

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Maestría en Ciencias
Ciencias de la Tierra con orientación en Geología**

**Estructura y evolución de las cuencas Delfín Superior y Delfín
Inferior: interpretación de perfiles de reflexión sísmica**

Tesis
para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:

Gabriela Téllez Velázquez

Ensenada, Baja California, México
2018

Tesis defendida por
Gabriela Téllez Velázquez

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Jesús Arturo Martín Barajas
Codirector de tesis

Dr. Mario González Escobar
Codirector de tesis

Miembros del Comité

Dr. Juan Contreras Pérez

Dr. Rodrigo Méndez Alonzo



Dr. Jonás de Dios de Basabe Delgado
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Gabriela Téllez Velázquez** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

Estructura y evolución de las cuencas Delfín Superior y Delfín Inferior: interpretación de perfiles de reflexión sísmica.

Resumen aprobado por:

Dr. Jesús Arturo Martín Barajas

Codirector de tesis

Dr. Mario González Escobar

Codirector de tesis

Las cuencas Delfín Superior y Delfín Inferior forman el *pull-apart* activo en el norte del *rift* del Golfo de California. La sedimentación simultánea de los depósitos deltaicos del río Colorado registra la evolución tectono-estratigráfica de las fallas y depocentros que controlan y acomodan la subsidencia en estas cuencas. Este trabajo presenta las principales observaciones sísmicas que caracterizan las cuencas Delfín Superior e Inferior, a partir de la interpretación de sísmica 2D adquirida por Pemex (1978-1981), y la malla sísmica de alta resolución de la campaña Ulloa99 (Persaud *et al.*, 2003). La interpretación estructural y estratigráfica muestra una zona de extensión y ruptura continental contenida entre dos zonas de cizalla lateral derecha separadas ~75 km. El límite oriental es la Zona de Cizalla Tepoca, consiste en una zona de ~10 km de ancho con segmentos de falla colineales y rumbo al NW 30° que alcanzan ~85 km de longitud total. Esta zona de falla desplaza el flanco W de un alto de basamento de 15-30 km de ancho orientado N-NW. El límite suroccidental del *pull-apart* es la Zona de Fractura Volcanes, caracterizada por segmentos de falla subparalelos, de rumbo NW35° y ~80 km de longitud total, que cortan el margen peninsular al norte de la falla transformante Canal de Ballenas. Estructuras en flor negativa y cambios laterales de facies sísmicas evidencian el desplazamiento lateral en las dos zonas de cizalla. Las fallas laterales interactúan a través de una zona de transferencia con fallas normales y oblicuas orientadas NE-SW, que separan el basamento continental ~90 km en la dirección de transporte tectónico al NW-SE. En esta distancia se identificaron cuatro minicuenas asimétricas en Delfín Superior, y un graben simétrico en Delfín Inferior. Se definieron cinco secuencias estratigráficas (S1 a S5) en las cuencas. El engrosamiento de los paquetes sedimentarios en S3 marca un incremento de la subsidencia y el comienzo de la configuración actual de los depocentros de las cuencas Delfín Superior e Inferior. Se interpreta que la secuencia S3 se relaciona con el cambio de la deformación hacia el W, debido a la activación de la falla canal de Ballenas y a la apertura de la cuenca Delfín Inferior a fines del Plioceno.

Palabras clave: *pull-apart*, cizalla lateral, extensión, basamento, cuencas Delfín, Golfo de California.

Abstract of the thesis presented by Gabriela Téllez Velázquez as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Science with orientation in Geology.

Structure and evolution of the upper and lower Delfín basins: Interpretation of seismic reflection profiles.

