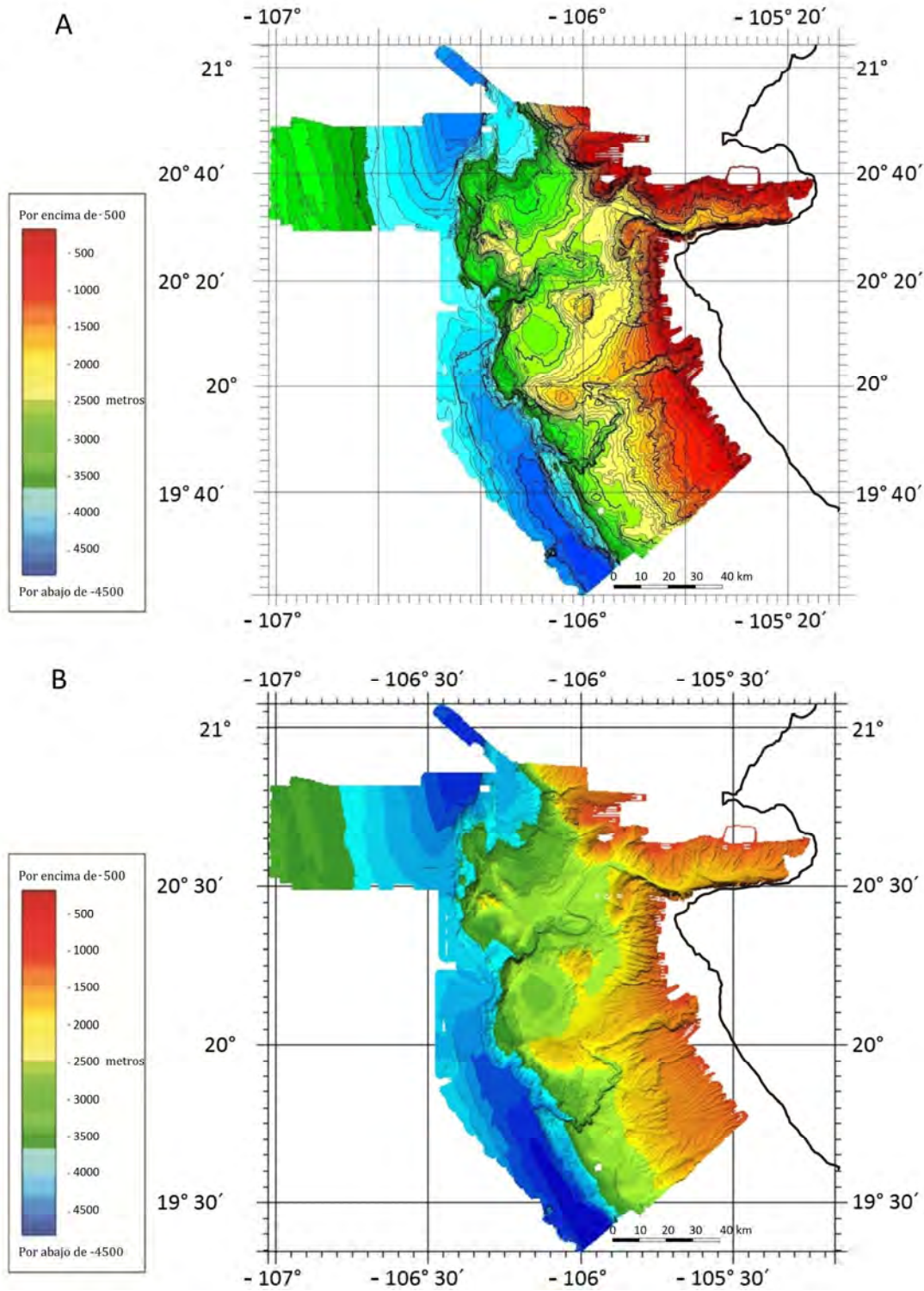


Fig. 19. A. Mapa batimétrico de contornos construido a partir de los datos multihaz recogidos durante las campañas: MAMRIV08, MORTIC06, MORTIC08, JGAP2012 y JGAP2013. Los contornos batimétricos van desde -200 m hasta -4800m de profundidad. Intervalo de Contorno = 100 m. B. Mapa de relieve batimétrico.

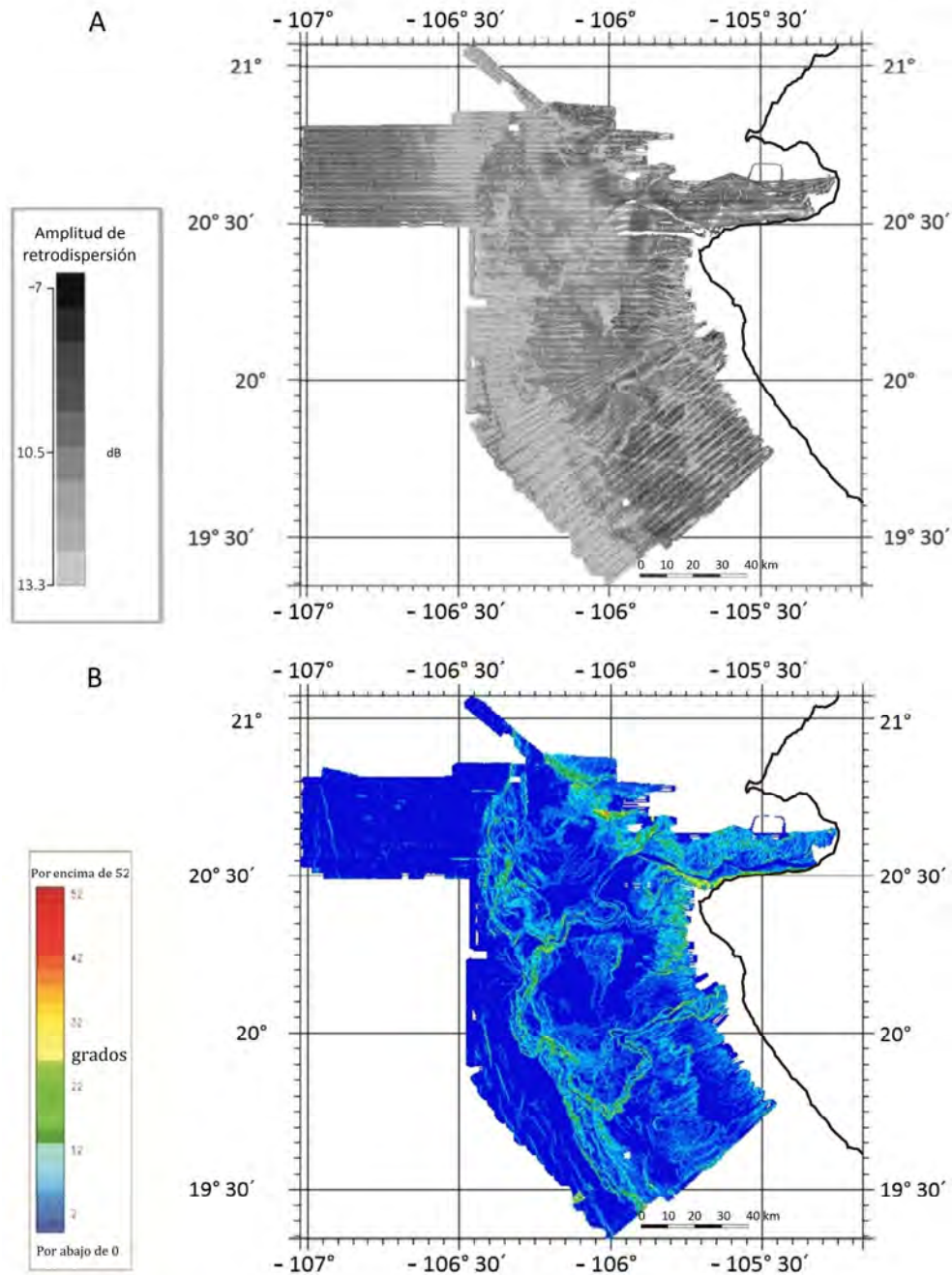


Fig. 20. (A) Mapa de intensidad de retrodispersión del fondo marino en la zona de estudio. Los tonos oscuros y de color gris claro representan áreas de baja y alta resistencia a la retrodispersión, respectivamente. El área menos sombreada en general con bandas al SO comprende los sedimentos de la trinchera de la Placa de Rivera. Estas bandas no son características geológicas reales, sino que son resultados del sistema de recolección. La superficie de los sedimentos de la trinchera es para ellas sin rasgos característicos, con la excepción de varias características lineales estrechas, de baja reflectividad y orientadas hacia el NO. (B) Mapa de pendientes del piso oceánico (en grados) creado a partir de los datos multihaz recolectados.

Creamos un mapa de relieve en 3D (R3 proyectado a R2) para mostrar las estructuras (Fig.21).

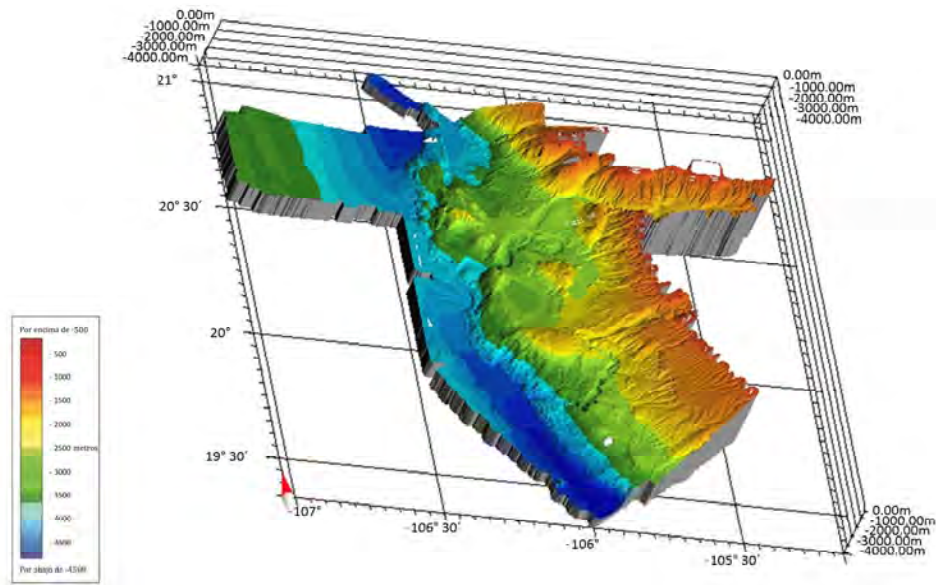


Fig. 21. Modelo 3D de terreno digital construido por los datos de batimetría de multihaz. Viendo al NNE con elevación ~60°.

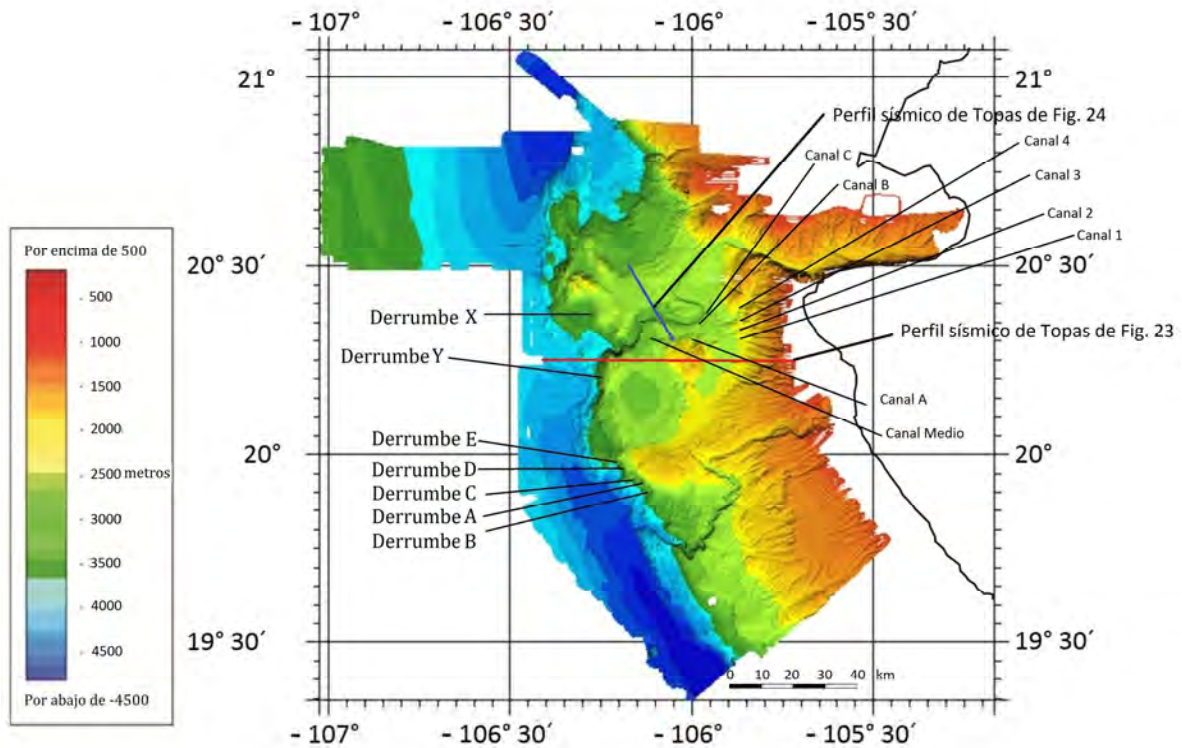


Fig. 22. Mapa batimétrico que muestra derrumbes (slumps), canales y perfiles de Topas (A y B).

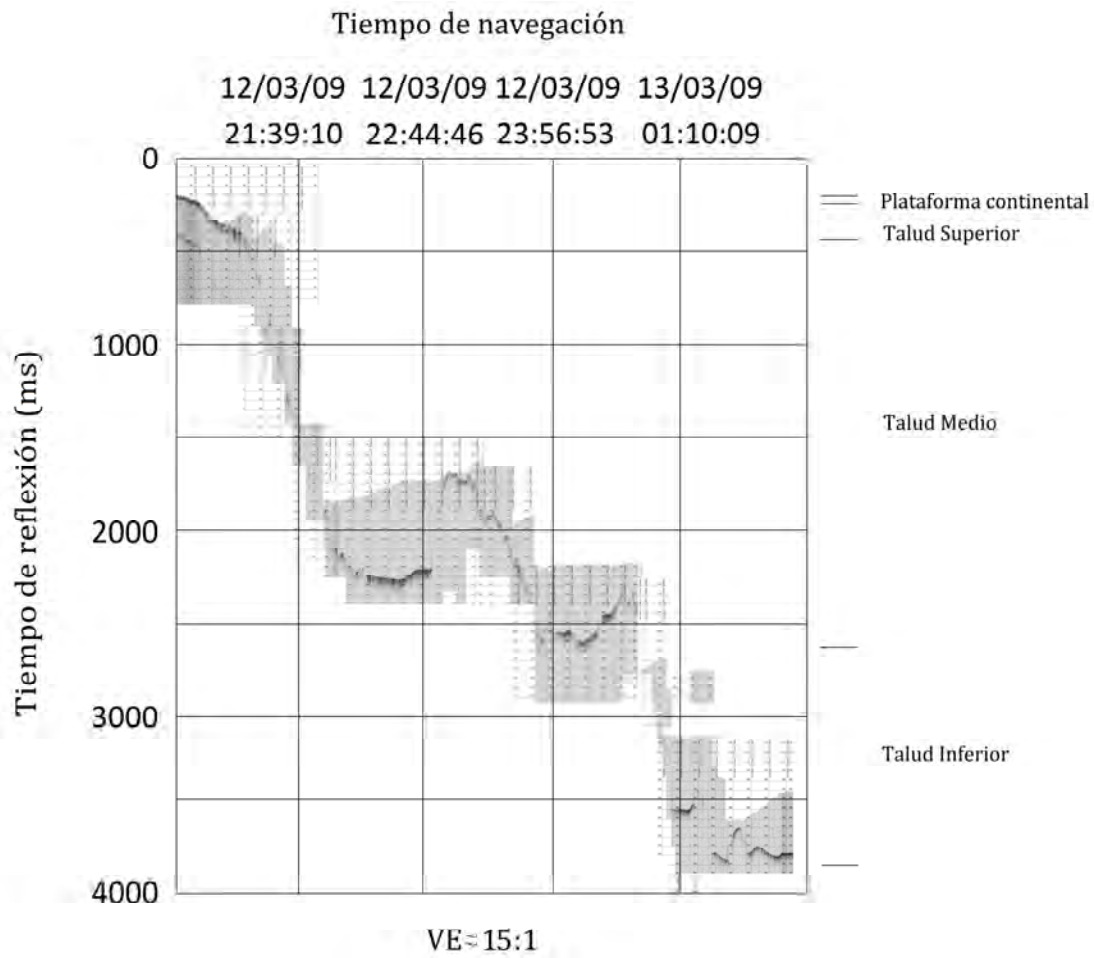


Fig. 23. Perfil sísmico de TOPAS del margen continental del Cañón Banderas. El tiempo de reflexión es de ida y vuelta. Se ve en la Fig. 22 y Fig. 30B para la localización del perfil.

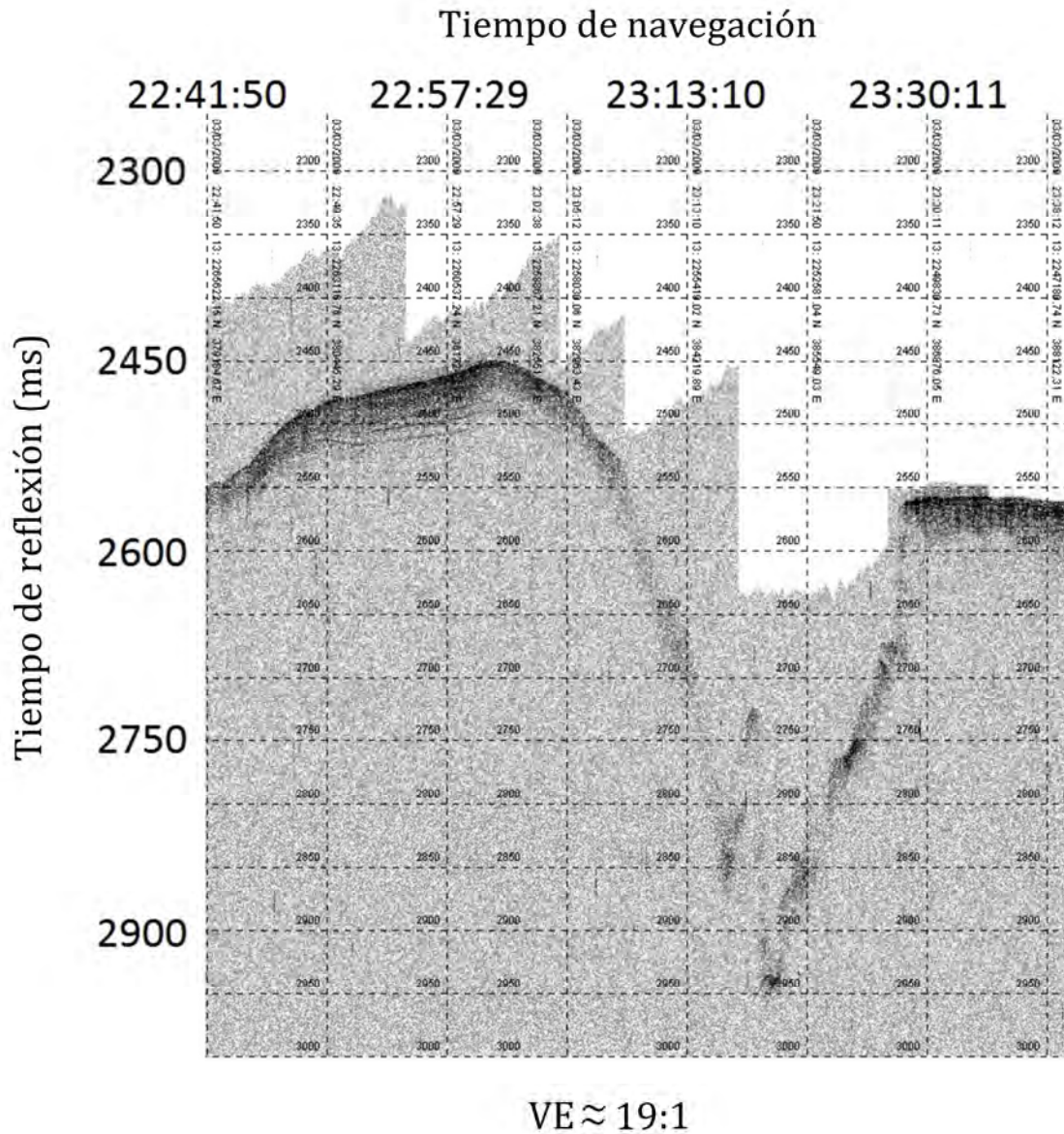
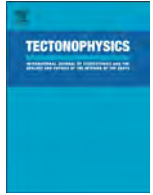


Fig. 24. Perfil sísmico de TOPAS mostrando un área donde el Cañón Banderas es observado a 3000ms. Se observa casi sin sedimento fino (que de otro modo es reflexivo, como se observa a lo largo de la izquierda del perfil). Vea la Fig. 22 y Fig. 30B para la ubicación del perfil.

5. DISCUSIÓN

Los nuevos mapas batimétricos, datos de reflexión sísmica y datos de terremotos proporcionan los medios para determinar los detalles de los elementos morfotectónicos que componen la parte norte del margen continental de Jalisco, anteriormente denominado Bloque de Antearco de Banderas (Urías Espinosa et al., 2016) y para deducir los procesos tectónicos y la cinemática de placas en esta región. Estos son discutidos en las siguientes secciones.

5.1. Cambio de oblicuidad. Artículo Ipala Canyon



Multibeam bathymetric survey of the Ipala Submarine Canyon, Jalisco, Mexico (20°N): The southern boundary of the Banderas Forearc Block?



J. Urías Espinosa^a, W.L. Bandy^{a,*}, C.A. Mortera Gutiérrez^a, Fco. J. Núñez Cornú^b, N.C. Mitchell^c

^a Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, México D.F., Mexico

^b Centro de Sismología y Volcanología de Occidente (SisVOc), Universidad de Guadalajara, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico

^c School of Earth, Atmospheric and Environmental Sciences, The University of Manchester, Manchester M13 9PL, UK

ARTICLE INFO

Article history:

Received 6 August 2015

Received in revised form 18 December 2015

Accepted 28 December 2015

Available online 28 January 2016

Keywords:

Submarine canyons

Subduction zones

Forearc structure

Plate motions

Oblique convergence

ABSTRACT

The Middle America Trench bends sharply northward at 20°N. This, along with the close proximity of the Rivera–North America Euler pole to the northern end of this trench, sharply increases the obliquity of subduction at 20°N. By analogy with other subduction zones with similar sharply changing obliquity, significant trench parallel extension is expected to exist in the forearc region near the bend. To evaluate this possibility, multibeam bathymetric, seafloor backscatter and sub-bottom seismic reflection data were collected in this area during the MORTIC08 campaign of the B.O. *El Puma*. These data image in detail a large submarine canyon (the Ipala Canyon) extending from the coast at 20°05'N to the Middle America Trench at 19°50'N. This canyon is 114 km long and is fed by sediments originating from two, possibly three, small rivers: the Ipala, Tecolotlán and María Garza. This canyon deeply incises (up to 600 m) the entire continental slope and at least the outer part of the shelf. Within the canyon, we observe meanders and narrow channels produced by turbidity flows indicating that the canyon is active. In the marginal areas of the canyon slumps, rills, and uplifts suggest that mass movements and fluid flow have had a major impact on the seafloor morphology. The seafloor bathymetry, backscatter images and sub-bottom reflection profiles evidence the tectonic processes occurring in this area. Of particular interest, the canyon is deflected by almost 90° at three locations, the deflections all having a similar azimuth of between 125° and 130°. Given the prominence and geometry of this canyon, along with its tectonic setting, we propose that the presence of the canyon is related to extension produced by the sharp change in the plate convergence. If so, the canyon may lie along the southeast boundary of a major forearc block (the Banderas Forearc Block).

© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Tectonic deformation and seismicity in the area of western Mexico known as the Jalisco Block (Fig. 1) are due in large part to the subduction of the Rivera lithospheric plate beneath the North American plate along the northern part of the Middle America Trench (MAT), an area commonly referred to as the Jalisco Subduction Zone (e.g., Bandy et al., 1999). Knowledge of the motion of the Rivera plate relative to the North America plate is important for understanding the complex geodynamic processes that are occurring in western Mexico. Since Atwater (1970) first proposed the existence of the Rivera plate, various plate motion studies have shown that the plate is moving independently, distinct from the Cocos and North American plates (e.g. Minster and Jordan, 1979; Bandy and Yan, 1989; DeMets and Stein, 1990; Bandy, 1992; Lonsdale, 1995; Suárez et al., 2013). Although there are important differences between the various models for the relative motion between the Rivera and North America plates most models predict that the convergence direction between these two plates is increasingly oblique, in a

counterclockwise sense relative to the trench normal direction, as one goes northwestward along the trench (e.g. Kostoglodov and Bandy, 1995).

To illustrate this, the Rivera–North America convergence vectors along the Jalisco Subduction Zone calculated from three current models (i.e. Euler poles) for this motion are shown in Fig. 1. Two of these Euler poles were determined herein by invoking closure about the Rivera–Pacific–North American plate circuit employing the most recent models of the Rivera–Pacific and Pacific–North America Euler poles. Specifically, for pole RIVNA-BM2015 the Pacific–North American Euler pole used was that of the MORVEL global plate motion model (DeMets et al., 2010) and the Rivera–Pacific Euler pole was the 2007-1 model of Bandy et al. (2008, 2011), which is the model that best fits the orientation of the Rivera Transform along its entire extent. For pole RIVNA-BG2015 the Pacific–North American Euler pole used was that of the GEODVEL global plate motion model (Argus et al., 2010) and the Rivera–Pacific Euler pole was again the 2007-1 model of Bandy et al. (2008, 2011). The third Euler pole is that of Suárez et al. (2013). As illustrated, the convergence direction between the Rivera and North American plates is almost aligned with the trench-normal direction at the southern end of the Jalisco Subduction Zone near Manzanillo,

* Corresponding author.

E-mail address: bandy@geofisica.unam.mx (W.L. Bandy).

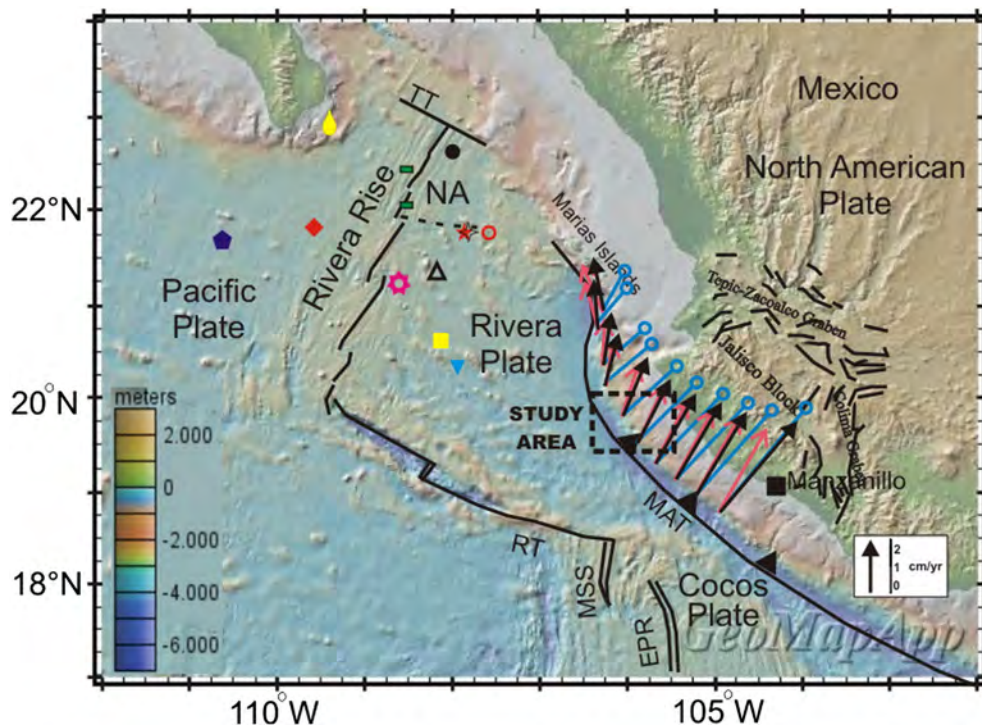


Fig. 1. Map of study area illustrating the plate configuration and the various models for the location of the Rivera–North America Euler pole. Black arrows originating from the MAT indicate the convergence vectors between the Rivera and North American plates calculated from Euler pole RIVNA-BM2015 (located by the yellow square); Pink arrow those vectors calculated from pole RIVNA-BG2015 (blue inverted triangle); blue lines with circles those vectors calculated from Suárez et al. (2013) (red ring) (see text for explanation of how poles RIVNA-BM2015 and RIVNA-BG2015 were calculated). Also shown are the location of the Rivera–North America Euler poles of Minster and Jordan (1979) (red star); Bandy (1992) (purple pentagon); the 2 poles of DeMets and Stein (1990) (yellow raindrop and a black circle); Lonsdale (1995) (a star with four peaks); Bandy et al. (1997) (red rhombus); DeMets and Wilson (1997) (open triangle); DeMets et al. (2010) (seven pointed star); and Bandy and Pardo (1994) (green rectangles). RT = Rivera Transform; MAT = Middle America Trench; NA = North American plate. Background map from GeoMapApp. (www.geomapp.org). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Colima. In contrast, it is parallel to the trench at the northern end of the Jalisco Subduction Zone off of Puerto Vallarta, Jalisco, near 21°N. In the northernmost part of the MAT, these model predict that the Rivera plate is converging with the North American plate and most likely is beginning to subduct beneath the Marias Islands, consistent with the results of recent studies (e.g. Brown et al., 2009; Bartolome et al., 2011; Suárez et al., 2013). Of importance to the present study, the change in the obliquity of convergence predicted by these model is greatest at about 20°N; this is also illustrated in Table 1.

It is well established (e.g. Fitch, 1972; Beck, 1983, 1991; Kimura, 1986; Jarrard, 1986; Avé Lallemant, 1996; McCaffrey et al., 2000) that the strain produced by oblique convergence is commonly partitioned into a trench normal strain and a trench parallel strain. Although the actual magnitude of the strain partitioning is a function of many factors, such as plate coupling along the mega thrust and the presence of a buttress which hinders such motion, the relative magnitude of the trench parallel strain can be estimated along a trench by calculating the trench parallel component, V_{ss} , of the convergence velocity at several points along the trench and taking the differences between points. If V_{ss} does not vary along a trench, and V_{ss} is not zero, then a single forearc block (or sliver) may form and move laterally along the trench (Fitch, 1972). If V_{ss} changes significantly along a trench, then multiple, independent, forearc blocks may develop and move laterally along the trench at different rates. The boundaries of these blocks are commonly marked by trench perpendicular extensional structures such as grabens and submarine canyons (e.g., Bandy and Hilde, 1983; Kimura, 1986; Geist et al., 1988). Intuitively, the block boundaries should coincide with the areas having the greatest change in V_{ss} (i.e. the area of greatest stretching). Table 1 presents the change in V_{ss} (which we designate as ΔV_{ss}) along the Jalisco Subduction Zone predicted by the Rivera–North America relative plate motion models, RIVNA-BM2015, RIVNA-BG2015 and RIVNA-S2013 (that of Suárez et al., 2013). It can be seen

in this table that ΔV_{ss} increases significantly between 19.82°N and 20.16°N for all three models. Thus, the forearc area between about 19.82°N and 20.16°N should be subjected to larger trench parallel extension than the areas to the north or south. Thus, one could reasonably expect to see in this area trench perpendicular extensional structures that mark the boundary between two major, independent, forearc blocks.

One of the main objectives of the MORTIC08 campaign of the B.O. *El Puma* (February–March, 2009) was to validate the recently proposed Rivera–North American plate motion models by investigating if trench perpendicular extensional structures exist in the continental slope region of the Jalisco Subduction Zone at around 20°N and, if so, to map in detail the morphology of these features. As predicted, a major submarine canyon (herein called the ‘Ipala Canyon’) was imaged with multibeam data collected during this campaign in the area where the trench shifts to a more northerly orientation (Fig. 2). Prior to this survey, the canyon was little known given the poor bathymetric coverage as illustrated in Fig. 2. In this paper we present the previously unpublished, multibeam bathymetric and seafloor backscatter data as well as selected high-resolution seismic reflection profiles collected during the MORTIC08 campaign. The morphology of the canyon as well as its location leads us to propose that it may flow along the southern boundary of a major forearc block, which we herein refer to as the ‘Banderas Forearc Block’.

2. Data and methods

2.1. Multibeam and single channel seismic reflection data

The data used in this study consist of previously unpublished multibeam bathymetric and seafloor backscatter data, and single channel reflection data, collected during the MORTIC08 campaign (3 to 23

Table 1
Trench parallel component, Vss, of the convergence vector, VB, for three Rivera–North America relative plate motion models.

Latitude °N	Longitude °W	Model 1			Model 2			Model 3			ΔVss (cm/yr)		
		VB cm/yr	Φ deg	Vss cm/yr	VB cm/yr	Φ deg	Vss cm/yr	VB cm/yr	Φ deg	Vss cm/yr	Model 1	Model 2	Model 3
18.81	104.93	4.38	0	0.00	3.54	9	0.53	4.01	0	0.00	0.42	0.00	0.00
18.99	105.2	3.56	7	0.42	3.19	10	0.53	3.71	0	0.00	0.02	0.00	0.00
19.15	105.43	3.26	8	0.44	2.90	11	0.53	3.44	0	0.00	0.39	0.16	0.00
19.32	105.67	2.95	17	0.83	2.58	16	0.69	3.16	0	0.00	-0.09	0.13	0.00
19.55	105.88	2.63	17	0.74	2.27	22	0.82	2.85	0	0.00	0.07	0.00	0.46
19.82	106.05	2.34	21	0.81	2.00	25	0.82	2.53	11	0.46	1.08	0.83	0.51
20.16	106.25	2.02	74	1.89	1.71	81	1.65	2.13	28	0.97	-0.01	-0.02	0.24
20.37	106.27	1.95	81	1.88	1.67	87	1.63	1.95	40	1.21	-0.08	0.03	-0.21
20.76	106.35	1.85	85	1.80	1.64	90	1.60	1.61	40	1.00	-0.12	0.08	0.24
20.95	106.26	1.97	89	1.92	1.80	73	1.68	1.56	55	1.24			

Model 1: RIVNA-BM2015 (20.615°, -108.11°, ω = 5.76°/m.y.). Model 2: RIVNA-BG2015 (20.37°, -107.87°, ω = 5.73°/m.y.). Model 3: RIVNA-S2013 (21.8°, -107.6°, ω = 5.3°/m.y.). ΔVss is the change in Vss along the trench. Φ is the angle of convergence obliquity.

March 2008) conducted aboard the research vessel B.O. *El Puma*, which is owned and operated by the Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), employing the hull-mounted Kongsberg EM300 multibeam bathymetric acquisition system and the Kongsberg TOPAS subbottom profiler. A GPS navigation system was employed throughout the survey. The ship's speed during data acquisition averaged about 7 knots, however, the speed was reduced on the steep lower-inner trench slope to maintain bottom tracking.

The multibeam bathymetric and seafloor backscatter data were processed at the Marine Geophysics Lab of the Instituto de Geofísica, UNAM, using the CARAIBES processing software developed at IFREMER. The processing involved the removal of ambient noise, velocity profile corrections, corrections for calibration errors in the ship's motion sensor (heave, pitch and roll), and corrections for bird induced heading errors. After processing, the bathymetric and seafloor backscatter data were gridded using a 100 m × 100 m grid node spacing. This grid spacing was chosen based on the system resolution at trench depths (4500 m), however, the system allows for finer grids at shallower depths although finer grids were not used in the present study. 2D and 3D bathymetric maps and images were made from the processed data using the CARAIBES software.

The TOPAS data was acquired using a 1.5 to 5.5 kHz chirp pulse, 15 ms sweep. The recording sample rate was 33 μs. The TOPAS system was synchronized with the EM300 external trigger to avoid interference between the two systems. The TOPAS data was processed in the field prior to recording using the Kongsberg TOPAS acquisition software. In field processing consisted of applying the appropriate match filter to compress the waveform, followed by time-varying gain and instantaneous amplitude processing. Post-processing of this data involved

only redisplay and application of gains if needed. Additional data was obtained from GeomapApp (<http://www.geomapapp.org>) which include the Global Multi-Resolution Topography (GMRT) (100 m grid spacing), multibeam bathymetric data (Ryan et al., 2009), the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) database and the National Elevation Dataset (NED).

2.2. Earthquake data

2.2.1. Global CMT solution

The information reported in the Global CMT database for the earthquake that occurred in the study area on 20 March 2010 at 21:33 GMT was also used herein. The Global CMT database reports a PDEW hypocenter location at 19.87°N, 105.46°W at a depth of 63.3 km with Mb = 4.7 (Ms = 4.8). The centroid moment tensor solution yields Mw = 5.0, a centroid location at 19.96° ± 0.03°, -105.80° ± 0.03° (about 40 km from the trench), centroid depth = 33.3 km ± 1.6 km (the depth was allowed to vary in the inversion). The first nodal plane has a strike = 36°, dip = 76°, slip = 2°. The second nodal plane has a strike = 305°, dip = 88°, slip = 166°. The centroid location is very close (about 10 km) to the Ipala Canyon.

2.2.2. RESAJ data

Given the importance of the 20 March 2010 event to our study, an independent check on its location and depth of was done using records from station PV1J of the Red Sísmica y Acelerométrica de Jalisco (RESAJ) (Núñez-Cornú et al., 2011), a seismic network operated by SisVOC, Universidad de Guadalajara, Puerto Vallarta. This station was located on the granitic hills outside of Puerto Vallarta (20.6059°, -105.1919°); fairly

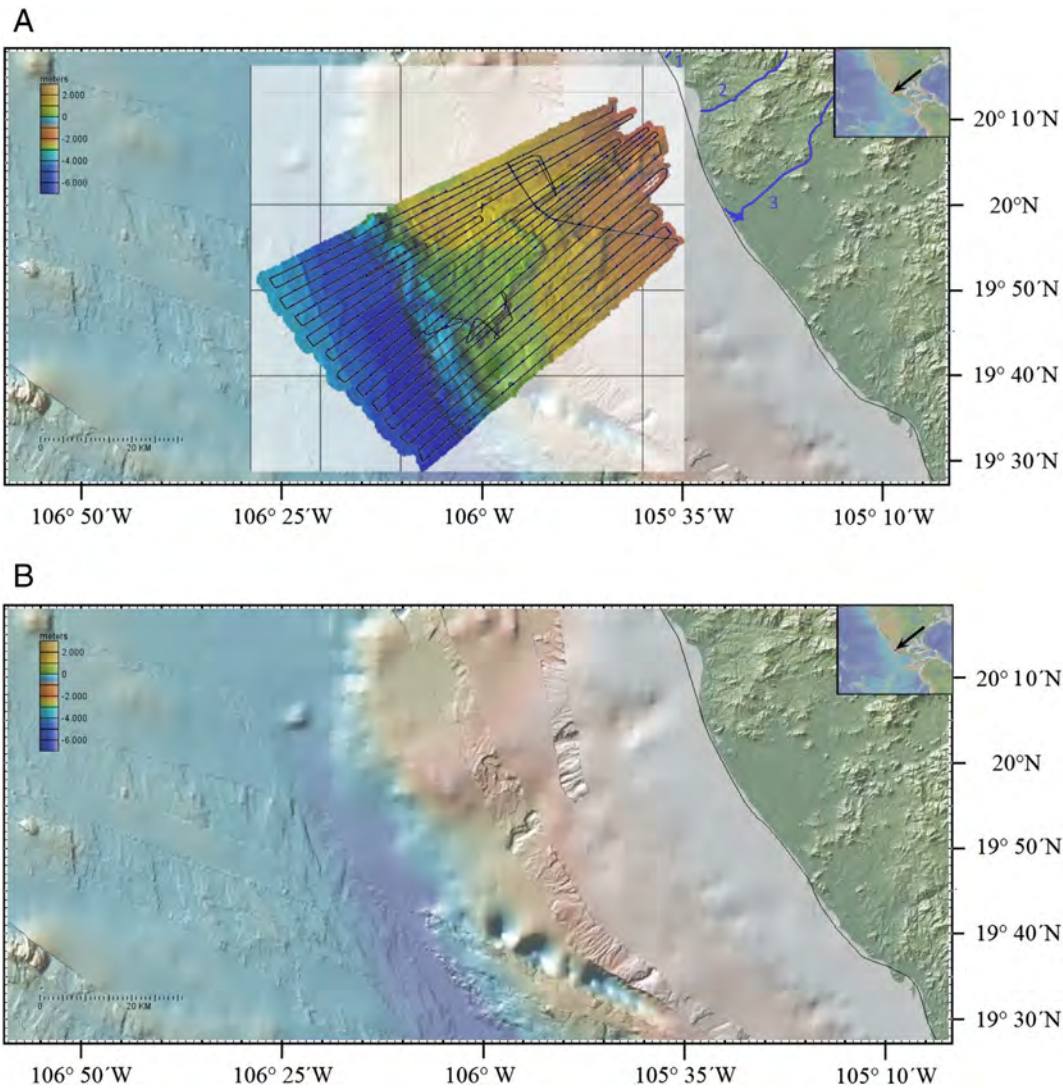


Fig. 2. Bathymetric maps of the area of the Ipala Canyon constructed (A) from the multibeam bathymetry data collected during the MORTIC08 campaign, and (B) from the data available prior to MORTIC08. Note that the canyon is not readily apparent in the older data and, as a result, was overlooked in the scientific literature. Numbers adjacent to rivers shown in A are: 1 = Rio Tecolotlán, 2 = Rio Ipala, 3 = Rio Maria Garza. Background map is from GeoMapApp.

close (about 125 km) to the Ipala Canyon. Unfortunately, in 2010, the network was in its initial stages of installation and only one station (PV1J) in this area was fully operational. However, excellent quality data was obtained by the three component seismograms (100 Hz) and accelerograms (200 Hz). To evaluate the hypocenter of this earthquake we use the seismograms shown in Fig. 3 (upper three seismic traces) in which we observe clear P_n , P and S phases. To obtain the azimuth of the epicenter from station PV1J, we rotated the horizontal components (NS and EW) until we obtain the highest amplitudes of the radial component (Fig. 3, lower two seismic traces). Accordingly, the best azimuth value was determined to be 240° with a tolerance of $\pm 3^\circ$. To evaluate the distance of the station using S–P time and the depth of the earthquake using P– P_n time, a simplification of the P-wave velocity model for the southern coast of Bahía de Banderas of Núñez-Cornú et al. (2016) was used. Specifically, the model consists of one 20 km thick layer (the continental crust) with a P-wave velocity (v_0) of 6.5 km/s over a half-space with a P-wave velocity (v_1) of 7.7 km/s. The S–P time is 11.77 s, so with the proposed model, the distance (X) to the hypocenter is 104.8 km. The P– P_n time is 0.43 s, so the P_n travel-time (t_n) is 15.69 s. To obtain the hypocentral depth (h) we follow Udías (2000):

$$h = 2H + \frac{X}{v_1 C_3} - \frac{t_n}{C_3},$$

where C_3 was obtained from:

$$C_1 = \sqrt{v_1^2 - v_0^2}, C_2 = v_0 v_1 \text{ and } C_3 = C_1 / C_2.$$

3. Results

3.1. Verification of the hypocenter parameters of the 20 March 2010 event

The centroid location of the 20 March 2010 event is very close (about 10 km; Fig. 4) to the Ipala Canyon. Further, the strike of one of the nodal planes coincides with the general NW–SE orientation of several of the canyon segments, and no other regional surficial lineaments with this orientation are observed in the study area. Thus, it is reasonable to associate the 20 March 2010 event with movement along one of the canyon segment, the motion being predominantly right-lateral strike slip. However, both the PDEW and Global CMT solutions place the depth of this event below the continental crust, i.e. within the subducting Rivera plate.

The independent check on the location and depth of this event, using records from station PV1J of the Red Sísmica y Acelerométrica de Jalisco (RESAJ) (Núñez-Cornú et al., 2011), indicates that location for the

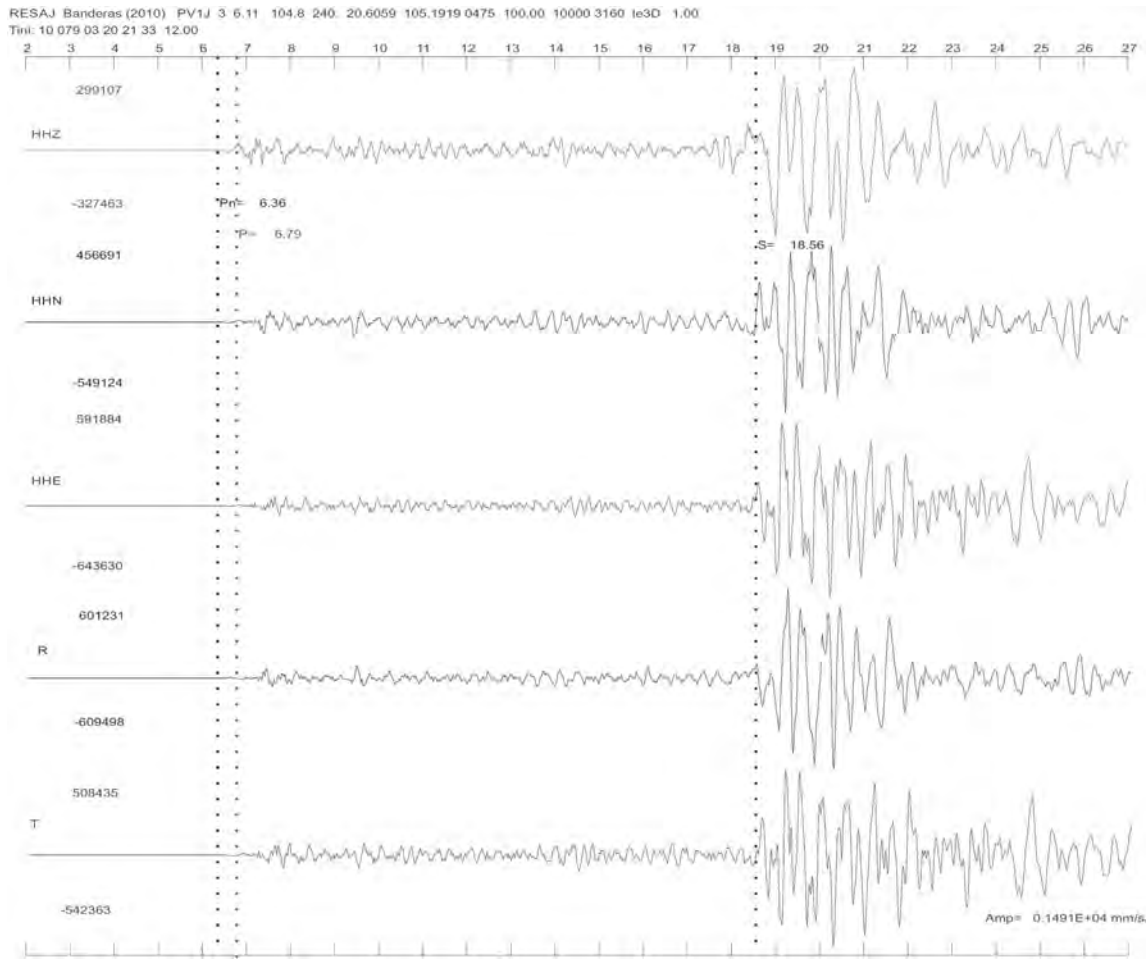


Fig. 3. Recordings of the 20 March 2010 event from RESAJ station PV1J. R and T are the Radial and Transverse components at an azimuth of N 240°E.

earthquake is 20°08'N; 106°03'W; and at a depth of 14.7 km. The location uncertainty is estimated to be ~20 km. This location is within 20 km of the Ipala Canyon (Fig. 4), near the uncertainty limit of the location method. The depth of the event calculated herein indicates that it is within the continental crust of the overriding North American plate and not within the subducting Rivera plate as was indicated by the PDEW and CMT solutions. This is also indicated by the presence of a clear Pn phase. Thus, we propose that this event is related to a fault involved in the development of the canyon, as will be discussed later.

3.2. Geomorphology

Bathymetric contour maps of the Ipala Canyon constructed from the new multibeam bathymetry data from the MORTIC08 campaign are shown in Fig. 4. Fig. 5 presents the seafloor backscatter mosaic image (created from the seafloor backscatter data from the EM300 system), and a map of the seafloor slopes derived from the multibeam bathymetry.

3.2.1. Characteristics of the continental shelf and slope

3.2.1.1. Major geomorphologic units. The geomorphology of the continental shelf and slope in the area of the Ipala Canyon is complicated by the relief of the canyon as well as by smaller scale erosional features, such as the numerous drainage channels on the upper slope (Fig. 4B). Additional complications arise from the subduction of a seamount at the base of the slope in the NW part of the survey area (at 19°58'N, 106°04'W), which has uplifted the lower slope in this area.

However, one can still recognize the basic geomorphologic units (Fig. 6) of the continental slope area observed along the Jalisco

Subduction Zone to the south (e.g. Bandy et al., 2005). Specifically, the area consists of a narrow continental shelf (10 to 12 km wide) within which the seafloor dips on an average of ~1°. The continental slope consists of a steep upper slope, a narrow gently seaward dipping mid slope region (the mid-slope terrace) and a steep lower slope. A low relief, disrupted unit is found at the base of the lower slope adjacent to the trench (Fig. 4), which may be the frontal part of an accretionary prism, or, alternatively, a zone of down-dropped fault blocks similar to that observed to the north (Michaud et al., 1996). At the western end of the mid-slope terrace, one observes on the TOPAS data (Fig. 6) a low relief bathymetric ridge containing several contorted, landward dipping internal reflectors. The upper slope exhibits high backscatter amplitudes (Fig. 5A) suggesting a lack of unconsolidated sediment deposits. The numerous rills present in the upper slope also suggest that the sediment has been bypassing the upper slope area. The mid-slope terrace region exhibits lower backscatter amplitudes than the upper slope, suggesting that the area is covered by unconsolidated sediment. The seismic reflection data illustrate that the mid-slope terrace is underlain by at least 50 to 100 m of layered sediments (Fig. 6). The internal reflectors of this sedimentary unit become more disrupted towards the trench.

In addition to these basic, regional, geomorphologic units, several other prominent geomorphologic units exist, namely: (1) the Ipala Canyon which deeply incises the slope, (2) a NE–SW trending bathymetric ridge on the NW side of the survey area (at 20°02'N, 105°54'W) and (3) a small V-shaped depression in the lower and mid slope region situated at 19°50'N, 106°W, between the NE–SW ridge and the Ipala Canyon. It is important to note that the canyon lies up on the south wall of this V-shaped depression and not in the center as one might expect, the

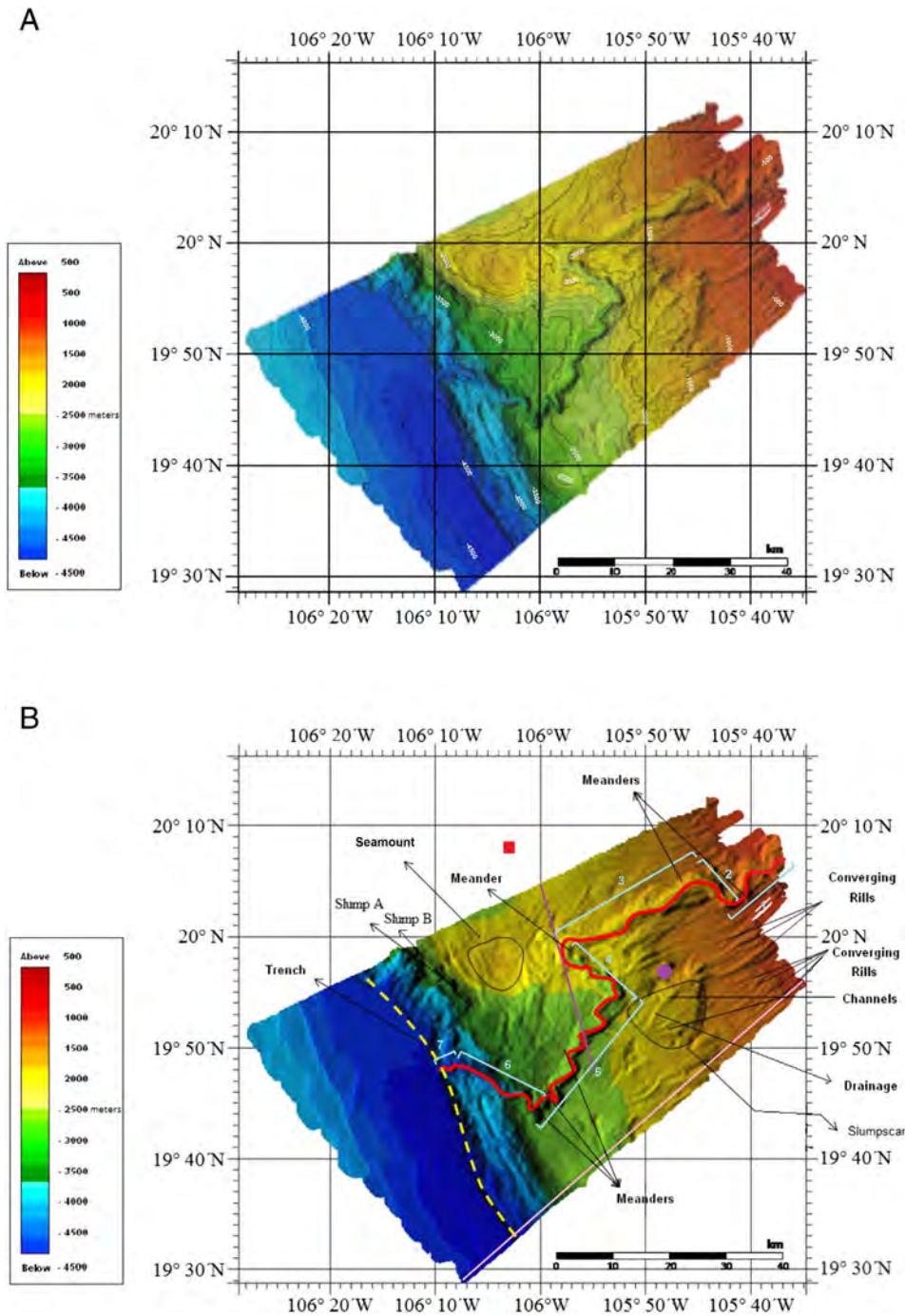


Fig. 4. (A) Shaded relief bathymetric map of the Ipalá Canyon constructed from the multibeam data collected during the MORTIC08 campaign. Superimposed are the bathymetric contours ranging from -200 m to -4800 m depth. Contour Interval = 100 m. (B) Bathymetric relief map with interpreted geomorphologic features, including the trench, meanders, slumps, an uplifted block, converging rills, drainage channels and fluvial-like drainage networks. Magenta circle is the centroid location of the 20 March 2010 event determined herein from the RESAJ data. Pink line along the SE boundary of the survey is the location of the seismic reflection profile shown in Fig. 6. The magenta line crossing the canyon is the location of the seismic reflection profile shown in Fig. 7. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

importance of this observation will be presented in the Discussion section.

We note several other interesting morphologic characteristics that have a bearing on the tectonics of this area. First, the seafloor between the 500 and 1500 m isobaths (the upper slope) is deeper on the north side of the canyon relative to the seafloor to the south (by up to 300 m). However, no difference is observed along the 1500 m isobath. This is the morphology one would expect for a hinge fault. Also, the dip of the seafloor in the upper slope is quite different to either side of Ipalá Canyon. Specifically, south of the canyon (for example at 20° N,

$105^{\circ}45'$ W), the upper slope has dips of 2.4° and 6° between the 500 to 1000 m and 1000 to 1500 m isobaths, respectively (Fig. 4A). In contrast, this pattern is reversed to the north of the canyon (at $20^{\circ}08'$ N, $105^{\circ}45'$ W); specifically, the upper slope has dips of 7° and 2.8° between the 500 to 1000 m and 1000 to 1500 m isobaths, respectively. Second, the seafloor slopes towards the NW in the mid-slope area at the NW edge of the survey (for example at $20^{\circ}03'$ N, 106° W), roughly parallel to the Trench. Thus, the NE–SW oriented ridge noted previously at $20^{\circ}02'$ N, $105^{\circ}54'$ W, may be the surface expression of a major normal fault, down-thrown to the NW consistent with the proposed collapse

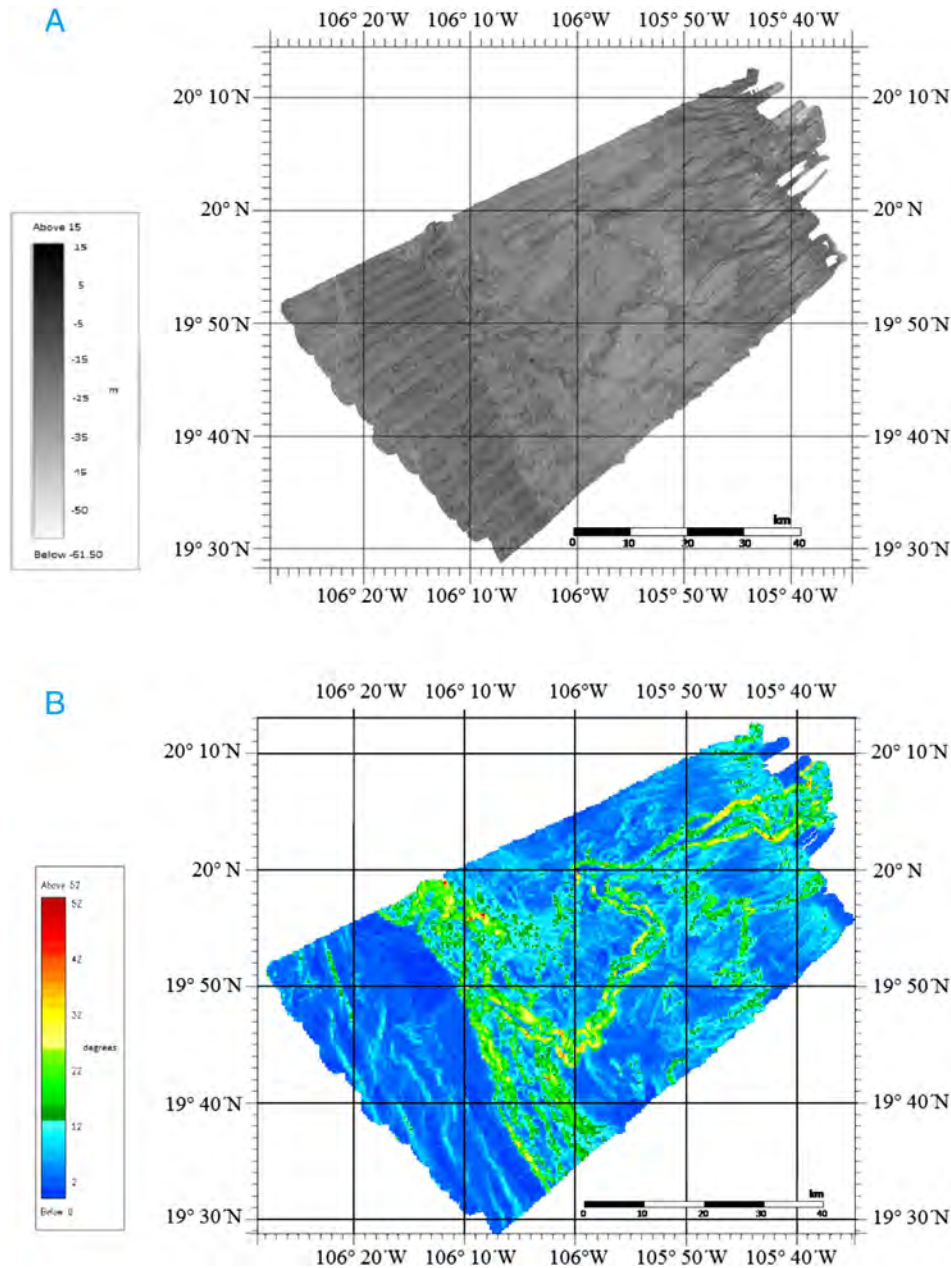


Fig. 5. (A) Seafloor backscatter intensity map in the area of the Ipala Canyon. Dark and light gray tones represent areas of high and low backscatter strength, respectively. The overall dark, banded area to the SW comprises the trench sediments of the Rivera plate. These bands are not real geological features but are instead artifacts of the collection system, the surface of the trench sediments is for the most part featureless with the exception of several narrow, low-reflectivity, linear features oriented NNW. (B) Map of the seafloor slope (in degrees) created from the newly collected multibeam data.

of the margin in the north (Bandy et al., 2010). The tectonic implications of these morphologic features are presented in the Discussion section.

3.2.1.2. Drainage/sediment transport pattern adjacent to the canyon. In addition to Ipala Canyon, the drainage/sediment transport paths of the upper slope consist of abundant converging rills and channels (Figs. 4B, 5A), as is commonly found on the steep slopes of other canyon areas such as the Monterey Canyon (Greene et al., 2002) where sediment bypass is present. Sediment bypass of the upper slope area is also indicated by the high amplitude seafloor backscatter, which suggests a rough irregular seafloor typical of a more rocky area.

The rills and channels characteristic of sediment bypass are not as numerous within the mid-slope region. Instead the TOPAS data (Fig. 6) indicates that, in the mid-slope region, sediments have been deposited within a deep sedimentary basin, the surface expression of this

sediment-filled basin is the mid-slope terrace. Low seafloor backscatter amplitudes (Fig. 5A) are also signs of recent sediment deposition in this area.

Two NW–SE (oriented of 285° and 290°) channels are observed east of the canyon (Fig. 5A). These channels terminate at the Ipala Canyon, i.e., they are not observed west of the canyon. Several NE–SW channels cutting across the mid-slope terrace merge with these two NW–SE channels. Thus, it is likely that, east of Ipala Canyon, some sediments are being transported across the mid-slope terrace, into Ipala Canyon via these two NW–SE oriented channels and subsequently transported to the trench.

The drainage pattern within the mid-slope region west of the canyon is unclear given our data, however, recently acquired bathymetric data (R. Bartolomé, pers. comm.) indicates that the sediments are most likely being transported to the bathymetric low located NW of

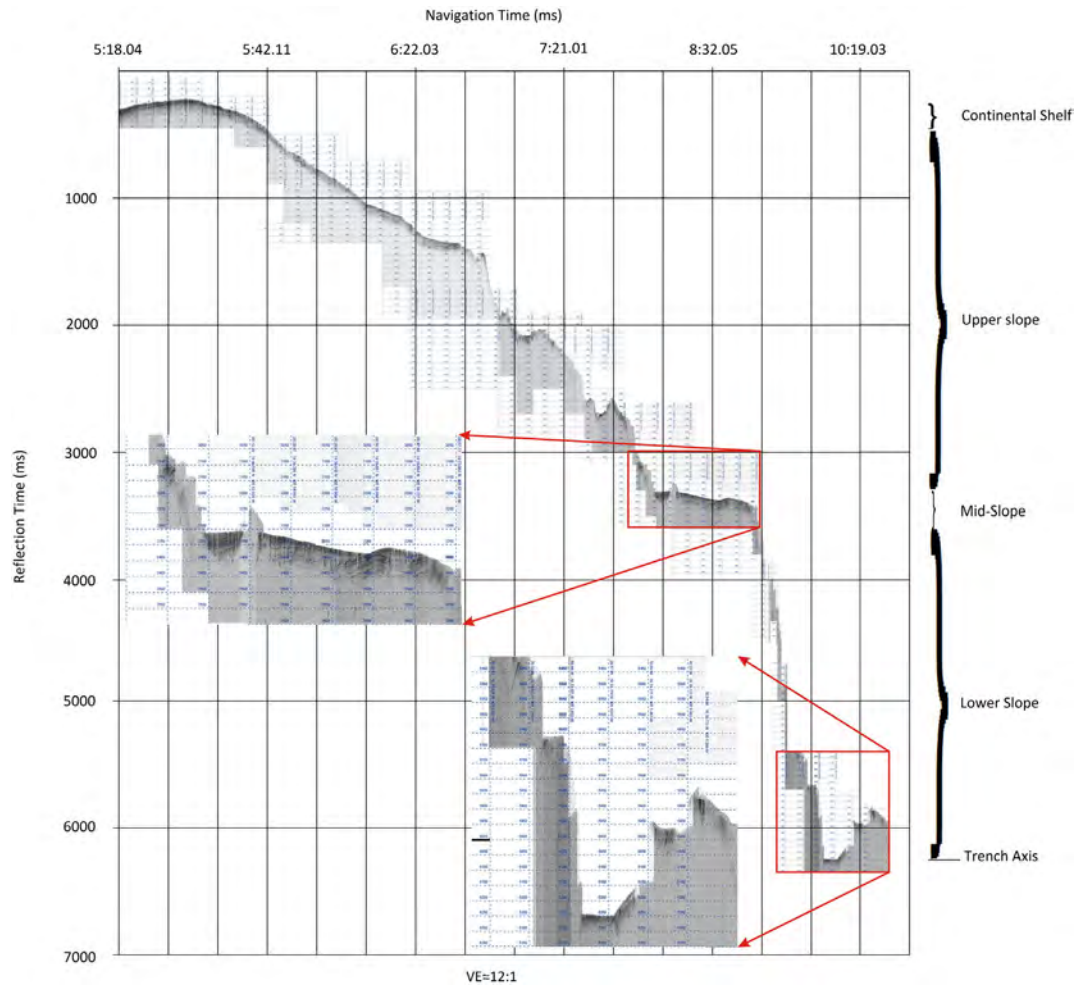


Fig. 6. TOPAS seismic profile of the continental margin adjacent to Ipala Canyon. Reflection time is two-way-travel-time. See Fig. 4B for profile location.

the canyon, outside of the survey area, the low being a result of a collapse of the continental slope in the northern part of the Jalisco Subduction Zone (Bandy et al., 2010). Indeed, the rills and channels in the upper slope west of the canyon flow to the west, away from the canyon, and into this depression (Fig. 5A). In contrast, on the south side of the canyon the drainage channels in the upper slope are more perpendicular to the main slope and parallel to the canyon. This also suggests that the areas north and south of the canyon are separate crustal blocks (F. Michaud, Pers. Comm.).

3.2.1.3. Tectonic uplift and mass wasting. There are several indications of possible tectonic movements and mass wasting in the study area. First, a circular bathymetric high is observed at $19^{\circ}58'N$, $106^{\circ}04'W$ in the lower continental slope area near the trench (Fig. 4). This high lies along a NE–SW oriented ridge, just down-dip of the area where the canyon is deflected abruptly to the SE. (Interestingly, at this deflection the canyon channel is eroding into its northern wall, and may be in the process of trying to drain into the lowlands located to the NW). The SW flank of the high, adjacent to the trench, is steeper than the adjacent area to the SE and contains three arcuate escarpments that we interpret to be slump scarps. Slump ‘A’ is located at $20^{\circ}07'N$, $106^{\circ}09'W$ and Slump ‘B’ at $20^{\circ}06'N$, $106^{\circ}08'W$. Together, these two slumps form an indentation in the lower slope. The third slump, Slump ‘C’, lies just NW of the first two slumps and forms a second indentation in the lower slope. This bathymetric high and indentation and slumps are clearly the result of the subduction of a seamount. Slumping and indentations of the lower trench slope are common signs of uplift of the continental margin due to seamount subduction, and seamounts are being subducted

elsewhere along the Jalisco margin (Bartolome et al., 2011; Castillo et al., 2013; Bandy et al., 2014).

Evidence for subsidence is also found in the mid to lower slope. Although not completely imaged in the new data, the NW part of the study area, and most likely much of the area to the NW of the survey, has clearly undergone a significant amount of subsidence (Bandy et al., 2010). Recent subsidence of the mid and lower slope in the center of the survey area may have also occurred as evidenced by a V-shaped depression (pointing to the NE). It is important to note that the Ipala Canyon does not lie in the center of this V-shaped depression. The significance of this will be addressed more in the Discussion section.

3.2.2. Characteristics of the Ipala Canyon

3.2.2.1. Gross morphology. Ipala Canyon is 114.3 km long and is located in the continental crust of the North American plate (Fig. 4). It has an overall NE–SW orientation, extending from near the coast at $20^{\circ}08'N$, $105^{\circ}30'W$ to the MAT at $19^{\circ}48'N$, $106^{\circ}10'W$. The canyon consists of seven main linear segments (Fig. 4B): four segments are oriented in a general NE–SW (down-slope or trench perpendicular) direction and three segments are oriented in a general NW–SE (somewhat oblique to the strike of the trench) direction. Sediments transported down the canyon most likely originate from at least two rivers (the Ipala and Tecolotlán) and perhaps also from the Maria Garza River (Fig. 2). However, the mouth of the Maria Garza River lies about 40 km SE of the mouth of Ipala Canyon and its connection to this river cannot be clearly established from the presently existing bathymetric data. Additional sediments most likely feed into the sides of the canyon, especially in

Table 2
Morphologic characteristics of the Ipala Canyon from the analysis of multibeam bathymetric data.

Sections	Depth range (m)	Canyon length (km)	Straight length (km)	Sinuosity	Canyon width (km)	East wall relief max (m)	West wall relief max (m)	Average relief (m)	Average floor width (km)
Canyon in continental shelf	0–12	14.29	11.59	1.23	8.0	599.516	599.516	599.516	3.0
Upper canyon	12.0–2500	46.64	26.17	1.78	4.5	397.242	234.448	315.845	5.0
Mid canyon	2500–3800	29.71	22.15	1.34	3.0	346.921	366.039	356.480	1.7
Lower canyon	3800–4800	23.71	18.74	1.27	8.7	681.020	291.316	486.168	2.0

the mid-slope area where two NE–SW trending channels feed into the canyon from the east (Fig. 5A). According to the canyon classification scheme of Harris and Whiteway (2011), the canyon is most likely a type 2 canyon (i.e., shelf-incising canyons having heads with no clear bathymetric connection to a major river system). The gross morphologic characteristics of the canyon derived from the multi-beam data are presented in Table 2.