Abstract approved by:

Dr. Jesús Arturo Martín Barajas
Codirector de tesis

Dr. Mario González Escobar
Codirector de tesis

The Upper and Lower Delfin basins are the result of an active pull-apart system in the northern Gulf of California rift system. The coeval sedimentation of the deltaic deposition from the Colorado river records the tectono-stratigraphic evolution of the faults and depocenters that control and accommodate the subsidence in these basins. This work aims to present the main seismic observations that characterize the Upper and Lower Delfin basins using a 2D industry seismic grid acquired by Pemex (1978 – 1981), and the Ulloa99 high resolution seismic grid (Persaud *et al.*, 2003). The structural and stratigraphic interpretations show that active oblique rifting and continental rupture is contained between two right-lateral shear zones separated ~75 km. The eastern boundary is defined by the Tepoca shear zone and consists of N30°W striking, collinear fault segments defining a ~10 km-wide, ~85 km-long zone of deformation with lateral shear. This fault zone displaces the west flank of a 15-30 km-wide basement high oriented N-NW. The Volcanes fracture zone is the southwestern boundary of the pull-apart and is characterized by a ~80 Km-long fault array striking N35°W, that cuts the peninsular margin north of the Canal de Ballenas transform fault. Negative flower structures and abrupt lateral changes of seismic facies indicate the lateral displacement in these two shear zones. The strike slip faults interact through a transfer zone with normal and oblique faults-oriented NE-SW that spread the continental basement ~90 km in the direction of tectonic transport to the NW-SE. Four asymmetric minibasins were identified in the upper Delfin basin, and one symmetric graben in the Lower Delfin basin. Five stratigraphic sequences (S1 to S5) were defined in the Upper Delfin and Lower Delfin basins. The thickening of the sedimentary packages in sequence S3 marks an increase in the subsidence and the onset of the actual configuration of depocenters. The S3 sequence is related to the shift of the main plate boundary to the W, due to the activation of the Ballenas transform fault and the opening of the lower Delfin basin in the Late Pliocene.

Keywords: pull-apart, lateral shear, extension, basement, Delfín basins, Gulf of California.

Dedicatoria

A mi familia.

*A mi hermana Carmen,
qué difícil es hablar en pasado de alguien que está tan presente.*

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (**CONACYT**), por el apoyo económico brindado a través de la beca no. 613467 para la realización de mis estudios de posgrado.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (**CICESE**), especialmente al departamento de Ciencias de la Tierra.

A **PEMEX** por el uso de las líneas sísmicas y pozos en el área de estudio y a **Landmark University Grant Program** por el uso del software para interpretación y procesado

Al proyecto no. 242561, Inicio de la extensión en el Golfo de California, por el apoyo económico recibido para el término de mis estudios

Al Dr. Arturo Martín Barajas por su invaluable aporte a mi crecimiento profesional en el área de Geología, el tiempo brindado, los conocimientos transmitidos y su siempre amable y paciente disposición.

Al Dr. Mario González Escobar por su ayuda en el procesado sísmico y por brindarme total disponibilidad de equipo y base de datos sísmicos, sin la cual no habría podido realizar este trabajo.

A los miembros de mi comité, el Dr. Juan Contreras Pérez por los comentarios para la mejora de este trabajo y al Dr. Rodrigo Méndez Alonzo por su disposición y aportes desde otro enfoque.

A Javier Hernández, Emmanuel Ortega y Allan Ramírez por los conocimientos compartidos de Geología y Arcgis.

A Armando Rocha por el soporte técnico en informática y la retroalimentación en conjunto con Cristian Gallegos sobre el procesado sísmico.

A Sergio Arregui y Martín Pacheco por el soporte técnico en Arcgis y Openworks.

A los profesores que impartieron clases durante mi estancia, especialmente a los doctores Edgardo Cañón Tapia y Efraín Gómez Arias, que disfrutaban enseñando a otros y de los que aprendí mucho.

A todos mis compañeros y amigos de generación por los conocimientos y experiencias compartidas.

A todos mis amigos que ayudaron a resolver mis dudas y contribuyeron en este trabajo.

Tabla de contenido

Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatorias.....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	viii
Lista de tablas	xiii
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Objetivos Generales	3
Capítulo 2. Antecedentes	4
2.1 Marco geológico y tectónico del Golfo de California	4
2.2 Estudios previos cuencas Delfín	5
2.2.1 Estructura somera.....	5
2.2.2 Estructura profunda.....	12
Capítulo 3. Métodos	13
3.1 Reflexión sísmica	13
3.1.1 Marco teórico.....	13
3.1.2 Adquisición sísmica	14
3.1.3 Procesamiento de datos	15
3.1.4 Resolución sísmica	21
3.1.5 Mallas de interpretación.....	22
3.1.6 Estimación del echado aparente e isopacas	23
Capítulo 4. Resultados de interpretación estructural	25
4.1 Plataforma Puertecitos (PP)	25
4.2 Zona de Fractura Volcanes (ZFV) y el margen peninsular.....	30
4.3 Cuenca Delfín Superior (DS)	32
4.3.1 Cuenca Delfín Superior Norte (DSN).....	33
4.3.2 Cuenca Delfín Superior Sur (DSS).....	33
4.4 Cuenca Delfín Inferior (DI)	37