Due to the swath width of the multibeam system employed, the bathymetric coverage is sparse in most of the shallow continental slope. On the outer part of the continental shelf the canyon has a fairly dendritic geometry (Fig. 8). This indicates that the underlying rock layers are likely to be horizontal and/or homogeneous. Going down-slope from the shelf break, the first major NW–SE deviation of the canyon can be seen at 20°03'N, 105°42'W (the south end of segment 1, Fig. 4B). The second major NW–SE deviation occurs at the south end of segment 3, at 19°48'N, 105°59'W. The third major NW–SE deviation occurs at the south end of segment 5 at 19°44'N, 106°10'W. The orientation of the canyon along segments 2, 4, and 6 is roughly parallel, suggesting a structural control (folds or faults) on the canyon orientation. Almost no resolvable sediments are observed within the canyon (Fig. 7). The existence of narrow meander channels within the Ipala Canyon indicates that sediment transport down the submarine canyon is episodic and not continuous.

Canyon cross-sectional profiles (Fig. 9, lower right inset) were constructed along the canyon to determine if there were distinct differences in the canyon shape between the two sets (i.e. segments 2,4, and 6 comprise the NW–SE set, and segments 1,3,5 and 7 form the NE–SW set) of

canyon segments. Profile which have a broad, U-shape are profiles A, C, and I, which correspond to canyon segments 1, 3 and 5, respectively. Thus, all the U-shaped cross sections correspond to the NE–SW set of canyon segments. The V-shaped profiles are B, E, G, and K; these correspond to canyon segments 2, 3, 5, and 7, respectively. Thus, both sets of canyon segments contain V-shaped cross sections. Canyon segments D, F, H, and J where of intermediate character, and correspond to canyon segments 3, 4, 5, and 6. Thus, both sets contain a cross section of intermediate shape. In conclusion, there is not a distinct difference in cross sectional geometry between the two sets of canyon segments, although the NW–SE oriented segments are somewhat more V-shaped than the NE–SW oriented segments.

The canyon longitudinal profile (Fig. 9, upper right inset) is interesting as it shows that the canyon floor has a fairly constant dip along the length of the canyon. Further it shows two prominent knickpoints (sharp changes in slope of the canyon thalweg), the first knickpoint is located between canyon segments 2 and 3. The second knickpoint lies between canyon segments 5 and 6. Knickpoints in rivers and submarine channels have been used as indicators of recent dip-slip tectonic movements, and in the Ipala canyon they indicate tectonic uplift/subsidence in the uppermost and lowermost slope, and a lack of tectonic disruption in the mid-slope.

3.2.2.2. Meanders within the canyon and slope of canyon floor. Fig. 10 illustrates the meander pattern of the channel contained within the canyon, where twenty meanders were mapped. These meanders are mainly found on the relatively flat parts of the canyon floor. Among these twenty meanders, we consider six to be major meanders (Figs. 10, 11) and

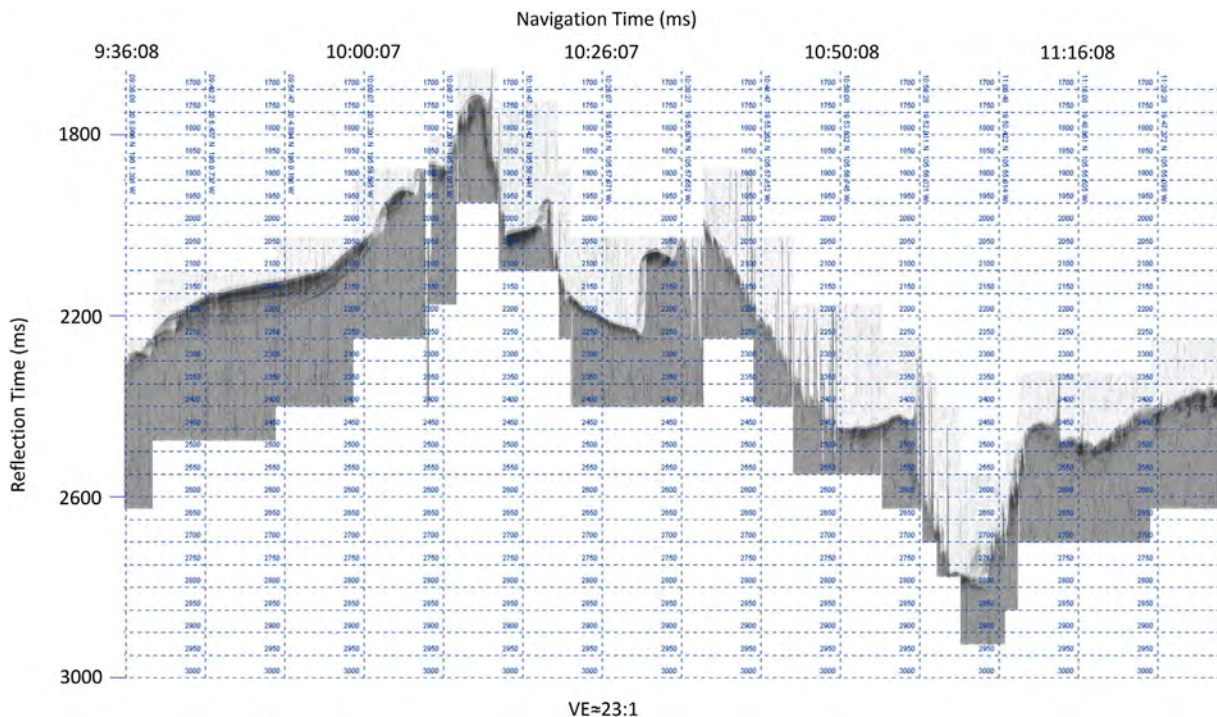


Fig. 7. TOPAS seismic profile showing an area where the canyon is observed at 2600 ms. It is observed almost bare of fine sediment (which otherwise is reflective, as observed along the left of the profile). See Fig. 4B for profile location.

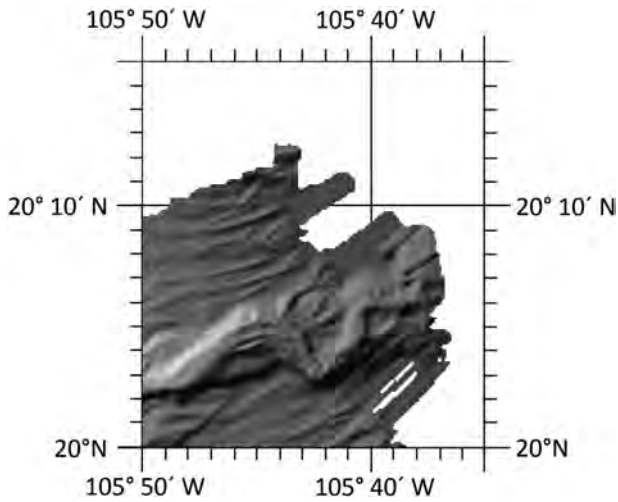


Fig. 8. Bathymetry map of the canyon head illustrating the dendritic drainage pattern (Artificial illumination is from the SE, hence relief appears inverted).

fifteen to be secondary (Fig. 10). Their dimensions are presented in Tables 3 and 4.

3.2.2.3. *Canyon sinuosity.* Canyon sinuosity is defined as the dimensionless ratio of the length of the canyon thalweg (measured as the cumulative distance between adjacent points digitized along the thalweg) divided by the linear distance between canyon start and end points. A straight line has a sinuosity of 1 (the minimum possible sinuosity), and all curved and winding thalwegs have sinuosity > 1. The canyon

sinuosity was calculated to be 1.698, which is comparable with the maximum sinuosity of the western North American canyons group (1.950) calculated by Harris and Whiteway (2011). For comparison, they calculated that the South American canyon group had a sinuosity of 1.877. The maximum sinuosity of their Type 2 canyons is 1.491.

The mean sinuosity of the Ipala Submarine canyon is 1.405. This was calculated as the mean value of the sinuosity in the four canyon areas presented in Table 2. This value is much larger than those of other type 2 canyons (Harris and Whiteway, 2011), which have a mean sinuosity of 1.121. In fact, the most sinuous canyons on the western margins of North America and South America examined by Harris and Whiteway (2011) are 1.225 and 1.215, respectively.

4. Discussion

Submarine canyons are commonly incised in continental shelves and slopes and are conduits for the transfer of sediment from the continents to the deep sea (Nittrouer and Wright, 1994). Shepard (1963, 1981) suggested that submarine canyons may have several origins and, notably, restricted his definition to “steep walled, sinuous valleys with V-shaped cross sections, axes sloping outward as continuously as river-cut land canyons and relief comparable to even the largest of the canyons on land canyons”. This definition excludes other valleys of the seafloor, such as those located on the prograding slopes of large deltas, fan valleys in abyssal plains associated with seaward continuation of submarine canyons (Skene and Piper, 2006; Bourget et al., 2008); slope gullies and shelf valleys defining more diffuse drainage, and glacial troughs incised into the continental shelf by glacial erosion during sea level low stands (Shepard, 1981). Clearly, the Ipala Canyon meets sensu stricto Shepard’s definition of a submarine canyon.

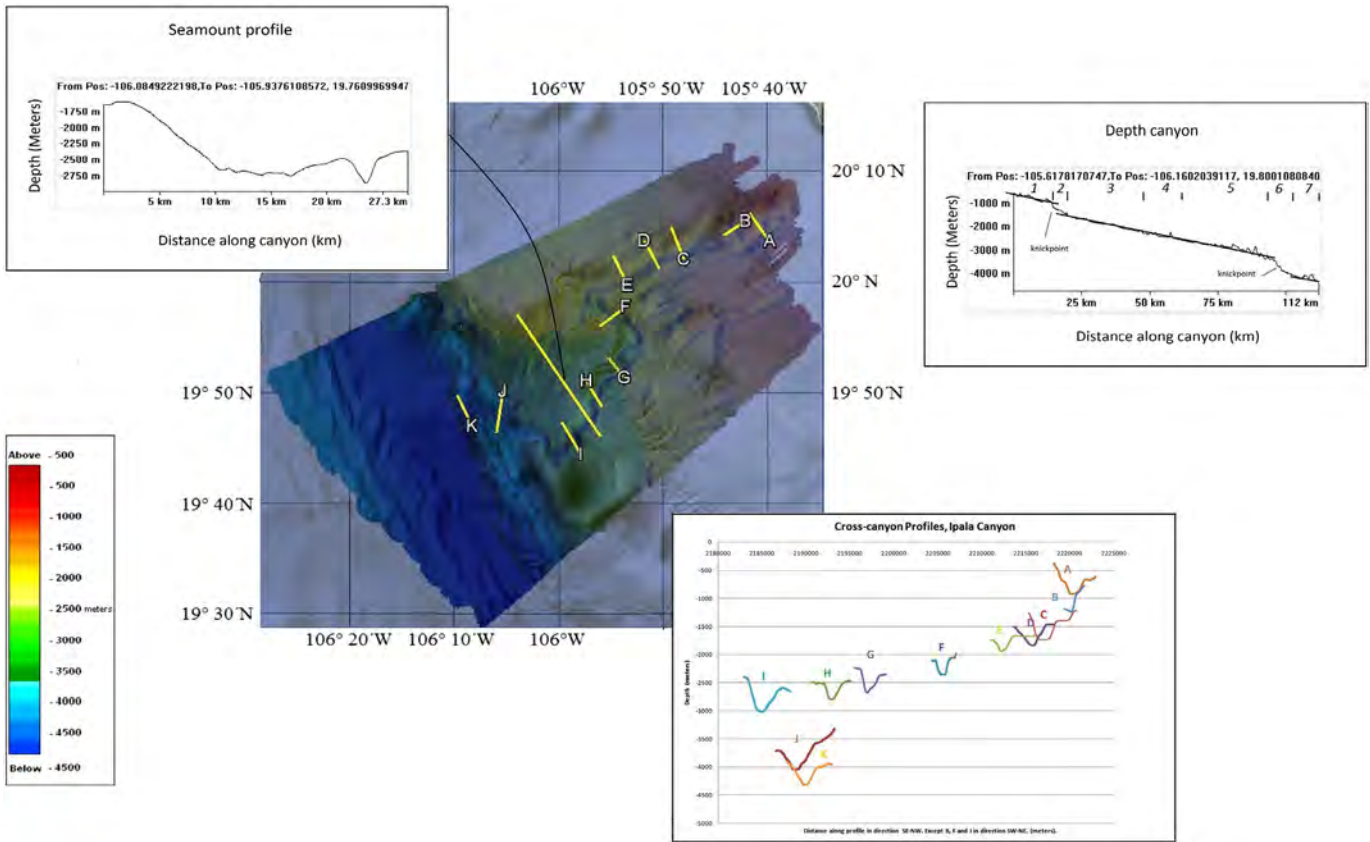


Fig. 9. Canyon-perpendicular depth profiles (lower right), canyon longitudinal profile (upper right) and a bathymetric profile (upper left) extending from the high associated with the subducted seamount and the canyon that crosses the v-shaped bathymetric depression on the lower slope. Note that the canyons cut is on the southern wall of the depression and does not flow along the axis of the depression.

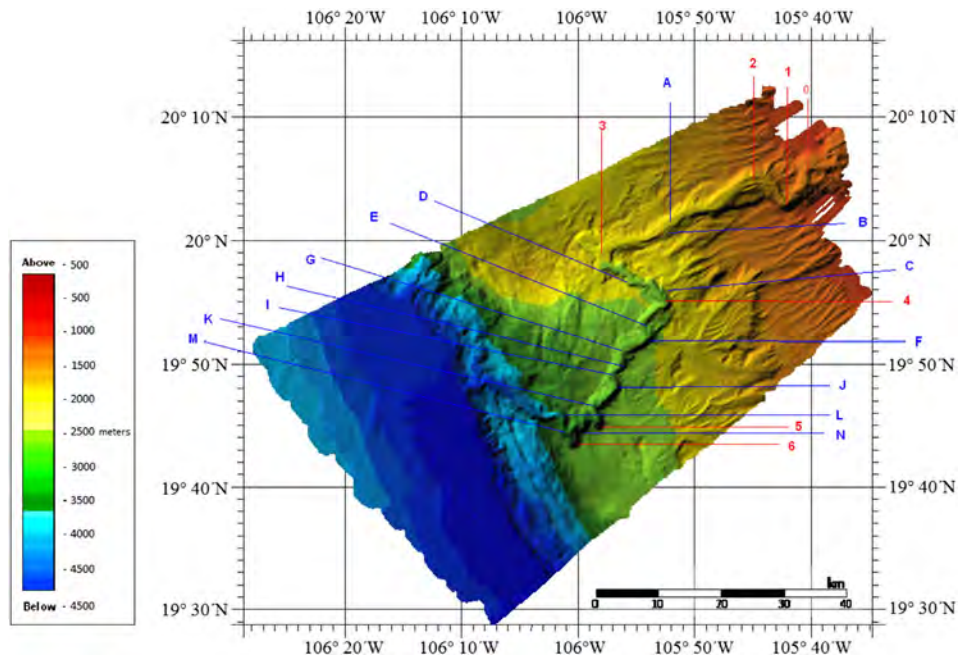


Fig. 10. Principal meanders (represented by numbers) and secondary meanders (represented by letters).

4.1. Effects of seamount subduction on the Icala Canyon

To understand the cause of the abrupt deflections of the Icala Canyon and the southeastward displacement of canyon segments located on the lower slope relative to those located on the upper slope, it is

important to ascertain if the deflections in the course of the Icala Canyon are due to uplift of the lower slope as a result of seamount subduction or were these deflections present prior to the initiation of seamount subduction, and, therefore, the canyon was cutting along a structural discontinuity.

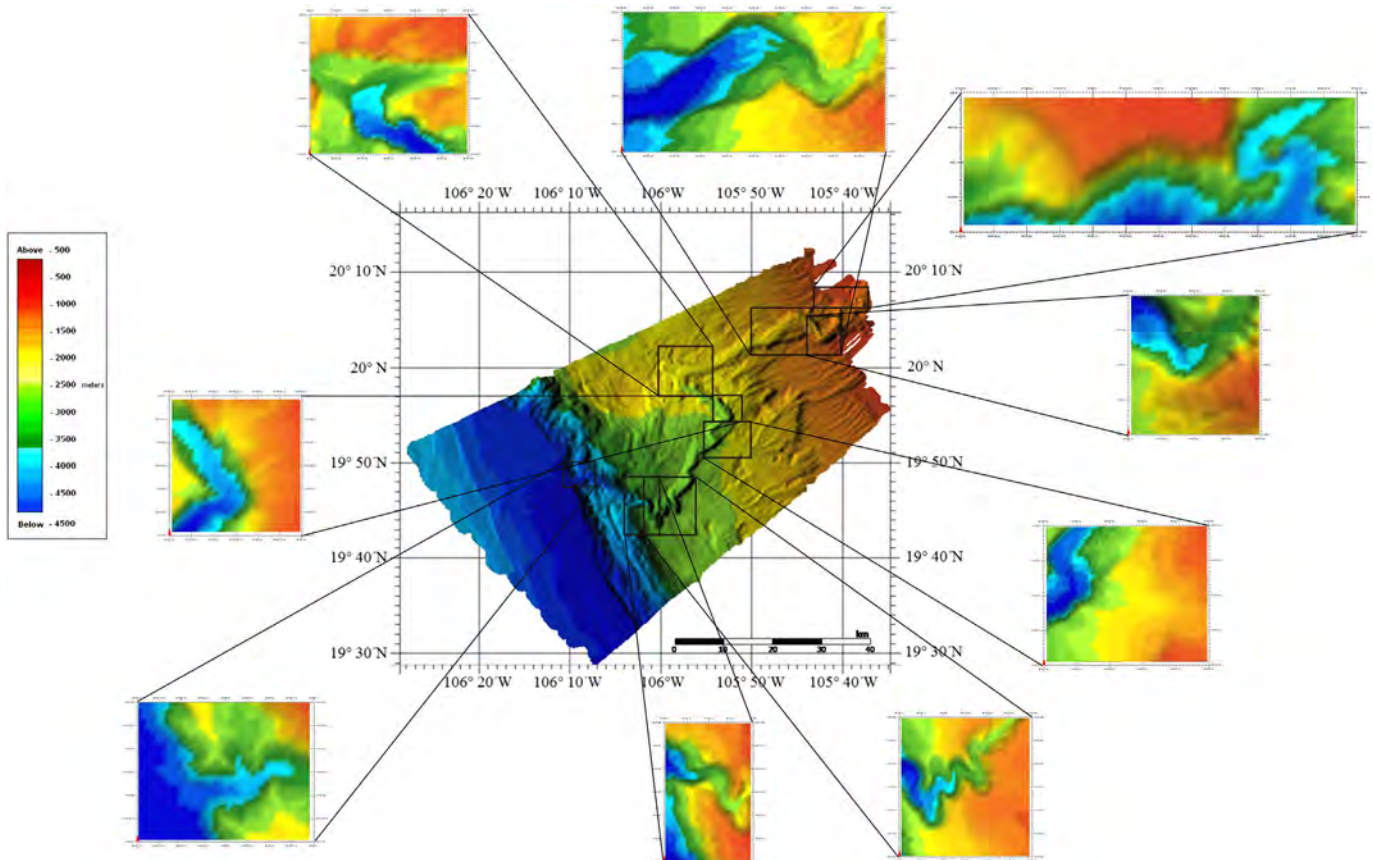


Fig. 11. Geometry of the meanders.

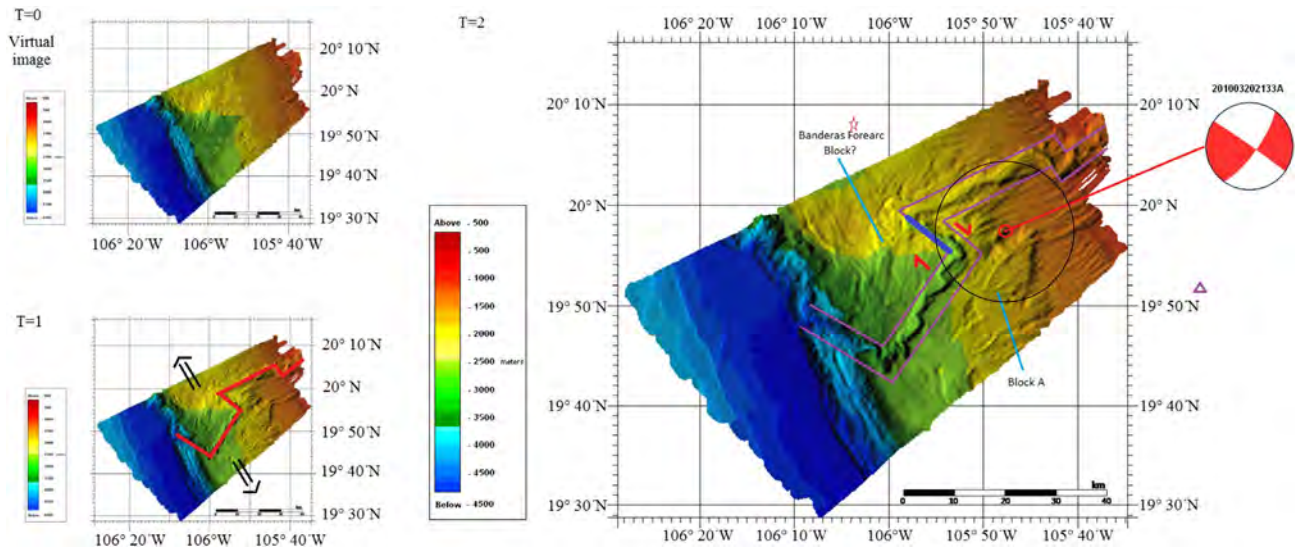


Fig. 12. Evolution of the Ipala Submarine Canyon. T = 0 is prior to canyon initiation. T = 1 is the initial stages of the separation of the 2 forearc blocks when the Ipala Canyon had yet to form. T = 2 is the present day situation where the blocks have separated by a few kilometers and subsequent formation of the canyon. Note at time T = 2 the NW–SE oriented canyon segments are dextral transforms consistent with the focal mechanism of the 20 March event. The red star is the epicenter of the 20 March 2010 earthquake reported by RESJAJ (20° 08'N, 106° 03.7' W) and the purple triangle is the epicenter reported by PDEW (19° 52.2'N, 105° 27.6'W). The open red circle and associated focal mechanism are the results of the CMT. The uncertainty (95%) in the CMT location is shown with black circle. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

The time at which the seamount began to subduct can be estimated from the plate convergence rate and the distance that the seamount is from the trench axis (assuming that the seamount is presently below the circular high). Several models exist for the convergence rate between the Rivera and North American plate along the Jalisco Subduction Zone (Fig. 1), however model RIVNA-BM2015 predicts a convergence rate in the study area of about 2.0 cm/year or 20 km/m.y. The top of the bathymetric high lies about 15 km from the trench (determined as the perpendicular distance between the trench and the apex of the bathymetric high). Thus, the seamount started to subduct at about 0.7 Ma, and this is the time at which the lower slope morphology was beginning to be modified.

We can try to answer the above question by considering several scenarios. In the first scenario we assume that the canyon was well-developed, that it flowed straight down-dip to the trench prior to the subduction of the seamount and that the deflections of the canyon in the mid and lower slope were produced by uplift of the lower slope by the subduction of the seamount. We can easily rule out this scenario in that there is no abandoned canyon located atop or near the bathymetric high associated with the subducted seamount, as there should be if this scenario was correct.