4.4.2 Alto estructural intracuencas.....	37
4.5 Zona de Cizalla Tepoca (ZCT).....	41
Capítulo 5. Resultados de interpretación del basamento acústico y secuencias sísmicas	44
5.1 Basamento acústico	45
5.2 Secuencias sísmicas.....	48
5.2.1 Secuencia 5	48
5.2.2 Secuencia 4	49
5.2.3 Secuencia 3	49
5.2.4 Secuencia 2	53
5.2.5 Secuencia 1	53
Capítulo 6. Discusión.....	56
6.1 Geometría y estructura de las cuencas Delfín	56
6.2 Magnitud de extensión y ruptura continental.....	62
6.3 Evolución de las cuencas (cambio y ampliación de los depocentros)	63
Capítulo 7. Conclusiones	67
Literatura citada	69

Lista de figuras

Figura		Página
1	Sistema de cuencas en el norte del Golfo de California, al oeste en gris oscuro las cuencas activas Consag-Wagner y Delfin. En gris claro el sistema inactivo conformado por las cuencas Altar, Adair-Tepoca y Tiburón, interpretadas como zonas de <i>rift</i> abandonadas (Henyey y Bischoof, 1973; Lonsdale, 1989; Fenby y Gastil, 1991; Stock, 2000). Fallas inactivas en color negro, fallas activas en rojo, las flechas indican desplazamiento lateral. Volcanes en triángulos negros. Batimetría generada a partir de la base de datos de <i>General Bathymetric Chart of the Oceans</i> (GEBCO). Figura modificada de Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007.....	2
2	Compilaciones más conocidas de los mapas tectónico-estructurales del norte del Golfo de California. (A) Lonsdale (1989), limita corteza oceánica a partir de datos gravimétricos, su extensión conecta las fallas canal de Ballenas y Cerro Prieto en una configuración rómbica; corteza oceánica en verde, corteza continental en entramado diagonal, centros de dispersión en rojo y fallas transformantes negro continuo, fallas inferidas en línea punteada, cuencas delimitadas por batimetría en verde claro. (B) Fenby y Gastil (1991), proponen distribución de corteza basáltica de 0-5 Ma y/o transicional en textura punteada. Interpretación de fallas de Henyey y Bischoff (1973), centros de dispersión en rojo, fallas en negro, inferidas en punteado. Batimetría generada a partir de la base de datos de <i>General Bathymetric Chart of the Oceans</i> (GEBCO). Triángulos representan volcanes. PVP- Provincia Volcánica Puertecitos, IAG- Isla Ángel de la Guarda.....	6
3	(A) Fallas interpretadas en las líneas sísmicas de Ulloa99 por Persaud <i>et al.</i> (2003). (B) Síntesis tectónico-estructural de las cuencas en el norte del Golfo de California propuesto por Persaud <i>et al.</i> (2003), se observan fallas de desplazamiento lateral en Delfín Inferior y Delfín Superior, la dirección del desplazamiento se indica en flechas rojas. El límite NE sin cobertura sísmica. cuencas principales delimitadas por isopaca de 150m en gris claro. Levantamiento sísmica alta resolución Ulloa99 en naranja. Batimetría generada a partir de la base de datos de <i>General Bathymetric Chart of the Oceans</i> (GEBCO). Triángulos representan volcanes. PVP- Provincia Volcánica Puertecitos, IAG- Isla Ángel de la Guarda.....	9
4	(A) Fallas interpretadas por González-Escobar <i>et al.</i> (2006 y 2010) en las cuencas Consag y Wagner; Interpretación en cuencas Delfín por Vargas-Magaña (2011). (B) Compilación fallas de Aragón-Arreola y Martín-Barajas (2007), Martín-Barajas <i>et al.</i> (2013). Límite de basamento acústico en línea rosa punteada. Estructuras antiformentes en gris claro indicadas por flechas dobles en negro. Alto estructural intracuenca y su continuación al norte en verde. Levantamiento campaña Pemex 1979-1981 en blanco. Batimetría generada a partir de la base de datos de <i>General Bathymetric Chart of the Oceans</i> (GEBCO). Triángulos representan volcanes. PVP- Provincia Volcánica Puertecitos, IAG- Isla Ángel de la Guarda.....	10