A second scenario is that the canyon is very recent and the deflections of the canyon are due to the presence of a preexisting

high. Again we can easily rule out this scenario. The location of the canyon up on the south flank of the v-shaped bathymetric low (see profile on Fig. 9, upper left inset) indicates that this scenario is unlikely as the v-shaped low is most likely related to the seamount subduction: if the seamount is older than the canyon, the canyon should have cut down the center of this low and not up on its southern wall.

We conclude from these two scenarios that the canyon is most likely older than the deformation produced by the seamount as it subducted beneath the lower slope and that the canyon was not straight (i.e., the deflections existed prior to the subduction of the seamount). Further, the lack of prominent knickpoints along the canyon floor from the end

Table 4
Secondary meanders.

Segment	Start	Middle	End
A	20° 02.5'N 105° 51'W	20° 02'N 105° 52'W	20° 01.5'N 105° 52.5'W
B	20° 01'N 105° 51'W	20° 01'N 105° 52'W	20° 00'N 105° 54'W
C	19° 57'N 105° 54'W	19° 57'N 105° 55'W	19° 55'N 105° 53'W
D	19° 59'N 105° 58'W	19° 56'N 105° 57'W	19° 57'N 105° 54'W
E	19° 54.3'N 105° 52.3'W	19° 53'N 105° 54'W	19° 53'N 105° 54'W
F	19° 53'N 105° 54'W	19° 52'N 105° 53.3'W	19° 51'N 105° 54.3'W
G	19° 51'N 105° 54.3'W	19° 51'N 105° 56'W	19° 50.5'N 105° 56'W
H	19° 50.5'N 105° 56'W	19° 50'N 105° 56'W	19° 49.2'N 105° 56.5'W
I	19° 49.2'N 105° 56.5'W	19° 49'N 105° 57'W	19° 48.8'N 105° 56.2'W
J	19° 48.8'N 105° 56.2'W	19° 48.8'N 105° 56'W	19° 47'N 105° 58'W
K	19° 47'N 105° 58'W	19° 46'N 105° 59'W	19° 46'N 105° 58'W
L	19° 45'N 106° 01'W	19° 45'N 106° 01'W	19° 46'N 106° 03'W
M	19° 45'N 106° 01'W	19° 45'N 106° 01'W	19° 45'N 106° 01'W
N	19° 45.5'N 105° 59'W	19° 45'N 105° 59'W	19° 45'N 105° 59.5'W

Table 3
Six major meanders.

Segment	Start	Middle	End
0	20° 06'N 105° 38'W	20° 06'N 105° 40.2'W	20° 04'N 105° 41'W
1	20° 04'N 105° 41'W	20° 03'N 105° 42'W	20° 04'N 105° 44'W
2	20° 03'N 105° 42'W	20° 05'N 105° 45'W	20° 05'N 105° 44.5'W
3	20° 00'N 105° 55'W	19° 59'N 105° 57'W	19° 58'N 105° 56'W
4	19° 57'N 105° 55'W	19° 55'N 105° 52.5'W	19° 55'N 105° 53'W
5	19° 46'N 105° 58'W	19° 45'N 105° 57'W	19° 45.5'N 105° 59'W
6	19° 45'N 105° 59.5'W	19° 44'N 106° 05'W	19° 45'N 106° 01'W

of canyon segment 2 until the beginning of canyon segment 6 indicates that the seamount has had very little recent effect on the canyon, at least it has produced no large recent uplift or subsidence along this stretch of the canyon.

4.2. Tectonic versus erosional control of the canyon's course

In a gross sense, submarine canyons can originate from purely erosion of the rocks forming the continental margin, the canyon location being controlled by the presence of rivers entering the sea. Alternatively, they can form by erosion along structural discontinuities, such as faults, fractures and the contact zone between different rock types, as well as along topographic lows formed, for example, by folding (e.g., Shepard and Emery, 1941; Buffington, 1964; Restrepo-Correa and Ojeda, 2010). As mentioned previously, models for Rivera–Pacific relative motion predict that the tectonic environment in the area of Ipala Canyon is one of trench-perpendicular extension produced by the sudden change in the obliquity of convergence of the Rivera and North America plates. The presence of Ipala Canyon in such a tectonic environment strongly suggests that the canyon location is structurally controlled and is most likely being formed by erosion along structural discontinuities produced by this extension. The rocks within the discontinuities are most likely highly brecciated and thus are more easily eroded than the surrounding rock. What other observations support this hypothesis?

The first line of additional evidence comes from the observation that there are no major rivers feeding directly into the mouth of the canyon. Only two very small rivers, the Ipala and Tecolotlán, empty into the sea near the mouth of the canyon. However, the onshore drainage basin of these two rivers combined is less than 1000 km². The larger, but still small, Maria Garcia River may feed the canyon but the mouth of this river is located about 20 km south of the canyon mouth and no connection between the two has been established. Thus, it is hard to see how such a large canyon can be cut by sedimentary flows generated from the sediment loads of such small rivers without some type of fracturing of the basement rock.

The second line of evidence is the observation that the seafloor between the 500 and 1500 m isobaths (the upper slope) is deeper to the north of the canyon relative to the seafloor to the south (by up to 300 m). However, no difference is observed across the canyon along the 1500 m isobath. These differences can be explained by motion along a hinge fault whose location coincides with the canyon, at least within the upper slope. Also, the dip of the seafloor in the upper slope is quite different on either side of Ipala Canyon. Specifically, south of the canyon (for example at 20°N, 105°45'W), the upper slope has dips of 2.4° and 6° between the 500 to 1000 m and 1000 to 1500 m isobaths, respectively (Fig. 4A). In contrast, north of the canyon (at 20°08'N, 105°45'W), the upper slope has dips of 7° and 2.8° between the 500 to 1000 m and 1000 to 1500 m isobaths, respectively. Again, this suggests that two distinct crustal blocks bound the canyon. This is also suggested by the drainage channels in the upper slope, which strike parallel to the canyon on the south side of the canyon but diverge towards the NW on the north side of the canyon. It also appears that the block to the north is undergoing vertical displacements, possibly related to subduction erosion, mass wasting of the slope or to uplift of large portions of the Jalisco Block (Bandy et al., 2010; Ramírez-Herrera et al., 2011). Submarine canyons located along the boundaries between independently moving faults blocks have been observed in the forearc regions of other subduction zones, such as the Aleutian trench (Geist et al., 1988), Izu-Bonin trench (Bandy and Hilde, 1983) and Kuril trench (Kimura, 1986).

The third piece of evidence is that other trench perpendicular structures are observed in the area. Specifically, NW of the canyon a narrow trench-perpendicular ridge is observed. Along the NW flank of this ridge, the seafloor in the mid-slope area deepens sharply to the NW. We propose that this ridge and the deepening of the seafloor to the NW may be the surface expression of a major trench perpendicular

normal fault that is downthrown to the NW, perhaps the result of extensive subduction erosion of the area north of the study area. During the recent TSUJAL project (Núñez-Cornú et al., 2016), a multichannel seismic reflection line was obtained which crossed this feature, perhaps these data will confirm this proposal and shed light on its origin.

Perhaps the most compelling additional evidence is the presence of the three major, almost 90°, deflections of the canyon in conjunction with the parallel alignment of the three NW–SE oriented canyon segments and the nodal plane of the 20 March 2010 strike-slip earthquake occurring in the vicinity of Ipala Canyon. Sharp deflections of submarine canyons from a more down-dip trajectory have been proposed in other submarine canyons to be due to deviations of the down-dip flow by preexisting structural discontinuities (e.g. Buffington, 1964). For the Ipala Canyon the trace of the canyon along these deflections is oriented at an azimuth of 120°. This azimuth is consistent with one of the nodal planes of the 20 March event, specifically the nodal plane that strikes at an azimuth of 125°. This suggests that these deflections of Ipala Canyon are fault controlled and that the faults are presently active.

4.3. Forearc blocks of the Jalisco Subduction Zone

Assuming that the nodal plane oriented 125° is the fault plane of the 20 March 2010 event, and given the clear Pn phase produced by this event, this earthquake was produced in the continental crust of the overriding plate by right lateral motion along a nearly vertical fault striking 305°. No regional bathymetric lineation is observed in this area with a similar orientation, so it is unlikely that the event occurred along a regional transcurrent fault, such as the Barra de Navidad fault (Bourgeois et al., 1988). The deflections of the canyon have roughly this orientation, however as is clearly seen in Fig. 5A, no lineaments are observed to extend along the projection of the canyon deflections in the area outside the confines of the canyon. Thus, the fault producing the event must be confined to the limits of the canyon (there are some lineaments with similar orientations SE of the canyon but these are not inline with the canyon deflections).

To account for the above observations, we propose that oblique convergence between the Rivera and North American plates has fractured the forearc area of the Jalisco Subduction Zone forming at least two crustal blocks, the Banderas Forearc Block in the north and the southern Jalisco Forearc Block to the south (Fig. 12). The boundary between these two blocks lies in the region where the change in subduction obliquity, and hence the amount of extension, is the greatest (i.e. in the area of Ipala Canyon). We further propose that the formation of Ipala Canyon was the result of a small, progressive separation of the two blocks, the blocks moving in a trench parallel direction. As the two blocks separated the canyon formed in the space between the separating blocks. Thus the canyon reflects the geometry of the boundary between the two blocks (i.e. the breakup was not along a linear trend). In this scenario, the 20 March 2010 event would have most likely occurred along the canyon deflection located in the mid slope region (Fig. 12) and represents slip between these two crustal forearc blocks. From the width of the canyon, the blocks have separated by at most only a few kilometers. One of the remaining questions to resolve before we can definitely state that there is an independently moving Banderas Forearc Block is “Where and what is the nature of the boundary between this forearc block and the rest of the Jalisco Block?”. This is left for future investigations.

5. Conclusions

The main conclusions of this study are:

1. A prominent submarine canyon, the Ipala Canyon, is observed on newly collected, previously unpublished, multibeam bathymetric and high-resolution seismic reflection data in the area where plate motion models predict a large change in the obliquity of subduction along the Jalisco Subduction Zone.

2. This canyon has a length of 114 km, an average incision depth of about 400 m, and cuts across the entire continental shelf and slope eventually draining into the MAT. The canyon sinuosity 1.698 is comparable with the maximum sinuosity canyons of western North America (1.950).
3. The canyon is classified as Type 2 (Harris and Whiteway, 2011).
4. Subbottom seismic profile data reveal only a small amount of sediment within the canyon floor indicating that the canyon is presently active (i.e. funneling sediments into the trench). The existence of narrow meander channels and slump dams of Ipala Canyon indicate that sediment transport down the submarine canyon is episodic or staged but not continuous.
5. Consistent with plate kinematic models and the slip vector of the 20 March 2010 earthquake, we propose that the Ipala canyon marks the boundary between two forearc blocks (the Banderas Forearc Block to the NW and the southern Jalisco Forearc Block to the SE) that are actively separating in a roughly trench parallel direction (i.e. NW–SE).

Acknowledgments

We thank the captain and crew of the B.O. EL PUMA and the shipboard scientific party (Francisco Ponce Nuñez, Daniel Armando Pérez Calderón, Glicina Ortiz Zamora, Nely Ramírez Miguel, Sandra Valle Hernández, Francisco Reyes Hernández, Victor Jesús Tapia Cruz, Jorge Escobedo Molina, Iván Ariel Rufino Contreras, José Juan Pliego Silva, Elizabeth Andrómeda Pérez González, Francisco Mendoza Torres, Jonatán Arreola Manzano and Roberto Galindo Domínguez) for their help during the MORTIC08 campaign. The first author also thanks Carmen Millan, Mariana Castillo and Ana Lucia Ramos Barreto for their help with the processing software. We also thank François Michaud and Rafael Bartolomé for their constructive reviews of the manuscript. Financial support was provided by CONACyT grant #50235F and DGAPA grant #s IN104707, IN108110, IN115513, IN102507, IN114410, and IN115613. Financial support for the ship time was provided by UNAM (CABO).

References

- Argus, D.F., Gordon, R.G., Heflin, M.B., Ma, C., Eanes, R.J., Willis, P., Peltier, W.R., Uwen, S.E., 2010. The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's centre from space geodesy. *Geophys. J. Int.* 180, 913–960.
- Atwater, T., 1970. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81, 3513–3536.
- Avé Lallemant, H.G., 1996. Displacement partitioning and arc-parallel extension in the Aleutian volcanic island arc. *Tectonophysics* 256, 279–293.
- Bandy, W.L., 1992. Geological and Geophysical Investigation of the Rivera–Cocos Plate Boundary: Implications for Plate Fragmentation (Ph. D. dissertation) Tex. A&M Univ., College Station, Texas (195 pp.).
- Bandy, W.L., Pardo, M., 1994. Statistical examination of the existence and relative motion of the Jalisco and southern Mexico blocks. *Tectonics* 13 (4), 755–768.
- Bandy, W.L., Kostoglodov, V., Singh, S.K., Pardo, M., Pacheco, J., Urrutia-Fucugauchi, 1997. Implications of the October 1995 Colima Jalisco Mexico earthquakes on the Rivera–North America Euler vector. *Geophys. Res. Lett.* 24 (4), 485–488.
- Bandy, W.L., Michaud, F., Bourgeois, J., Calmus, T., Dymant, J., Mortera-Gutiérrez, C.A., Ortega-Ramírez, J., Pontoise, B., Royer, J.-Y., Sichler, B., Sosson, M., Rebolledo-Vieyra, M., Bigot-Cormier, F., Diaz-Molina, O., Hurtado-Artunduaga, A.D., Pardo-Castro, G., Trouillard-Perrot, C., 2005. Subsidence and strike-slip tectonism of the upper continental slope off Manzanillo, Mexico. *Tectonophysics* 298, 115–140.
- Bandy, W., Castillo Maldonado, M., Mortera-Gutiérrez, C.A., 2014. Seamount subduction and related deformation and seismicity of the continental slope off Manzanillo, Mexico, as evidenced by multibeam data. *Eos, Annual Fall Meeting of the AGU*, pp. 15–19 (Dec., 2014).
- Bandy, W.L., Hilde, T.W.C., 1983. Structural features of the Bonin arc: implications for its tectonic history. *Tectonophysics* 99, 331–353.
- Bandy, W.L., Yan, C.Y., 1989. Present-day Rivera–Pacific and Rivera–Cocos relative motions (abstract). *EOS Trans. Am. Geophys. Union* 70, 1342.
- Bandy, W.L., Kostoglodov, V., Hurtado-Díaz, A., Mena, M., 1999. Structure of the southern Jalisco subduction zone, Mexico, as inferred from gravity and seismicity. *Geophys. Res. Lett.* 26, 127–136.
- Bandy, W.L., Michaud, F., Dymant, J., Mortera-Gutiérrez, C.A., Calmus, T., Sosson, M., Jose, Ortega-Ramírez, Royer, J.-Y., Pontoise, B., Sichler, B., Bourgeois, J., 2008. Multibeam bathymetry and sidescan imaging of the Rivera transform–Moctezuma spreading segment junction, northern east Pacific Rise: new constraints on Rivera–Pacific relative plate motion. *Tectonophysics* 454, 70–85.
- Bandy, W.L., Michaud, F., Mortera Gutierrez, C.A., Dymant, J., Bourgeois, J., Royer, J.-Y., Calmus, T., Sosson, M., Ortega Ramirez, T., 2011. The mid-Rivera-transform discordance: morphology and tectonic development. In: Taran, Y., Mortera Gutierrez, C., Kostoglodov, V. (Eds.), *Bandy, W.L. Geodynamics of the Mexican Pacific Margin*. Birkhauser, pp. 141–164 <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-0348-0197-3>
- Bandy, W.L., Mortera-Gutiérrez, C.A., Ortiz-Zamora, G., Ortega-Ramírez, J., Galindo Domínguez, R.E., Ponce-Núñez, F., Pérez-Calderón, D., Rufino Contreras, L., Valle-Hernandez, S., Pérez-Gonzalez, E., 2010. Collapse of the northern Jalisco continental slope: subduction erosion, forearc slivering, or subduction beneath the Tres Marias escarpment. Abstract #T13A-2179, AGU Fall Meeting 2010.
- Bartolome, R., Dañoibeitia, J.J., Michaud, F., Córdoba, D., Delgado-Argote, L., 2011. Imaging the seismic crustal structure of the Western Mexican margin between 19°N and 21°N. *Pure Appl. Geophys.* 168, 1373–1389.
- Beck Jr., M.E., 1983. On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophysics* 93, 1–8.
- Beck Jr., M.E., 1991. Coastwise transport reconsidered: lateral displacements in oblique subduction zones, and tectonic consequences. *Phys. Earth Planet. Inter.* 68, 1–8.
- Bourget, J., Zaragosi, S., Garlan, T., Gabelotaud, I., Guyomard, P., Dennielou, B., Eliou-Zimmermann, N., Schneider, J.L., 2008. Discovery of a giant deep-sea valley in the Indian Ocean, off eastern Africa: the Tanzania channel. *Mar. Geol.* 255 (3–4), 179–185.
- Bourgeois, J., Renard, V., Aubouin, J., Bandy, W., Barrier, E., Calmus, T., Carfantan, J.-C., Guerrero, J., Mammerickx, J., Mercier de Lépinay, B., Michaud, F., Sosson, M., 1988. Active fragmentation of the North American plate: offshore boundary of the Jalisco block off Manzanillo. *C.R. Acad. Sci. Paris Ser. II* 307, 1121–1130.
- Brown, H., Holbrook, S., Paramo, P., Lizarralde, D., Axen, G.J., Fletcher, J., Gonzalez-Fernandez, A., Harding, A., Kent, G., Unhoefer, P., 2009. Seismic Structure of the Rivera Plate Beneath the Jalisco Block, Western Mexico. From the PESCADOR Experiment. Margins Program, Award 01-121152, 01-12149,01-12058,01-11983, 01-11738 (April, 2001), p. 5.
- Buffington, E.C., 1964. Structural control and precision bathymetry of La Jolla submarine canyon, California. *Mar. Geol.* 1, 44–58.
- Castillo, M., Bandy, W.L., Mortera Gutierrez, C.A., 2013. Morphology and shallow geological structure of the continental slope located between Manzanillo, Colima, and Chamela, Jalisco, Mexico, using multibeam bathymetry and high resolution seismic reflection data (abstract). AGU Meeting of the Americas, Cancun, Mexico (May 14–17).
- DeMets, C., Stein, S., 1990. Present-day kinematics of the Rivera plate and implications for tectonics in southwestern Mexico. *J. Geophys. Res.* 95, 21931–21948.
- DeMets, C., Wilson, D.S., 1997. Relative motions of the Pacific, Rivera, North American, and Cocos plates since 0.78 Ma. *J. Geophys. Res.* 102 (B2), 2789–2806.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophys. J. Int.* 181, 1–80. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>
- Fitch, T.J., 1972. Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific. *J. Geophys. Res.* 77, 4432–4460.
- Geist, E.L., Childs, J.R., Scholl, D.W., 1988. The origin of summit basins of the Aleutian Ridge: implications for block rotation of an arc massif. *Tectonics* 7, 327–341.
- Greene, H.G., Maher, N.M., Paull, C.K., 2002. Physiography of the Monterey Bay National Marine Sanctuary and implications about continental margin development. *Mar. Geol.* 181, 55–82.
- Harris, P.T., Whiteway, T., 2011. Global distribution of large submarine canyons: geomorphic differences between active and passive continental margins. *Mar. Geol.* 285, 69–86.
- Jarrard, R.D., 1986. Terrain motion by strike-slip faulting of forearc slivers. *Geology* 14, 780–783.
- Kimura, G., 1986. Oblique subduction and collision: forearc tectonics of the Kuril arc. *Geology* 14, 404–407.
- Kostoglodov, V., Bandy, W., 1995. Seismotectonic constraints on the convergence rate between the Rivera and North American plates. *J. Geophys. Res.* 100 (B9), 17977–17989.
- Lonsdale, P., 1995. Segmentation and disruption of the East Pacific Rise in the Mouth of the Gulf of California. *Mar. Geophys. Res.* 17, 323–359.
- McCaffrey, R., Zwick, P.C., Bock, Y., Prawirodirdjo, L., Genrich, J.F., Stevens, C.W., Puntodewo, S.S.O., Subarya, C., 2000. Strain partitioning during oblique plate convergence in northern Sumatra: geodetic and seismologic constraints and numerical modeling. *J. Geophys. Res.* 105 (B12), 28363–28376.
- Michaud, F., Mercier de Lépinay, B., Bourgeois, J., Calmus, T., 1996. Evidence for active extensional tectonic features within the Acapulco trench fill at the Rivera–North America plate boundary. *C. R. Acad. Sci. Sér. II Méc. Phys. Chim. Sci. Univers. Sci. Terre* 323 (2), 145–152.
- Minster, J.B., Jordan, T.H., 1979. Rotation vectors for the Philippine and Rivera plates (abstract). *EOS Trans. Am. Geophys. Union* 60, 958.
- Nittrouer, C.A., Wright, L.D., 1994. Transport of particles across continental shelves. *Rev. Geophys.* 32 (1), 85–113.
- Núñez-Cornú, F.J., Córdoba, D., Dañoibeitia, J.J., Bandy, W.L., Ortiz Figueroa, M., Bartolome, R., Núñez, D., Zamora-Camacho, A., Espíndola, J.M., Castellón, A., Escudero, C.R., Trejo-Gómez, E., Escalona-Alcazar, F. de J., Suárez-Plascencia, C., Nava, F.A., Mortera, C., Tsujal Working Group, 2016. Geophysical studies across Rivera Plate and Jalisco block, MEXICO: Tsujal Project. *Seismol. Res. Lett.* 87, 59–72.
- Núñez-Cornú, F.J., Suárez-Plascencia, C., Escudero Ayala, C.R., Gómez, A., 2011. Jalisco regional seismic network (RESAJ) (abstract). *Eos. Trans. AGU* 92, 52.
- Ramírez-Herrera, M.T., Kostoglodov, V., Urrutia-Fucugauchi, J., 2011. Overview of recent coastal tectonic deformation in the Mexican subduction zone. In: Bandy, W.L., Taran, Y., Mortera Gutierrez, C., Kostoglodov, V. (Eds.), *Geodynamics of the Mexican Pacific Margin*. Birkhauser, pp. 165–184 <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-0348-0197-3>.

- Restrepo-Correa, I.C., Ojeda, G.Y., 2010. Geologic constraints on the morphology of La Aguja submarine canyon. *J. S. Am. Earth Sci.* 29, 861–870.
- Ryan, W.B.F., Carbotte, S.M., Coplan, J.O., O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., Weissel, R.A., Ferrini, V., Goodwillie, A., Nitsche, F., Bonczkowski, J., Zemsky, R., 2009. Global multi-resolution topography synthesis. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, Q03014. <http://dx.doi.org/10.1029/2008GC002332>.
- Shepard, F.P., 1963. *Submarine Geology*. Harper & Row, New York.
- Shepard, F.P., 1981. Submarine canyons, multiple causes and long-time persistence. *AAPG Bull.* 65 (6), 1062–1077.
- Shepard, F.P., Emery, K.O., 1941. Submarine topography off the California coasts. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 31 (171pp.).
- Skene, K.I., Piper, D.J.W., 2006. Late Cenozoic evolution of Laurentian Fan: development of a glacially-fed submarine fan. *Mar. Geol.* 227 (1–2), 67–92.
- Suárez, G., Jaramillo, S.H., Bandy, W.L., 2013. Relative motion between the Rivera and North American plates determined from slip directions of earthquakes. *Pure Appl. Geophys.* 170, 2163–2172.
- Udías, A., 2000. *Principles of Seismology*. Cambridge University Press (492 pp.).