5	Arreglo sísmico para la adquisición marina, consiste en una fuente de energía (pistolas de aire) y los receptores (hidrófonos para el caso de la adquisición marina), alineados en un tendido lateral. Las ondas acústicas producidas por las pistolas de aire se reflejan en el subsuelo y son registradas en superficie por los hidrófonos. Figura modificada de https://archive.epa.gov/esd/archive-geophysics/web/html/marine_seismic_methods.html	14
6	(Arriba) Registros sísmicos originales, se observan algunas trazas anómalas que deben ser eliminadas, y altas amplitudes concentradas en la parte somera, además del ruido de fondo. El cuadro inferior derecho contiene el espectro de frecuencias original, las frecuencias de interés y con mayor energía se concentran antes de los 70 Hz, donde empiezan a decrecer. (Abajo) Registro sísmico después de aplicar algunos pasos del procesamiento sísmico como: edición de trazas, filtro pasabandas y fk, corrección por divergencia esférica y ganancia, deconvolución. El recuadro inferior derecho presenta el nuevo espectro de frecuencias, en el rango de las frecuencias de interés con mayor energía.....	18
7	Picado de velocidades, los colores claros representan los puntos de mayor semblanza y contenido de energía.....	19
8	Línea 5068. El producto final del procesamiento sísmico es una sección sísmica apilada y migrada, lista para la etapa de interpretación.....	20
9	Líneas sísmicas disponibles para interpretación. (A) Campaña de Pemex 1978-1981, en rojo las líneas procesadas en este trabajo. (B) Campaña sísmica de alta resolución Ulloa99.....	23
10	Figura esquemática para el cálculo de los echados aparentes en las secciones sísmicas. Las líneas rojas representan fallas.....	24
11	Dominios estructurales definidos en el norte del Golfo de California: PP-Plataforma Puertecitos, ZFV- Zona de Fractura Volcanes, ZCT- Zona de Cizalla Tepoca, DS-Delfín Superior, DI- Delfín Inferior, AEI-Alto estructural intracuencas. La compilación de fallas fuera de la zona de estudio es de Martín-Barajas <i>et al.</i> (2013). Batimetría generada a partir de la base de datos de <i>General Bathymetric Chart of the Oceans</i> (GEBCO). PVP- Provincia Volcánica Puertecitos, IAG- Isla Ángel de la Guarda.....	26
12	Patrones de fallamiento interpretados en las cuencas Delfín. PP-Plataforma Puertecitos, ZFV- Zona de Fractura Volcanes, ZCT- Zona de Cizalla Tepoca, DS-Delfín Superior, DI- Delfín Inferior, AEI-Alto estructural intracuencas. Detalle de las minicuencas Delfín Superior norte y sur, ejes de los depocentros en líneas amarillas. Batimetría generada a partir de la base de datos de <i>General Bathymetric Chart of the Oceans</i> (GEBCO). PVP- Provincia Volcánica Puertecitos, IAG- Isla Ángel de la Guarda, FP-Falla Puertecitos.....	28
13	Línea 5471, corta perpendicularmente la plataforma continental. Las fallas desplazan el basamento acústico y se observan fallas laterales, el basamento pierde expresión hacia el SE. Un prominente edificio volcánico interrumpe las secuencias sísmicas verticalmente en el límite de la plataforma.....	29