5.2. Elementos morfotectónicos del Bloque de Antearco de Banderas

En el área norte observamos principalmente el colapso del talud que forma la provincia de la terraza en la pendiente, donde se encuentran: los domos de 2 montes submarinos; 3 bloques separados alineados en las coordenadas $20^{\circ} 30'N$, $106^{\circ}20'O$; otros dos bloques separados en los puntos $20^{\circ} 14' N$ y $106^{\circ} 15'O$, y $20^{\circ} 30'N$, $105^{\circ} 50'O$. ; una cuenca en las coordenadas $20^{\circ} 10'N$ y $106^{\circ} 10'O$; un horst en la parte $20^{\circ} 10'N$ y $106^{\circ} 50' O$; tres fallas activas $20^{\circ} 7.5' N$ y $106^{\circ} 5' O$, $20^{\circ} 15'N$ y $106^{\circ}O$ (Bartolomé et al., 2016) y $20^{\circ} 15'N$ y $105^{\circ} 45'O$ (que va del escarpe muy alto y por debajo del horst); y una falla transcurrente en el $20^{\circ} 7.5'N$ y $105^{\circ} 55'O$ que nos muestra el movimiento del colapso. La falla con coordenadas $20^{\circ} 15'N$ y $105^{\circ} 45'O$ podría ser la que representa la geometría, ya que se parece más a una característica de colapso debido a que está arqueada. (Fig. 25.)

Los resultados del presente estudio revelan que el límite sur del Bloque de Antearco de Banderas es un límite extensional delimitado por el cañón submarino Ipala recientemente descubierto (Urías Espinosa et al., 2016). Una solución del mecanismo focal sísmico cerca del Cañón Ipala indica desplazamientos laterales derechos a lo largo de fallas de impacto NO-SE, de las cuales inferimos que el Bloque de Antearco de Banderas se mueve hacia el NO en relación con el bloque de la corteza ubicado al sur del cañón y que las extremidades orientadas NO-SE del Cañón Ipala son fallas transformantes que separan los dos bloques de la corteza. Este límite se ubica en

el área donde ocurre un aumento abrupto en la cantidad de convergencia oblicua, consistente con el área que es una zona de extensión paralela de la trinchera.

Al oeste, el Bloque de Antearco de Banderas está delimitado por la MAT, donde el eje de la trinchera muestra un relieve marcado. Las profundidades de la trinchera al norte y al sur del Bloque de Antearco de Banderas alcanzan más de 4,500 metros, mientras que en la trinchera la profundidad disminuye a menos de 3,800 metros adyacentes a dicho bloque. El cañón submarino de Banderas desemboca en el área más superficial de la trinchera, lo que sugiere que el relleno de la trinchera se debe a la acumulación de sedimentos gruesos de la trinchera por sedimentos transportados por el cañón. Si es así, ésta puede ser una analogía moderna de la formación del abanico Magdalena actualmente ubicado cerca de Baja California: curiosamente, se propone que el abanico Magdalena se formó en esta misma área frente a Bahía de Banderas a las 12-14 Ma (Marsaglia, 2004). Por lo tanto, este abanico podría ser denominado como el "Hijo del Fan de Magdalena". Sin embargo, se necesita un estudio de reflexión sísmica multicanal más detallado para confirmar que el banco se deba al relleno de sedimentos.

Al norte, el Bloque de Antearco de Banderas está delimitado por un prominente lineamiento orientado NO-SE del cual se ubica una de las vertientes del Cañón de Banderas. El lineamiento Norte es parte de un conjunto sísmicamente activo de lineamientos regionales claramente observados en tierra (Rutz-López et al., 2013). La tendencia del lineamiento Norte es casi idéntica a la tendencia de las fallas

transformantes propuestas ubicadas a lo largo del límite sur del Bloque de Antearco de Banderas. El Cañón de Banderas está desplazado en sentido lateral derecho a lo largo de este lineamiento y el reciente relleno sedimentario del cañón se ve interrumpido en este desplazamiento, indicando nuevamente que el lineamiento está activo. Con base en estas observaciones, proponemos que este lineamiento es también una falla transformante lateral derecha que separa el Bloque de Antearco de Banderas del resto del JB ubicado al norte.

Hacia el este, el Bloque de Antearco de Banderas está delimitado por el prominente escarpe batimétrico, que forma el límite entre la plataforma continental y el talud continental. Los recientes perfiles de reflexión sísmica multicanal plantean la posibilidad de que el límite oriental esté marcado por una serie de fallas normales léxicas regionales hacia el noroeste (Bartolomé et al., 2016).

En general, el fondo marino del Bloque de Antearco de Banderas es bastante plano, es decir, una terraza, y se denomina la "Provincia de la terraza del talud" (Mortera Gutiérrez et al., 2016). El Cañón de Banderas atraviesa el centro del bloque, intersecando la trinchera a 20° 25'N. Como se mencionó anteriormente, se observan tres cúpulas batimétricas prominentes. Las dos cúpulas del norte tienen depresiones batimétricas circulares situadas hacia el mar de la cúpula cerca de la trinchera, lo que sugiere una subducción del monte submarino. La cúpula meridional está adyacente a la trinchera y no tiene baja asociada; sin embargo, hay una hendidura y un hundimiento del flanco SO del monte submarino, lo que muestra una subducción del

monte submarino en esta área. La esquina noroeste del bloque se inclina hacia el NO hacia un punto bajo batimétrico ubicado al este de la Sierra Cleofes, lo que indica un mayor colapso de la pendiente continental en esa área.

El horst estrecho orientado NE-SO (que recorre el punto 20 30 'N, 106 00' O) es de particular importancia puesto que el Cañón de Banderas se desvía hacia el sur del mismo, es decir, el cañón corre a lo largo del lado sureste del horst. Las fallas normales limitantes presentes en el horst son perpendiculares a la alineación batimétrica que forma el límite norte del Bloque de Antearco de Banderas. Esto indica que esta área está siendo sometida a esfuerzos de extensión orientados NO-SE, consistentes con lo observado en la Bahía de Banderas (Núñez Cornú et al., 2000; Mortera Gutiérrez et al., 2016).

Los elementos morfotectónicos observados pueden explicarse fácilmente como surgidos de la extensión NO-SE y el colapso asociado dentro del Bloque de Antearco de Banderas en relación con el resto del JB, junto con la deformación interna producida por la subducción del monte submarino. Las causas de esta extensión y colapso cortical se discuten en las siguientes secciones.

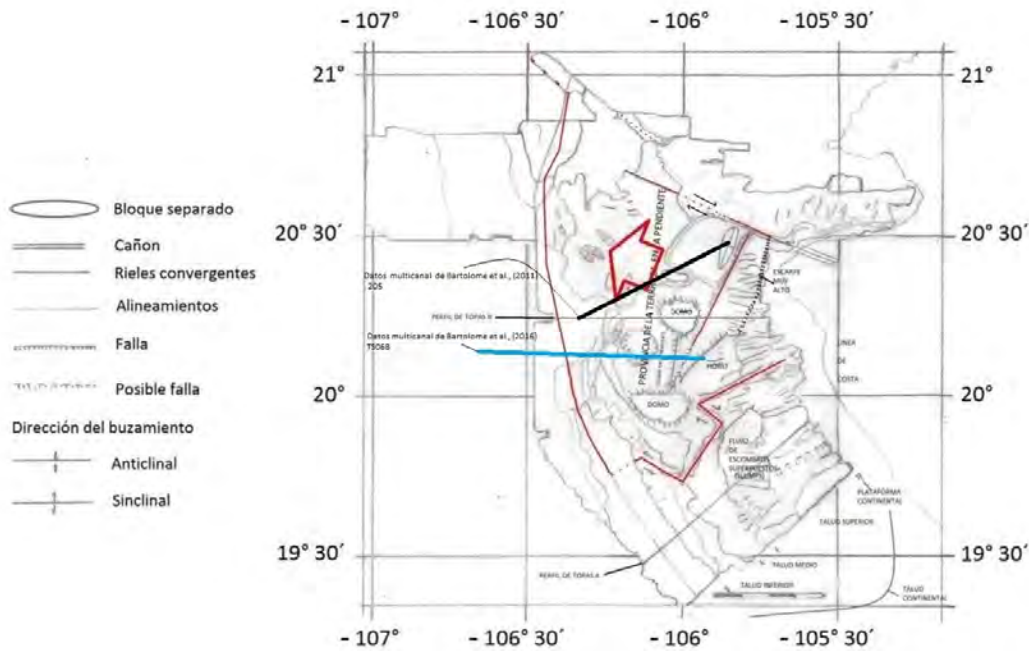


Fig. 25. Colapso del talud. La flecha roja indica la dirección general del colapso.

5.3. Causa del colapso del antearco. Causa de los colapsos de cuencas y colapso de talud continental

Los tres posibles mecanismos del colapso del talud son: 1. Erosión basal por subducción de montes submarinos; 2. Un estiramiento de la placa superior por convergencia oblicua de la Placa de Rivera con respecto al norte de la Placa Norteamericana; y 3. Erosión basal por la subducción de una extensión de la dorsal oceánica. Al observar el mapa de fallas en perfiles sísmicos de Topas PS18 junto con la morfología indicada por la batimetría multihaz, se infiere que las cuencas se originaron en parte por las fallas pero principalmente por erosión del material y aquí se propone que el colapso se originó por la subducción de una dorsal. Las cuencas

están rellenas de sedimentos y en la cuenca que se encuentra en 20° 9'N 106° 9'O se identifica una falla inactiva totalmente cubierta por los sedimentos formando un plano en la cuenca.

El colapso del talud continental es modificado por la subducción de la dorsal y por las zonas de convergencia de la Placa de Rivera hacia Norteamérica. Brevemente, aquí se propone que el talud continental superior colapsó por erosión debido a la subducción de una dorsal oceánica.

5.3.1. Causa 1. Subducción de montes submarinos

La subducción de montes submarinos es una posible explicación para el colapso del margen. Ésta podría causar el colapso y la extensión NO-SE del Bloque de Banderas. ¿Podría la subducción de los montes submarinos causar un colapso tan grande?

La subducción de los montes submarinos ubicados en la placa descendente produce una elevación en la placa continental por encima del monte submarino y el hundimiento de la placa continental una vez que el monte submarino ha pasado la zona.

Como se ha visto en el capítulo anterior, se considera el modelo RIVNA-BM2015 como el más indicado para la zona de estudio. Por medio de éste se predice

una tasa de convergencia en el área de alrededor de 2,0 cm / año o 20 km / m. año. Los derrumbes “X” y “Y” forman una hendidura en el talud inferior. La altura batimétrica en 20 ° 27.5'N, 106 ° 19.5' O, la hendidura y las hundimientos son claramente el resultado de la subducción de un monte submarino.

Otro monte submarino subducido (20 ° 28'N, 106 ° 18'O) tiene una distancia de 4km respecto a la trinchera usando el vector correspondiente a RIVNA-BM2015 y un inicio de subducción de alrededor de 0.2 Ma y el siguiente monte subducido (20 ° 17'N 106 ° 04' O) tiene una distancia de 8 km respecto a la trinchera usando el vector correspondiente a RIVNA-BM2015 y una subducción de 0.4 Ma. Finalmente aparece un domo (20 ° 17'N, 105 ° 59'O) que tiene una distancia respecto a la trinchera usando el vector correspondiente a RIVNA-BM2015 de 31km y una tasa de convergencia de 1.6 Ma.

A partir de la morfología del Bloque de Antearco de Banderas, la subducción de montes submarinos parece afectar sólo a la placa superior en la base del talud continental, y la subsidencia se limita a un área local mar adentro del monte submarino. Concluyo que la subducción del monte submarino no es la causa a menos que haya un gran monte submarino de proporciones extraordinarias que fue subducido. Además, hacia el mar del eje de la trinchera frente al Bloque de Antearco de Banderas no hay cadenas de montes submarinos que puedan indicar que el colapso del bloque se debió a la subducción de una cadena de montes submarinos.

5.3.2. Causa 2. Zona transformante subducida. (Ángulo transformante pequeño o alta subducción oblicua)

La Placa de Rivera oceánica colisiona con la Placa de Norteamérica continental. La primera queda abajo de la segunda por ser más densa, se hunde hacia el manto. En la intersección de las dos placas se encuentra la fosa oceánica donde se acumulan los sedimentos. El límite transformante está entre dos placas a largo del cual el desplazamiento relativo entre ambas es lateral.

Típicamente, hay dos tipos de fallas transformantes: las que segmentan las dorsales mesoceánicas y las que forman los bordes pasivos entre placas tectónicas continentales. A lo largo de las fallas transformantes que forman los bordes pasivos entre placas tectónicas, las placas se desplazan horizontalmente una al lado de la otra sin producir ni destruir la litosfera. Pero existe otro tipo de falla transformante paralela entre las placas (ángulo transformante pequeño o subducción oblicua de 90°) que es una transición transformante, una parte de la placa que no está convergiendo y por lo tanto tampoco subduciendo. Un ejemplo sería el Arco Aleutiano.

El Polo de Euler RIVNA-BM2015 indica que en el JB existe una transición SSST similar al del Arco Volcánico Aleutiano debido a su antearco (Avé Lallemant and Oldow, 2000). Al sur se presenta una región donde no hay convergencia sino una zona transformante paralela a la trinchera que inicia en la coordenada 20° 24'N. La característica principal es la diferencia de las superficies de la parte norte con la parte sur que podría ser una coincidencia o una causa de la morfología. (Fig. 26)

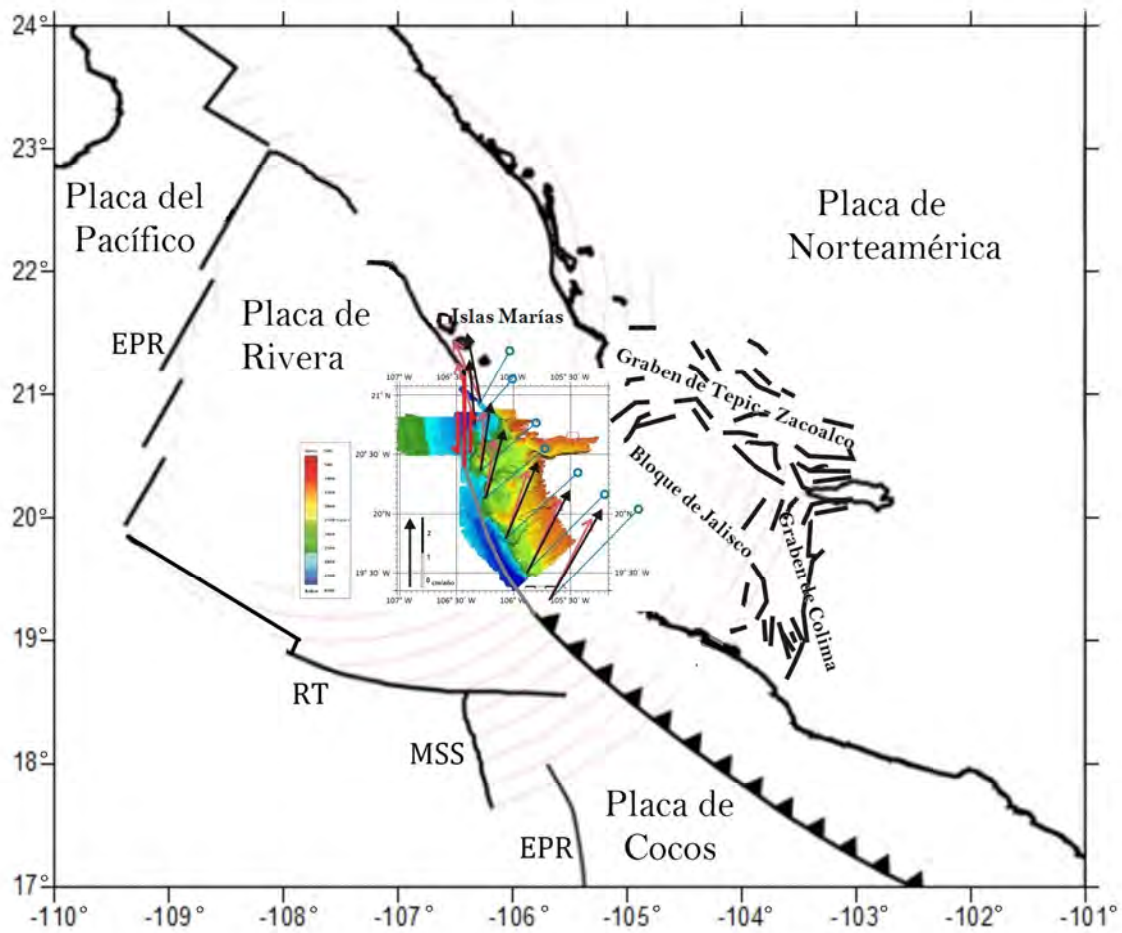


Fig. 26. Se observa la falla transformante representada por la línea roja. Las líneas de la trinchera negra y gris son zonas de convergencia. EPR=East Pacific Rise =Dorsal Este del Pacifico, RT=Rivera Transform=Transformada de Rivera, y MSS=Moctezuma Spreading Segment=Extensión del segmento de Moctezuma.

5.3.3. Causa 3. Subducción de la dorsal.

Michaud et al. (2001) son los primeros que proponen que parte de la dorsal este del Pacifico se está subduciendo. Peláez Gaviria et al. (2008) mencionan que esta dorsal se subduce pero la parte norte del segmento de la dorsal finaliza en la trinchera al oeste de Chamela. Sin embargo, los resultados del presente estudio no descartan la

posibilidad relacionada por Michaud de que la parte norte de la dorsal termina un poco más al norte, cerca de Puerto Vallarta (**Fig. 27**). A continuación se esboza una breve cronología sin entrar en detalles del movimiento de la dorsal, el cual es desconocido:

Hace más de dos millones de años, la dorsal se propagaba hasta las Islas Marías. Después, el segmento de la dorsal termina en la transformante de Rivera debido a su formación. El segmento de la dorsal al norte de la Transformante de Rivera y cerca del MAT se volvió inactivo. Más tarde, la parte inactiva de la dorsal al norte de la Transformante de Rivera comenzó a subducirse debajo del JB. En la actualidad es posible que la dorsal se encuentre bajo la Bahía de Banderas. i.e. es decir, en el margen este de la zona colapsada.

En la zona norte del área de estudio es claro el colapso del talud continental debido a la subducción de la dorsal. Es decir, esta subducción sería como la subducción de un gran monte submarino lineal. Por lo tanto, el mecanismo del colapso sería similar al causado por la subducción del monte submarino. En primer lugar, se elevaría la corteza continental situada sobre la dorsal subducida. Dicha corteza levantada se habría colapsado cuando la cresta de la dorsal se hubiese movido por debajo de esta parte de la placa superior. Si la cresta de la dorsal de subducción está orientada NE-SO, entonces la extensión debida al paso de la dorsal debajo de la placa superior debería ser NO-SE y el área colapsada tendría que ser bastante grande. Por lo tanto, es concebible que la subducción de una dorsal de expansión del fondo marino inactivo podría producir el gran colapso y la extensión orientada NO-SE observada en el Bloque de Antearco de Banderas.

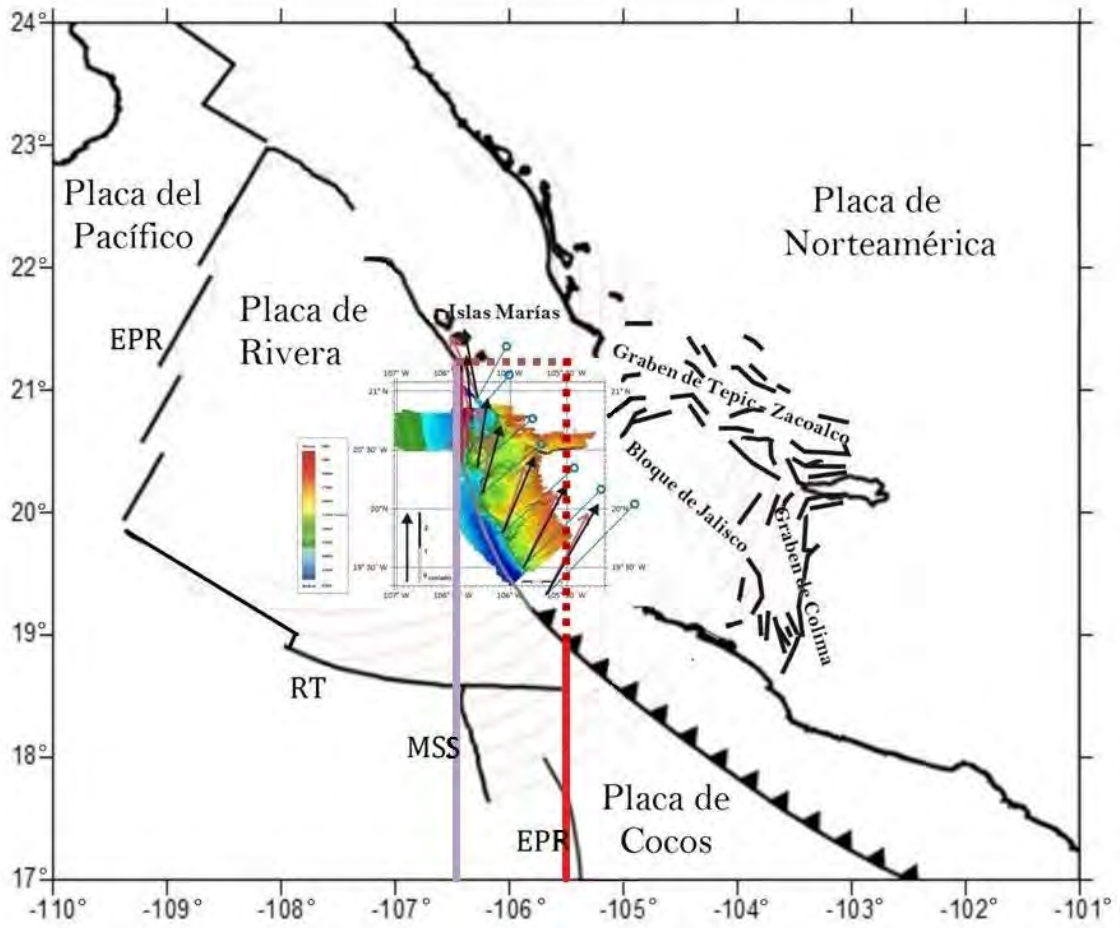


Fig. 27. Subducción de la dorsal. La línea morada representa la posición de la dorsal a los 2 Ma. La línea roja representa la dorsal en la actualidad.