14	Perfil sísmico 5059. Se muestran fallas que cortan hasta el basamento cerca del margen peninsular, mientras que, hacia la cuenca, se observan saltos de falla que aumentan a profundidad (horizonte verde y naranja claro).....	29
15	Perfil sísmico 5055, las fallas cortan el basamento y forman estructuras en flor negativa. El echado de los sedimentos en la PP disminuye de manera gradual en profundidades someras. El espesor sedimentario sobre la plataforma es de ~700 m cerca de la línea de costa, mientras que hacia la cuenca (lado derecho) alcanza más de ~3.5s.....	30
16	Fallas de desplazamiento lateral que cortan basamento en la Zona de Fractura Volcanes y su expresión característica en sísmica de Pemex (L-5077) y sísmica de alta resolución (Ulloa-72). El recuadro rojo en la línea 5077, indica la parte que corresponde a la línea de alta resolución. Aunque el basamento es somero, no puede ser recuperado en las líneas de alta resolución. La separación entre líneas es de ~3km. Ubicación de los perfiles en los mapas.....	31
17	Línea sísmica 5063, se muestra el depocentro norte en DSN y la proyección al norte del depocentro central. También se identifica un alto estructural profundo hacia el oeste.....	35
18	Línea sísmica 5064, se muestra el depocentro central en DSN. Se observa la presencia de dos estructuras o altos que limitan este depocentro hacia el norte y el sur. El espesor sedimentario alcanza hasta 4s.....	35
19	Línea 5052 a través de la cuenca Delfín Superior. Las subcuencas DSN (izquierda) y DSS (derecha) están separados por un alto estructural con orientación NE-SW. Las fallas (rojo) al SE en ambos depocentros acomodan mayor subsidencia y producen escarpes batimétricos prominentes.....	36
20	Línea 5071 a través de la cuenca Delfín Superior. Las subcuencas DSN depocentro central (izquierda) y DSS depocentro este (derecha), están separados por un alto estructural con orientación NE-SW.....	36
21	Línea 5081. Minicuenca DSS, depocentro sur (izquierda) y su continuación hacia el este, limitado por un alto estructural con orientación NE-SW. El abombamiento en el fondo marino en el valle axial se correlaciona con la actividad del volcán AV-11 (Hurtado-Brito, 2012).....	38
22	Línea 5079 que muestra el depocentro sur de la cuenca DSS (izquierda) y su continuación hacia el este. La CDSS está limitada por un alto estructural con orientación NE-SW. El edificio volcánico con expresión en el fondo marino se ubica a ~ 5 km del volcán AV-11 (Hurtado- Brito, 2012).....	38
23	Línea 5064 a través de la Cuenca Delfín Inferior en un corte N-S. El horizonte morado es el basamento acústico que desciende de isla Ángel de la Guarda al sur.....	39

24	(A) Línea 5093 de Pemex muestra el flanco oriental de la cuenca Delfín Inferior que también define el flanco oeste del alto estructural intracuencas. (B) Línea Ulloa-66 sobre el mismo flanco oeste del alto intracuencas. Se observa que el salto de las fallas disminuye en la parte superior del perfil.....	40
25	Línea 5057. Se observa el límite este de la deformación activa en las cuencas Delfín Superior. El límite es la Zona de Cizalla Tepoca. Se identifica una estructura antiformal secundaria y somera (<1s) en el lado este de la ZCT. También se observa la truncación de los reflectores sísmicos contra el plano de falla principal de la ZCT.....	42
26	Línea 5051. Límite este de las cuencas Delfín Superior. Anticlinal secundario al lado este de la zona de cizalla. Truncación lateral de las secuencias sedimentarias, donde se dificulta su correlación hacia el lado este de la falla. Marcado escarpe en el fondo marino, la parte este se presenta casi plana, mientras en el oeste la batimetría es irregular.....	42
27	Línea 5069 a través del límite oriental de la cuenca Delfín Superior. El ancho del antiformal al este de la Zona de Cizalla Tepoca aumenta hacia el sur y alcanza ~ 30 km. En la ZCT se observa una estructura en flor negativa con al menos tres fallas secundarias que convergen a profundidad a un plano de falla vertical. Notar los escarpes en el fondo marino al oeste de la zona de cizalla y el cambio de los echados en la ZCT.....	43
28	Línea 5471, la orientación de la línea es paralela a la dirección de transporte tectónico. Se muestran las 5 secuencias interpretadas en las cuencas Delfín, S5 la más profunda y S1 la más somera. El basamento acústico solo es observado en los extremos de la línea.....	44
29	Mapa estructural del basamento acústico que define la estructura profunda de las cuencas Delfín. El alto estructural que bordea la Zona de Cizalla Tepoca se identifica en tonos claros y se extiende desde el alto estructural intracuencas en el sur, hacia el N-NW. Las líneas en color gris representan la malla de interpretación sísmica del basamento.....	46
30	Intrusiones magmáticas identificadas en Delfín Superior norte. Se observa abombamiento de secuencias superiores (flecha negra). Sección sísmica sin interpretar (arriba), interpretada (abajo).....	47
31	Terminaciones sísmicas identificadas en las secuencias 5,4 y 3. (A) L-5089, Base de S-5 en color naranja fuerte, truncamiento de los estratos contra la base de S-4 en líneas punteadas color azul; superficie erosiva y base de secuencia 4 en naranja claro (B) L-5059, terminaciones tipo <i>onlap</i> de S-3 se muestran en líneas rojas (estratos de bajo ángulo contra estratos más inclinados), (C)L-5065, truncamiento contra superficie erosiva y terminación tipo <i>offlap</i> sobre la misma superficie erosiva contenida en S-3. (D) Mapa de ubicación de las secciones.....	50
32	Izquierda: Mapa de contornos estructurales de la base de la Secuencia sísmica 5. Derecha: Mapa de isócronas (ms) de la secuencia 5 (H5-H4). Los mayores depocentros acumularon espesores de ~700 a 1000 ms y se ubican en la parte norte. Al SE se observan depocentros con menor espesor.....	51