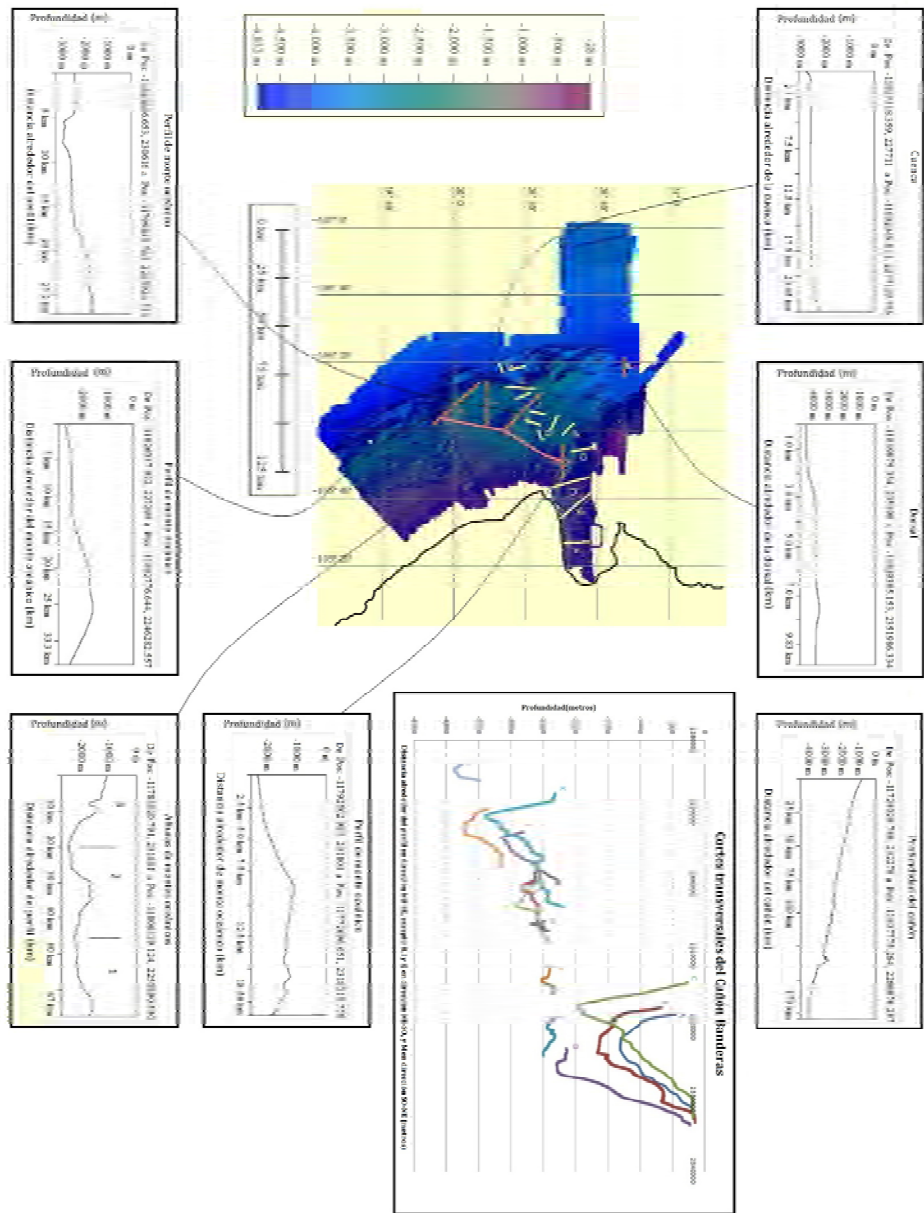


Fig. 28. Perfil de Profundidad perpendicular al cañón Banderas (abajo a la derecha), perfil longitudinal del cañón (arriba a la derecha) y perfil batimétrico. Nota.- Tenga en cuenta que los cañones están cortados en la pared norte de la depresión y no fluyen a lo largo del eje de la depresión.

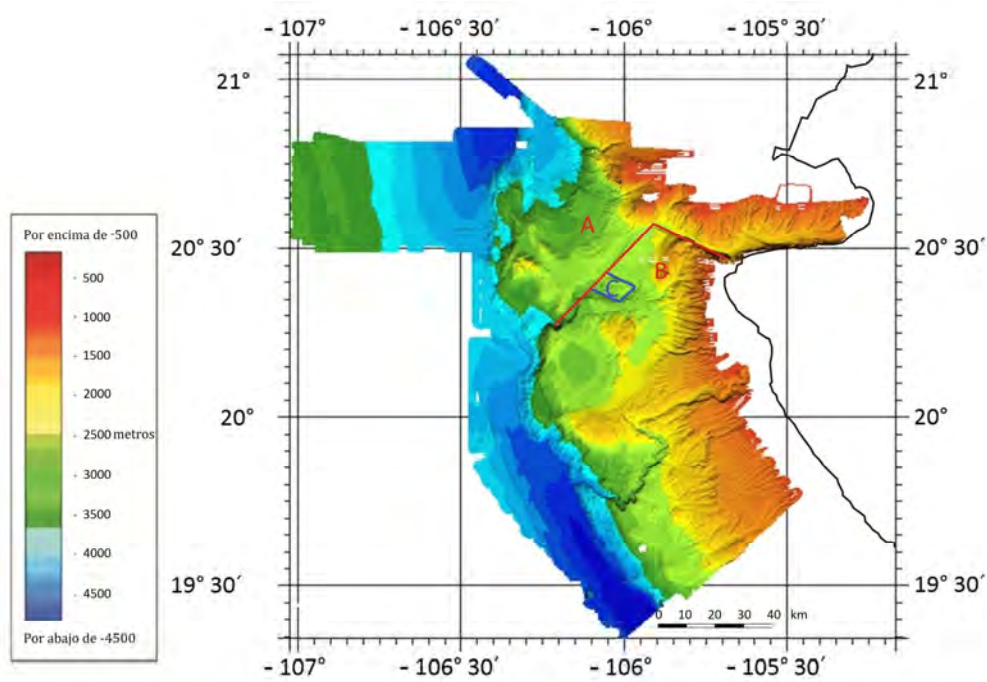


Fig. 29. Mapa de Bloques que modifican la trayectoria del Cañon de Balderas

5.4. Análisis de los modelos

Los resultados batimétricos se analizan para ver cuál de los tres modelos de Polos de Euler es compatible: RIVNA-BM2015, RIVNA-BG2015 (Urías Espinosa et al., 2016)) y el polo de Euler (Suárez et al., 2013). Tomando en cuenta la evolución descrita en este trabajo, el artículo de Urías Espinosa et al., (2016) y la posición de las Islas Tres Marías, se puede ver claramente que el modelo de Suárez no coincide. (Fig. 30A y Fig. 30B).

Se observan los tres montes submarinos: monte submarino (20° 17'N, 105° 59'O), monte submarino (20° 31'N, 105° 51'O) y el monte submarino (19° 58'N, 106° 04'O)

cercanos al cañón de Ipala que estarían relacionados a presión, alineados y dirigidos con un vector relacionado con el polo de Euler del modelo RIVNA-BM2015 pero también muy similar al de RIVNA-BG2015. Otro vector está en el monte submarino subido ($20^{\circ} 28'N$, $106^{\circ} 18'O$) y el monte submarino ($20^{\circ} 30'N$, $106^{\circ} 15'O$), esto se encontraría enlazado con el modelo RIVNA-BM2015. El siguiente vector del modelo RIVNA-BM2015 se ubicaría en la cresta ($20^{\circ} 39'N$ a $20^{\circ} 59'N$, $106^{\circ} 18'O$ a $106^{\circ} 20'O$). (Ver **Fig. 30**). Y otros vectores estarían relacionados con las estructuras en la isla de Marías. (**Fig. 2**). También serían visibles los mecanismos focales en esta área de estudio que corresponde al modelo RIVNA-BM2015 (**Fig. 18**). Por lo tanto, el modelo RIVNA-BM2015 es el vector de vectores de Euler más aproximado que está alineado con estructuras generadas por presión tales como montes submarinos, crestas e islas.

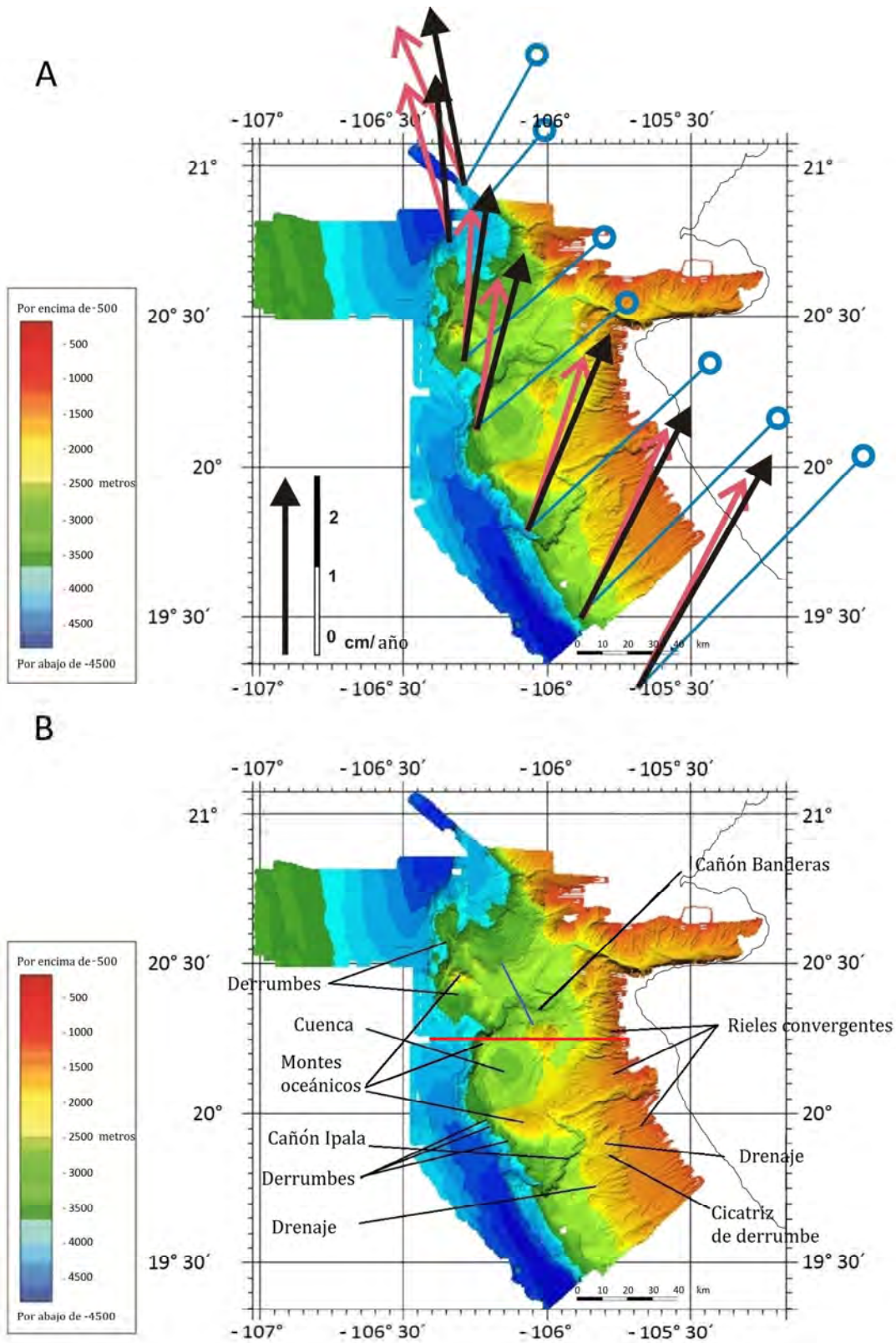


Fig. 30. (A) Tres modelos de polos de Euler: RIVNA-BM2015 (Flechas negras), RIVNA-BG2015 (Flechas rojas) (Urías Espinosa. et al., 2016)) y el tercer polo de Euler (Suárez et al., 2013) (Flechas azules). (B) Estructuras, perfil Fig. 23 en rojo y perfil Fig. 24 en azul.

6. CONCLUSIONES

1. Los resultados indican que la morfología macroscópica es característica de un margen dilatado y colapsado, y las tensiones extensionales se orientan NO-SE. Es posible que exista una pequeña cantidad de movimiento (<1 km) al NO del Bloque de Antearco de Banderas en relación con el resto del JB.
2. Se observa un cañón submarino prominente, el Cañón Ipala, en datos recolectados de reflexión sísmica, batimetría y retrodispersión de alta resolución, publicados en el artículo Urías et al. (2016), en el área donde los modelos de movimiento de placas predicen un gran cambio en la oblicuidad de subducción a lo largo de la zona de subducción de Jalisco.
3. El Cañón Ipala tiene una longitud de 114 km, una profundidad media de incisión de unos 400 metros, y recorre toda la plataforma continental y la pendiente que eventualmente drena hacia el MAT. La sinuosidad del cañón 1.698 es comparable con los cañones de sinuosidad máxima del oeste de América del Norte (1.950).
4. Los datos de perfil sísmico revelan sólo una pequeña cantidad de sedimentos dentro del Cañón Ipala, indicando que el cañón está actualmente activo (es decir, canalización de sedimentos en la trinchera). La existencia de canales meándricos estrechos y derrumbes en el Cañón Ipala indica que el transporte de sedimentos por el cañón submarino es episódico pero no continuo.

5. El Cañón Ipala junto con el Cañón Banderas fueron modificados por los procesos tectónicos relacionados con la convergencia entre la Placa de Rivera y el JB, donde hay levantamiento y hundimiento debido a la erosión por subducción, a la subducción de la cuenca submarina y deflexiones horizontales de los cañones por fallas transcurrentes/transformantes.

6. En concordancia con los modelos cinemáticos de placa y el vector de deslizamiento del sismo del 20 de marzo de 2010, proponemos que el Cañón Ipala que marca la frontera entre dos bloques del antearco (el Bloque de Antearco Banderas al NO y el Bloque de Antearco del Sur de Jalisco al SE) que se están separando activamente en una dirección paralela a la trinchera (es decir, NO-SE).

7. Al observar el mapa de fallas presentes en varios perfiles sísmicos de Topas PS18 junto con la morfología indicada por la batimetría multihaz, se infiere que las cuencas se originaron por las fallas pero principalmente por erosión del material por subducción de la dorsal. Aquí se propone que el colapso de las cuencas y del talud se originó por la subducción aludida. Las cuencas están rellenas de sedimentos y en la cuenca que se encuentra en 20° 9'N 106° 9'O se identifica una falla inactiva totalmente cubierta por los sedimentos que forman un plano horizontal en la cuenca.

8. RIVNA-BM2015 es el polo de Euler más aproximado al movimiento de la Placa de Rivera en donde se observan los vectores que se alinean con las estructuras generadas por la presión, como montes submarinos, dorsal e islas.

7. Apéndice



Imagen "El Puma". Pintura al oleo realizada por Gustavo Adolfo Merino Calcino.



Imagen "El Puma" en puntillismo realizado por Elsa Ruth Urías Espinosa



Imagen "Puma multihaz" realizado con pintura de calzado por Jaime Urías Espinosa

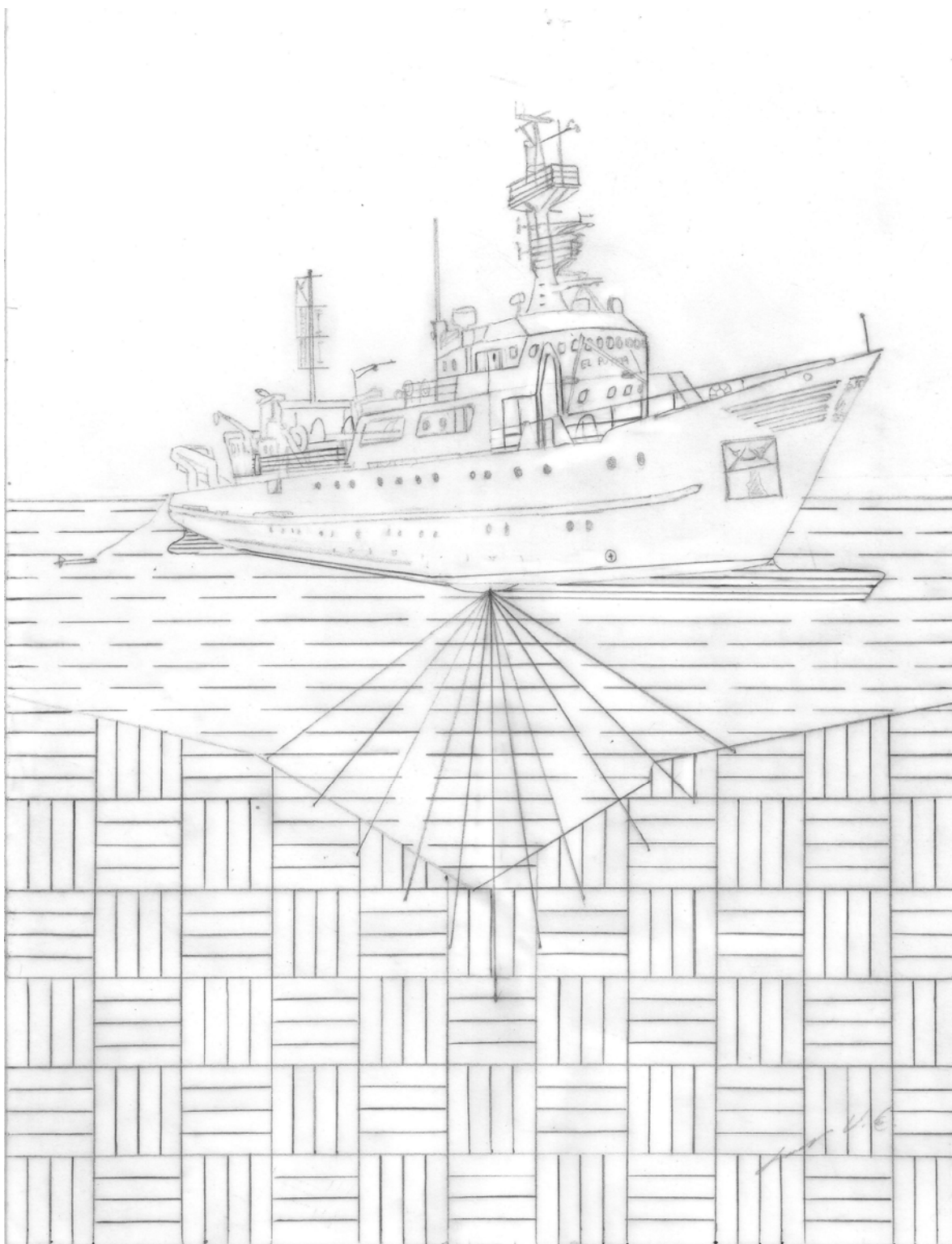


Imagen “El puma achurado” con lápiz en albanene por Jaime Urías Espinosa.

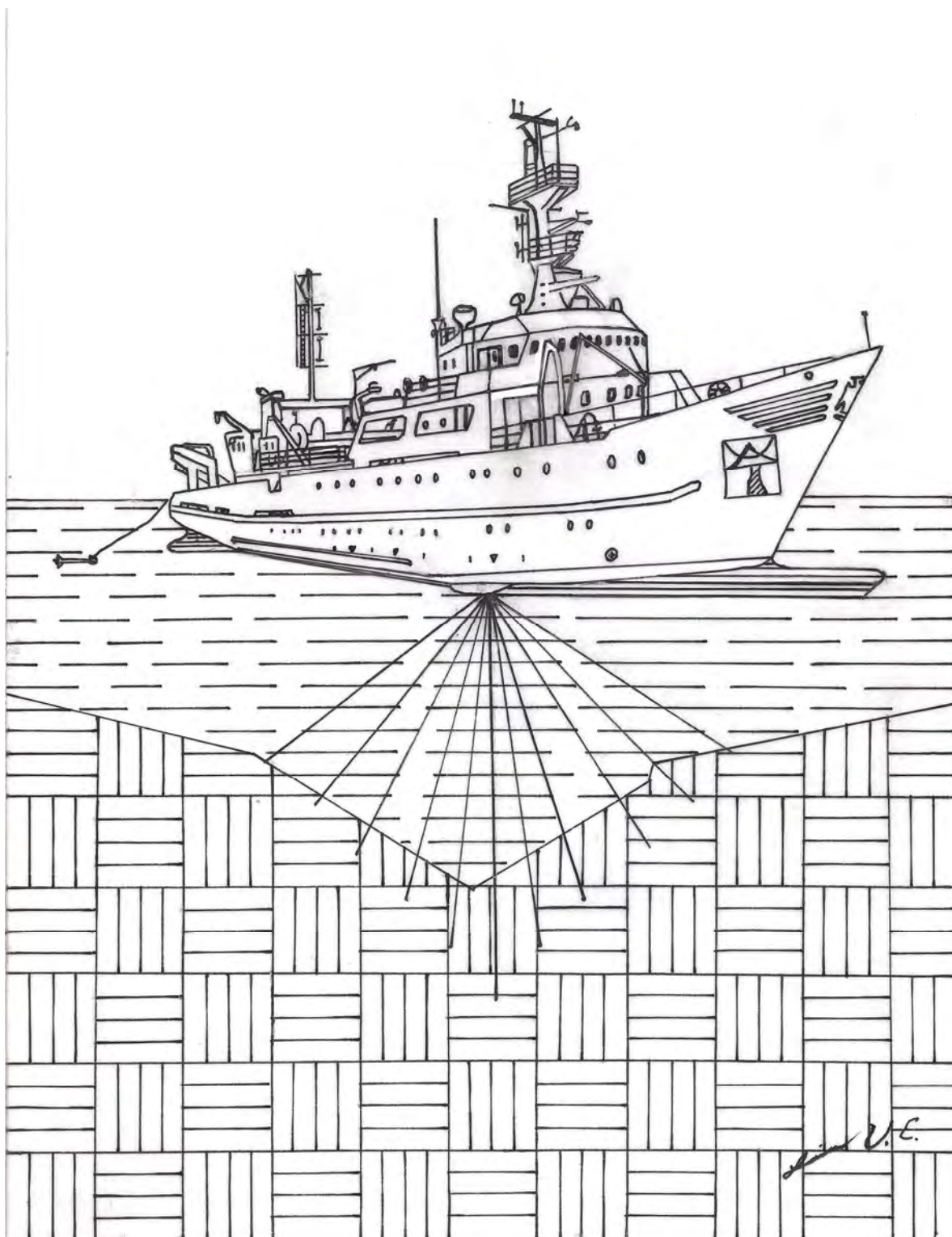


Imagen "El puma achurado" con estilógrafo en albanene por Jaime Urías Espinosa.



Figura de puntillismo Elsa Ruth Urías Espinosa 2016

Agradecimientos

Agradezco en especial a mi asesor, el Dr. William Lee Bandy, el cual respondió a demasiadas dudas en todo este trabajo. Al Dr. Neil Mitchell quien siempre estuvo ayudándome con mi artículo y tesis. Al Dr. Vladimir Kostoglodov y Dr. Carlos Mortera por ser mi Comité tutor. Dr. Tolson Jones, Dr. Francisco Cornú y al Dr. Suárez por ser mi comité de candidatura. Al Dr. Gustavo Tolson Jones, Dr. Kostoglodov, Dr. Calmus y el Dr. Gerardo Suárez por ser mis sinodales de este proyecto así como sus sugerencias para perfeccionarla. Doy gracias también al Dr. Raúl Valenzuela Wong mi antiguo asesor, Dr. Arturo Iglesias, Dr. Jaime Yamamoto, Dr. Marco Guzmán, Dr. Luis Quintanar, al Dr. Denis Legrand, al Dr. Luca Ferrari y a la Dra. Leticia por mi formación en el área de sismología. Y al apoyo brindado por Manuel Velásquez, Miguel y Daniel relacionado al servicio de cómputo. Agradezco al Servicio Sismológico Nacional el permitirme usar sus datos, en particular a Javier Pacheco, Carlos Valdés, Shri Krishna Singh, Arturo Cárdenas, José Luis Cruz, Jorge Estrada, Jesús Pérez y José Antonio Santiago. A la ayuda de la paquetería de Caraibes de Ifremer para generar mapas de Batimetría y retrodispersión del fondo oceánico. Generic Mapping Tools (GMT) [Wessel and Smith, 1998] Para generar mecanismos focales.