33	(A) Mapa de isócronas (ms) de la secuencia 4 (H4-H3). El depocentro central de la minicuenca Delfín Superior norte empieza a definirse. (B) Mapa de isócronas (ms) de la secuencia 3 (H3-H2), los principales depocentros de las minicuecas Delfín Superior se definen con espesores que varían de ~700 a 1000 ms.....	52
34	L-5064, geometrías sigmoidales (en amarillo) observadas sobre la base de la secuencia 1 (horizonte rosa) y sobreyacidas discordantemente por una secuencia de baja reflectividad arriba de la línea roja discontinua. La imagen muestra el depocentro sur de la CDS sur (ver mapa de la derecha).....	54
35	(A) Contornos estructurales de la base de la secuencia S-1 en tiempo. (B) mapa de isócronas entre la base de S1 y el fondo marino donde se muestra la configuración actual de los depocentros en las cuencas Delfín Superior y Delfín Inferior. El espesor de S-1 en los depocentros varía en un rango de 400 a 800 ms.....	55
36	Síntesis de la estructura pull-apart Delfín mostrando las fallas principales y la configuración más actual de sus depocentros en color verde y morado.....	57
37	Secciones sísmicas mostrando la Zona de Cizalla Tepoca en diferentes localizaciones. Se observan cambios laterales de facies y echados cuya correlación se dificulta hacia el lado este. En línea negra punteada se muestra el antiformal somero en el norte y su profundización hacia el sur, en línea morada punteada el basamento. En las líneas 5069 y 5071 se observan reflectores acuñándose contra el alto estructural donde se marca una discordancia y el inicio de otra etapa de subsidencia.	59
38	Mapa de anomalía de Bouguer. En colores rojos, se define un alto estructural que bordea la Zona de Cizalla Tepoca y que es la continuación al NE del alto estructural intracuecas. En contraste, la falla canal de Ballenas muestra una anomalía de Bouguer negativa.....	61
39	Antiformal profundo o estructura tipo <i>boudin</i> , con exageración vertical (arriba) y sin exageración vertical (abajo). Las líneas negras verticales representan los cambios de espesor lateral. La línea negra horizontal indica a partir de donde se midió el relieve vertical de la estructura.....	66

Lista de tablas

Tabla	Página
1 Parámetros de adquisición sísmica de las campanas de Pemex y Ulloa99	15

Capítulo 1. Introducción

Numerosos *riffts* continentales y oceánicos despliegan patrones de fallamiento que no pueden ser explicados solamente por extensión ortogonal al vector de movimiento de las placas, y se clasifican como *riffts* oblicuos (Bonini *et al.*, 1997; Withjack y Jamison, 1986). El Golfo de California, el Golfo de Aden, el Mar Rojo y el Golfo de Áqaba, entre otros son ejemplos de un *rifting* oblicuo. El Golfo de California es el resultado del reacomodo de un nuevo límite entre las placas de Norteamérica y el Pacífico. Durante el Mioceno tardío la deformación se particionó en ambos lados de la península (Fletcher *et al.*, 2007; Stock y Hodges, 1989), sin embargo, la mayor cantidad de extensión ortogonal se ubicó en el margen oeste de la Provincia Extensional del Golfo (Figura 1). Las cuencas *pull-apart* en la etapa temprana progresivamente se conectaron por fallas de rumbo, promoviendo una incursión marina generalizada hacia fines del Mioceno (Lonsdale, 1989; Stock y Hodges, 1989; Holt *et al.*, 2000; Oskin y Stock, 2003, Umhoefer *et al.*, 2018).

Se ha observado que la evolución del *rifting* oblicuo en el Golfo de California (GC) involucra la migración de la deformación hacia el oeste y noroeste; y los centros de dispersión actualmente activos fueron precedidos por zonas de *rift* ahora abandonadas y preservadas en el lado oriental del golfo (Heney y Bischoff, 1973; Lonsdale, 1989; Fenby y Gastil, 1991; Stock, 2000; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007). Por ejemplo, las cuencas transtensionales adyacentes Yaqui y Guaymas documentan el cambio de la deformación en la región central del GC (Aragón-Arreola *et al.*, 2005).

El norte del Golfo de California se caracteriza por dos sistemas de cuencas subparalelas a la dirección del transporte tectónico (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007). Posiblemente los dos sistemas de cuencas son diacrónicos y progresivamente la deformación se concentró al oeste. El sistema inactivo son las cuencas Tiburón, Tepoca y Altar. Al oeste las cuencas activas Delfín Inferior, Delfín Superior, Consag y Wagner acomodan la deformación transtensional (Figura 1).

La cuenca Delfín Superior fue posiblemente parte del segmento de la cuenca Tiburón (Martín-Barajas *et al.*, 2013). Reconstrucciones cinemáticas indican un origen común controlado por las fallas Tiburón y De Mar (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007) e indican que la cuenca Delfín Superior fue el margen noroeste de la cuenca Tiburón, y posteriormente fueron separadas por un alto estructural. La evidencia del cambio de la extensión hacia el oeste, es una discordancia que

divide dos secuencias sedimentarias en la cuenca Delfín Superior. La secuencia superior se engrosa más de 5 km de manera notable hacia el margen peninsular y se acuña hacia la cuenca Tiburón sobre el alto estructural que actualmente separa estas dos cuencas (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007).