Quiero agradecer al Capitán , a la tripulación del B.O. EL PUMA y los compañeros del barco (Francisco Ponce Núñez, Daniel Armando Pérez Calderón , Glicina Ortiz Zamora, Nely Ramírez Miguel, Sandra Valle Hernández, Francisco Reyes Hernández, Víctor Jesús Tapia Cruz, Jorge Escobedo Molina, Iván Ariel Rufino Contreras, José Juan Pliego Silva, Elizabeth Andrómeda Pérez González, Francisco Mendoza Torres, Jonatán

Arreola Manzano y Roberto Galindo Domínguez) por la ayuda durante las campañas: BAPBRIB06, MAMRIV06, MORTIC06, MORTIC08, JGAP2012 y JGAP2013 . También las gracias a Carmen Millán, Mariana Castillo, Ana Lucia Ramos Barreto, Emanuel Zúñiga por la ayuda con el procesamiento de software También gracias al apoyo parcial de CONACyT Apoyo #5023F y el apoyo de DGAPA #s IN104707, IN108110, IN115513, IN102507, IN114410, and IN115613. Soporte financiero del tiempo de navegación provisto por UNAM (CABO).

A mis amigos del Posgrado en Ciencias de la Tierra, quienes fueron un pilar principal en la vida: Ana Lucia Ramos Barreto, Ana Belem Zavaleta Ramos, Anaïs Vermonden Tiboen, Hortencia Flores Estrella, Viridiana Vázquez Figueroa, María del Mar Sánchez Córdova, Marisol, Margarita, Flor de Azalea , Sofía Katherine Kufner, Laura Rosique Fresique De la Cruz, Esmeralda Romero, Teresa, Tania, Sandra, Juan Márquez Cruz, Guillermo Chávez Hernández, Gabriel Balderas, Gabriel Reyes Alfaro, Francisco Mendoza, Francisco Ponce, Said Jaramillo, Sac Nichte, Ángel Emmanuel Zúñiga, M.C. Javier Méndez, Gaby, Chuchox Jesús Jara Arellano, Juan Ramon de La Fuente, Winnie, Ricardo Flores, Gastón Santisteban Martínez, Jorge, Lenin, Oscar Gustavo, Jonathan, John Jairo Díaz Mojica y Daniel.

Sobre todo a mi exnovia Ana Lucia Ramos Barreto que me ayudó con mis programas para graficar mis modelos y a mi hermana que reviso la redacción.

A CONACYT que me apoyo con la beca de Doctorado.

A mi amigo Dr. Alejandro Peláez Menaldo que siempre estuvo cuando tuve dudas relacionadas a modelos matemáticos. A mi amigo M. en C. Martin Fragoso Oropeza que me enseñó a utilizar la razón ante todo. Al físico Rodrigo De La Teja Santa Cruz, al Lic. Omar, a Ubaldo, Omar May Hoffman, Karla Aguilar Barranco, Daniel Jimenez Almaraz, Sr. Miguel, Danny, Alberto y a Juan en encontrar en las cosas, una manera de divertirme.

A la familia Bermeo Del Valle: Señora José que en paz descanse, Carlos, Beatriz y Buster que me cuidaron por un largo tiempo las cosas que más amo.

A mis mascotas por su alegría: Tita, Ermita, Rejita, Candy, Modinha (Modis), Kiriku (Negrito), Pechan, Silvestrita, Noche, Meztli, Apache, 2 Gatines, 6 niños, Marañon, Slash, Firulais, Bonita, Patitas de Conejo, Toby, Bobby, Tontin, Garfield, Garfield jr. Mimi, Fifi, Termita, Patas, Patitas Blancas, Gorda, la Bebe, Pachito, Ludovico, Nenita, Daisy, Coffee Willy, Cotorrita, Cody, Terry Goku, Periquita, Cotorrin, Café, Gallo Loco, Negrita gallinita, Bunny, Besucona, Pipiolo, Plumita, Solecita, Eduardo Palomo, Chocotorro, Inocencia Santos, Xochicotl jr, Estela, Pernila, Linda, Flavio, Totoro, Pechocha, Escuali, Wapo, Joselita, Piopi, Monchita, Cafecito (Cafenio), Andatti, Manchitas, Margaret, Bebyta, Monet, Galena, Tornado, Pacifico , Libertad, Goku, Play Station 3, Garfield, Hinchadito, Peje, Chiqui Miao, Chiquipez, Chiquigato, Blanchett, Silvestrita Junior, Romeo, Julieta, Cangri, Lagry, Biana, Blue, Beichecito, Mafalda, Ramses, Tiyo, Pitufo, Rodolfo, etc.

A la Facultad de Ciencias, UNAM por mi formación. Y a mis amigos de la Facultad de Ciencias: Daniel, Manuel Cortes, Federico Preisser Rentería, Omar, Aldo Dector Oliver, Alfredo Vélez Panes, Saúl Hernández, Iván Segundo Camacho, Juan Olguín, Giovanni, Mirinda, Omar, Ismael, Marco Antonio Martínez, Roberto Nava Martínez, José Luis Ibarra Rodríguez, Juan José Jiménez, José Luis 2., José Hernández Valadez, Mauro Velázquez Méndez, Roberto Jonathan Martínez Bustos, Manuel, Héctor, Ernesto, Mercedes, Beatriz, Maribel Celada, Miguel A. Quiza, Germán, Olivia Urdapilleta Leyva, Rubén, Luis Román, Kike, Enrique Kernel Prieto Moreno, Adriana Minor, Sergio Antonio Alcalá Corona, Pedro Corona, Yuri Bonder Grimberg, Deni Zenteno, Mario, Cesar, Felipe y Cenia.

A mis amigos del IESM, Javier Loustanau Hotard, Miguel Efraín Ruiz Carrillo, Jara , Jaramillo, Ricardo Pimentel, Paul Sánchez De La Rosa, Alex. Carrete, Oscar, Alberto Velasco, Jaime Arturo Cerecer Molina, Nene Luis Javier Guzmán Aguirre, Torrontegui, Tadeo Gil Ozuna y Figueroa.

A mi amigo Javier Sayles Vargas que se adelanto. Y a mis amigos de infancia Edgar León Espinoza, David, Mario René, Mario Saúl Alcalá Vega, Ernesto, El de Topo, Dagoberto, Celso, Archí, Rodolfo Tovar, Chalino, Omar de la Cerda, Paul Absalón, Virote, Enrique Gómez Miguel, Sergio Guzmán, Jesús Aníbal Ordoñez Rojas, Sergio Armando Acosta, Paul Carrillo Ozuna, Mariela Sam, Eder, Álvaro Valenzuela,

Humberto Valenzuela, Marcia Castro, Gaby, Marcela, Reed, Arely, Melissa Feliz Navarro y Hedman Araujo Cortez.

A mis amigos Jaime Buitrago, Marco Luna, Alma G. Perea, Cecilia De la Macorra, Pichardo, Aracely Aldana, Juan Carlos Arriola, Salvador, Fernando de la Rosa .

A mis amigos José Miel Díaz, Carlos, Oscar, Alejandro González, Ernesto Hernández alias el Güerito y el Petos que pasaba tiempo con ellos.

A mis amigos del doctorado, Eleazar, José Ramón de la Fuente alias el Rector, Winnie e Isaac Hernández Moreno.

A mis padres, Dr. Jaime Urías Sotomayor y Dra. Elsa Ruth Espinosa Pérez que siempre me apoyaron económicamente y con sus consejos, a mis hermanos Elsa Ruth Urías Espinosa y Javier Urías Espinosa que siempre me aguantaron en las buenas y en las malas. Lo más importante su hermandad.

A mis tías y tíos: Aracely Espinosa Pérez, Delia, Bertha, Sofía, Lety, Jorge, Tomas Pérez, Rafael, Belinda y Silvia. A mis primos Darío, Ruth, Tomas, Rafael, Araceli, Juan Carlos (padece de sus facultades mentales), Karla, Laura, Delia, Jorge, Lenin, Dulce, Lorena y la Quitito. A mis abuelos (Papalón, Manuel, Doña Rosa), sobre todo a mi abuela Mamaruca que estuvo conmigo 5 años de su vida.

Referencias

Álvarez, R. , 2007. Submarine topography and faulting in Bahía de Banderas, Mexico. *Geofís. Int.* 46, 93–116.

Argus, D.F., Gordon, R.G., Heflin, M.B., Ma, C., Eanes, R.J., Willis, P., Peltier, W.R. y Uwen, S.E., 2010. The angular velocities of the plates and the velocity of Earth's centre from space geodesy. *Geophys. J. Int.* 180, 913-960.

Avé Lallemant, H.G. y Oldow, J.S., 2000. Active displacement partitioning and arc-parallel extension of the Aleutian volcanic arc based on Global Positioning System geodesy and kinematic analysis. *Geology* 28(8), 739-742.

Bandy, W.L., 1992. Geological and Geophysical Investigation of the Rivera-Cocos Plate Boundary: Implications for Plate Fragmentation (Ph.D. dissertation) Tex. A&M Univ., College Station, Texas (195 pp.).

Bandy, W.L., Castillo Maldonado, M. y Mortera-Gutiérrez, C.A., 2014. Seamount subduction and related deformation and seismicity of the continental slope off Manzanillo, Mexico, as evidenced by multibeam data, *Eos*, Annual Fall Meeting of the AGU, 15-19 Dec., 2014.

Bandy, W.L. y Pardo, M., 1994. Statistical examination of the existence and relative motion of the Jalisco and southern Mexico Blocks. *Tectonics* 13(4), 755–768.

Bandy, W.L., Kostoglodov, V., Singh, S.K., Pardo, M., Pacheco, J. y Urrutia-Fucugauchi, 1997. Implications of the October 1995 Colima Jalisco Mexico earthquakes on the Rivera-North America Euler vector. *Geophys. Res. Lett.* 24(4), 485–488.

Bandy, W.L., Kostoglodov, V., Hurtado-Díaz, A. y Mena, M., 1999. Structure of the southern Jalisco subduction zone, Mexico, as inferred from gravity and seismicity. *Geofis. Int.* 38, 127-136.

Bandy, W.L., Michaud, F., Bourgois, J., Calmus, T., Dymant, J., Mortera-Gutiérrez, C.A., Ortega-Ramirez, J., Pontoise, B., Royer, J.-Y., Sichler, B., Sosson, M., Rebolledo-Vieyra, M., Bigot-Cormier, F., Diaz-Molina, O., Hurtado-Artunduaga, A.D., Pardo-Castro, G. y Trouillard-Perrot, C., 2005. Subsidence and strike-slip tectonism of the upper continental slope off Manzanillo, Mexico. *Tectonophysics* 298, 115-140.

Bandy, W.L., Michaud F., Dymant J., Mortera-Gutiérrez C.A., Calmus T., Sosson M., Ortega-Ramirez, J., Royer, J.-Y, Pontoise, B., Sichler, B. y Bourgois, J., 2008. Multibeam bathymetry and sidescan imaging of the Rivera Transform–Moctezuma spreading segment junction, northern east Pacific Rise: new constraints on Rivera–Pacific relative plate motion. *Tectonophysics* 454, 70-85.

Bandy, W.L., Michaud, F., Mortera Gutiérrez, C.A., Dymant, J., Bourgouis, J., Royer J.-Y., Calmus, T., Sosson, M. y Ortega Ramírez, T., 2011. The mid-Rivera-transform discordance: morphology and tectonic development. In Taran, Y., Mortera Gutiérrez, C., Kostoglodov, V. (Eds.), Bandy, W.L. *Geodynamics of the Mexican Pacific Margin*, Birkhauser, pp. 141–164 <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-0348-0197-3>

Bandy, W.L., Mortera-Gutiérrez, C.A., Ortiz-Zamora, G., Ortega-Ramírez, J., Galindo Dominguez, R.E., Ponce-Núñez, F., Pérez-Calderón, D., Rufino Contreras, I., Valle-Hernandez, S. y Pérez-Gonzalez, E., 2010. Collapse of the northern Jalisco continental slope: subduction erosion, forearc slivering, or subduction beneath the Tres Marias escarpment. Abstract #T13A-2179, AGU Fall Meeting 2010.

Bartolomé, R., Dañobeitia, J.J., Michaud, F., Córdoba, D. y Delgado-Argote, L., 2011. Imaging the seismic crustal structure of the Western Mexican margin between 19°N and 21°N. *Pure and Appl. Geophys.* 168, 1373–1389.

Bartolomé, R., Górriz, R., Dañobeitia, J.J., Córdoba, D., Martí, Casemelle, A.L., Núñez-Cornú, F., Bandy W. L., Mortera-Gutiérrez, C.A., Núñez, D., Castellón, A. y Alonso, J. L., 2016. Multichannel seismic imaging of Rivera Plate subduction at the seismogenic Jalisco Block area (Western Mexican margin). *Pure and Appl. Geophys.* 173, 3575-3594.

Bourgeois, J., Renard, V., Aubouin, J., Bandy, W., Barrier, E., Calmus, T., Carfantan, J.-C., Guerrero, J., Mammerickx, J., Mercier de Lépinay, B., Michaud, F. y Sosson, M., 1988. Active fragmentation of the North American plate: offshore boundary of the Jalisco block off Manzanillo. C.R. Acad. Sci. Paris Ser. II 307, 1121-1130.

Calmus, T., Popeau G., Bourgeois J., Michaud, F., Mercier de Lépinay B., Labrin E. y Azdimousa A., 1999. Late Mesozoic and Cenozoic thermotectonic history of the Mexican Pacific margin (18 to 25°N): new insight from apatite and zircon fission-track analysis of coastal and offs rocks. Tectonophysics 306, 163-182.

Canet, C., Prol-Ledesma, R. M., Bandy, W. L., Schaaf, P., Linares, C., Camprubí, A., Tauler, E., Mortera-Gutiérrez, C., 2008. Mineralogical and geochemical constraints on the origin of ferromanganese crusts from the Rivera Plate (western margin of Mexico). Mar. Geol. 251, 47-59.

Castillo, M., Bandy, W.L. y Mortera Gutiérrez, C.A., 2013. Morphology and shallow geological structure of the continental slope located between Manzanillo, Colima, and Chamela, Jalisco, Mexico, using multibeam bathymetry and high resolution seismic reflection data(abstract). AGU Meeting of the Americas, Cancun, Mexico (May 14-17).

Dañobeitia, J., Bartolomé, R., Prada, M., Núñez-Cornú, F., Cordoba, D., Bandy, W.L, Estrada, F., Cameselle, A.L., Núñez, D., Castellón, A, Alonso, J.L. ,Mortera, C. y Ortiz, M., 2016. Crustal Architecture at the Collision Zone Between Rivera and North American Plates at the Jalisco Block: Tsujal Project. *Pure Appl. Geophys.* 173(10), 3553-3573

Dauphin, J.P., y Ness, G.E., 1991. Bathymetry of the Gulf and Peninsular province of the Californias. In J. P. Dauphin y B.R. T. Simoneit (Eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. AAPG Memoir 47 (pp. 21–24). Tulsa: AAPG.

De Lépinay, B., Mercier, Michaud, F., Calmus, T., Borguois, G., Poupeu, Saint-Marc, P. y The NAUTIMATE team, 1997. Large Neogene subsidence event along the Middle America Trench off Mexico (18°-19°): Evidence from submersible observations. *Geology*, 25, 387-390.

DeMets, C., Gordon, R.G. y Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophys. J. Int.* 181, 1-80. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>.

DeMets, C. y Stein, S., 1990. Present-day kinematics of the Rivera Plate and implications for tectonics in southwestern Mexico. *J. Geophys. Res.* 95, 21931-21948.

DeMets, C. y Wilson, D.S., 1997. Relative motions of the Pacific, Rivera, North American, and Cocos plates since 0.78 Ma. *J. Geophys. Res.* 102(B2), 2789–2806.

Dickinson, W.R. y Seely, D.R., 1979. Structure and stratigraphy of forearc regions. AAPG Bulletin 63 (1), 2-31.

Diefendefer, A., 1986. Principles of Electronic Instrumentation. 2nd edition, Fullerton California Saunders College Publishing p.59.

Fisher, R. L., 1961. Middle America trench: Topography and structure, Bull. Geol. Soc. Am. 72, 703-720.

Greene, H.G., Maher, N.M. y Paull, C.K., 2002. Physiography of the Monterey Bay National Marine Sanctuary and implications about continental margin development. Mar. Geol. 181, 55-82.

Harris, P.T. y Whiteway, T., 2011. Global distribution of large submarine canyons: geomorphic differences between active and passive continental margins. Mar. Geol. 285, 69-86.

Hughes Clarke, J.E., Mayer, L.A. y Wells, D.E., 1996. Shallow-water imaging multibeam sonars: A new tool for investigating seafloor processes in the coastal zone and on the continental shelf. Mar. Geophys. Res. 18, 607-629.

Jones, E.J.W. 1999. Marine Geophysics, John Wiley & Sons, University College of London, England pp.1-454.

Kostoglodov, V. y Bandy, W., 1995. Seismotectonic constraints on the convergence rate between the Rivera and North American plates. *J. Geophys. Res.* 100 (B9), 17977–17989.

Lonsdale, P., 1995. Segmentation and disruption of the East Pacific Rise in the Mouth of the Gulf of California. *Mar. Geophys. Res.* 17, 323-359.

Marsaglia, K.M., 2004. Sandstone detrital modes support Magdalena Fan displacement from the mouth of the Gulf of California. *Geology* 32(1), 45-48.

Michaud, F., Dañobeitia, J.J., Bartolomé, R., Carbonell, R., Delgado Argote, L., Cordoba, D. y Monfret, T., 2001. Did The East Pacific Rise subduct beneath the North American Plate (western Mexico)? *Geo-Mar. Lett.* 20, 168-173.

Minster, J.B. y Jordan, T.H., 1979. Rotation vectors for the Philippine and Rivera plates (abstract). *EOS Trans. Am. Geophys. Union* 60, 958.

Moore, D.G. y Curray, J.R., 1963. Structural frame-work of the continental terrace, northwest Gulf of Mexico, *J. Geophys. Res.* 63, 1725-1747

Mortera Gutiérrez, C.A., Bandy, W.L., Ponce Núñez, F. y Pérez Calderón, D.A., 2016. Bahía de Banderas, Mexico: Morphology, Magnetic Anomalies and Shallow Structure. *Pure and Appl. Geophys.* 173, 3525-3551.

Núñez-Cornú, F.J., Córdoba Barba, D., Dañobeitia, J.J., Bandy, W.L., Ortiz Figueroa, M., Bartolomé, R., Núñez, D., Zamora-Camacho, A., Espíndola Castro, J.M., Escudero, C.R., Trejo-Gómez, E., Escalona-Alcazar, F. de J., Suárez Plascencia, C., Nava, F.A., Mortera, C. y Tsujal Working Group, 2016. Geophysical studies across Rivera Plate and Jalisco Block (MEXICO): Tsujal Project. *Seismol. Res. Lett.* 87, 59-72.

Núñez-Cornú, F.J., Prol-Ledesma, R.M., Cupul-Magaña, A. y Suárez-Plascencia, C., 2000. Near shore submarine hydrothermal activity in Bahía de Banderas, western Mexico. *Geofis. Int.* 39(2), 171–178.

Núñez-Cornú, F.J., Rutz L.M, Nava, F.A.P., Reyes-G., D. y Suárez-C., P., 2002. Characteristics of seismicity in the coast and north of Jalisco Block, Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 132, 141–155.

Pacheco, J., Singh, S.K., Domínguez, J., Hurtado, A., Quintanar, L., Jiménez, Z., Yamamoto, J., Gutiérrez, C., Santoyo, M., Bandy, W.L., Kostoglodov, V., Reyes-Dávila, G. y Ramírez, C., 1997. Colima–Jalisco, Mexico earthquake (Mw 8): an aftershock study and a comparison of this earthquake with those of 1932. *Geophys. Res. Lett.* 24(17), 2223–2226.

Peláez Gavira, J.R. ,2008. Análisis de las anomalías magnéticas marinas en el límite sur de la Placa de Rivera, frente a Colima, México. Master of Science Thesis, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México,122pp.

Peláez Gavira, J.R., Mortera-Gutiérrez, C.A., Bandy, W.L. y Michaud, F., 2013. Morphology and magnetic survey of the Rivera-Cocos plate boundary of Colima, Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 52-1, 73-85.

Ross, D.A. y Shor, G.G. Jr., 1965. Reflection profiles across the Middle America Trench, *J. Geophys. Res.* 70, 22.

Rutz-López, M., Núñez-Cornú F.J. y Suárez-Plascencia C., 2013. Study of the seismic clusters at Bahía de Banderas región, Mexico. *Geofis. Int.* 52(1), 59-72.

Ryan, W.B.F., Carbotte, S.M., Coplan, J.O., O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., Weissel, R. A., Ferrini, V., Goodwillie, A., Nitsche, F., Bonczkowski, J. y Zensky, R., 2009. Global multi-resolution topography synthesis. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, Q03014, <http://dx.doi.org/10.1029/2008GC002332>.

Sheriff, R.E. y Geldart, L.P.,1995, *Exploration Seismology*, Second Edition, Cambridge University, UK pp. 1-265

Shor, G.G.Jr., Moore, D.G. y Itucka-bay, W.B., 1963. Deep-sea tests of a new non explosive reflection profiler. *J. Geophys. Res.* 63, 1567-1571.

Singh, S.K., Domínguez, T., Castro R., y Rodríguez M., 1984. P waveform of large, shallow earthquakes along the Mexican subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 2135-2156.

Singh, S.K., Ponce, L. y Nishenko, S.P., 1985. The great Jalisco, Mexico, earthquake of 1932; subduction of the Rivera plate. *Bull. Seis. Soc. Am.* 75 (5), 1301–1313.

Suárez, G., Jaramillo, S. H. y Bandy, W.L., 2013. Relative motion between the Rivera and North American plates determined from slip directions of earthquakes. *Pure and Appl. Geophys.* 170, 2163-2172.

THE MELT SEISMIC TEAM, 1998. Imaging the deep seismic structure beneath a mid-ocean ridge: The MELT experiment. *Science* 280, 1215-1218.

Urías Espinosa, J., Bandy, W., Mitchell, N., y Mortera Gutiérrez, C.A.Q., 2014. Relaciones Morfo Tectónicas a lo largo de la Costa de Jalisco E Implicaciones de Peligros Geológicos (abstract). *Geos* 34, 205.

Urías Espinosa, J., Bandy, W.L., Mortera Gutiérrez, C.A., Núñez Cornú, F. y Mitchell, N., 2016. Multibeam bathymetric survey of the Ipala Submarine Canyon, Jalisco, Mexico (20°N): The southern boundary of the Banderas forearc block?. *Tectonophysics* 671, 249–263.

Páginas consultadas.

[1][http://www.km.kongsberg.com/ks/web/nokbg0397.nsf/AllWeb/455815DCF4E3BEC3C125782D0042F091/\\$file/Brochure-PS-18.pdf?OpenElement](http://www.km.kongsberg.com/ks/web/nokbg0397.nsf/AllWeb/455815DCF4E3BEC3C125782D0042F091/$file/Brochure-PS-18.pdf?OpenElement)

[2][http://www.km.kongsberg.com/ks/web/nokbg0397.nsf/AllWeb/253E4C58DB98DDA4C1256D790048373B/\\$file/160692_em_datagram_formats.pdf?OpenElement](http://www.km.kongsberg.com/ks/web/nokbg0397.nsf/AllWeb/253E4C58DB98DDA4C1256D790048373B/$file/160692_em_datagram_formats.pdf?OpenElement)

[3][http://www.km.kongsberg.com/ks/web/nokbg0397.nsf/AllWeb/A915A71E90B6CFAEC12571B1003FE84D/\\$file/306106aa_em300ds_lr.pdf?OpenElement](http://www.km.kongsberg.com/ks/web/nokbg0397.nsf/AllWeb/A915A71E90B6CFAEC12571B1003FE84D/$file/306106aa_em300ds_lr.pdf?OpenElement)