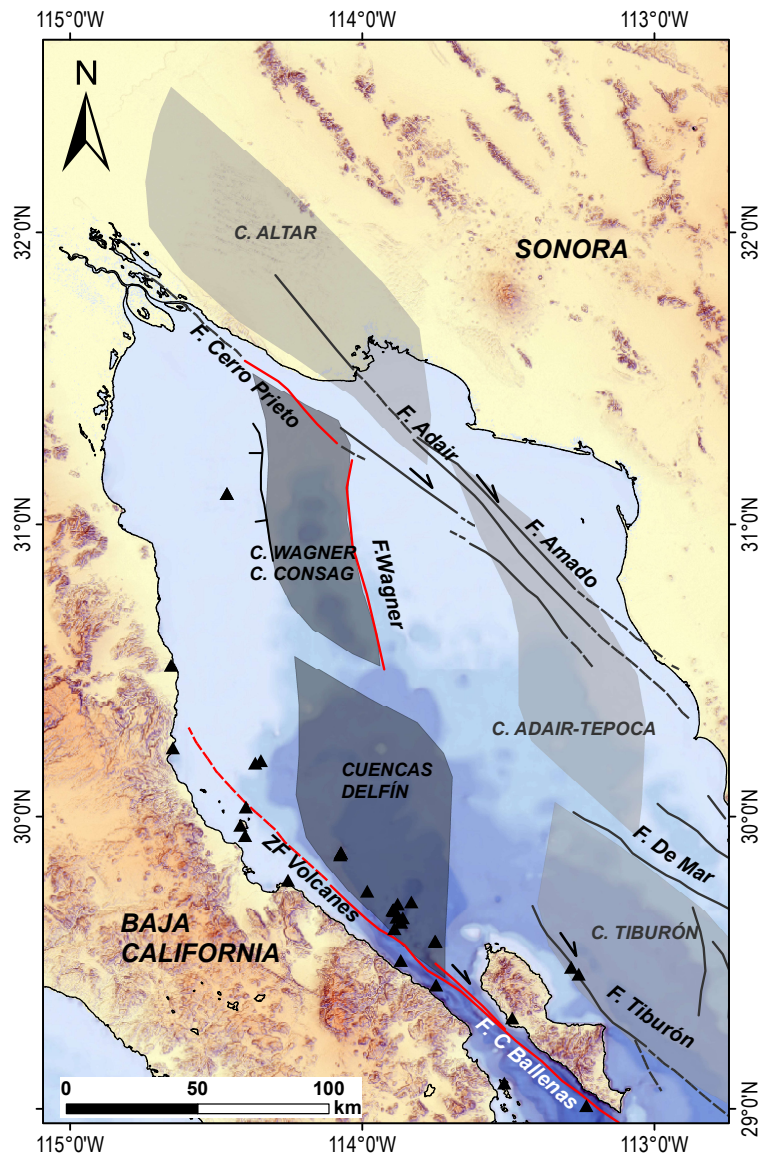


Figura 1. Sistema de cuencas en el norte del Golfo de California, al oeste en gris oscuro las cuencas activas Consag-Wagner y Delfín. En gris claro el sistema inactivo conformado por las cuencas Altar, Adair-Tepoca y Tiburón, interpretadas como zonas de *rift* abandonadas (Heney y Bischoof, 1973; Lonsdale, 1989; Fenby y Gastil, 1991; Stock, 2000). Fallas inactivas en color negro, fallas activas en rojo, las flechas indican desplazamiento lateral. Volcanes en triángulos negros. Batimetría generada a partir de la base de datos de *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO). Figura modificada de Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007.

Este cambio lateral en el sitio de extensión también se ha relacionado con la activación de la falla transformante canal de Ballenas y el abandono de las fallas Tiburón y De Mar (Lonsdale, 1989; Stock, 2000; Martín-Barajas *et al.*, 2013).

La estructura y la evolución estratigráfica de las cuencas Delfín se conoce parcialmente, se caracteriza por un patrón de fallas nor-noreste que acomodan la extensión y que al suroeste terminan en una zona de cizalla que bordea el margen de la península (Persaud *et al.*, 2003; Martín-Barajas *et al.*, 2013). Sin embargo, aún se desconocen aspectos importantes de su geometría, como la terminación noreste del patrón de las fallas normales y cuáles son las estructuras que transfieren la deformación a las cuencas Consag y Wagner al norte. Otro aspecto que se desconoce es la distribución areal de la discordancia mayor que separa las dos secuencias principales y de la migración y/o segmentación de los depocentros a escala de las subcuencas.

En este trabajo utilizamos todos los perfiles sísmicos disponibles, incluyendo dos líneas procesadas que completaron la malla de interpretación sísmica, para identificar las estructuras y rasgos sismoestratigráficos claves que documentan el cambio de la deformación hacia el oeste en el segmento Delfín. Esto incluye la apertura de la cuenca Delfín Inferior, que indirectamente representa la activación de la falla Canal de Ballenas.

1.1 Objetivos Generales

En este trabajo de tesis se tienen dos objetivos principales:

- I) Redefinir la estructura *pull-apart* de las cuencas Delfín, en especial el límite oriental, así como el cambio de la deformación hacia el norte con la cuenca Consag. La interpretación estructural se realizará en una malla combinada de líneas sísmicas de Pemex y de alta resolución de la campaña de Ulloa99, con 6 y 2s de grabación respectivamente.
- II) Establecer los principales horizontes sísmicos que marcan la evolución temporal de las cuencas, el cambio en los depocentros y en el espesor del relleno sedimentario.

Capítulo 2. Antecedentes

2.1 Marco geológico y tectónico del Golfo de California

El *rift* del Golfo de California inició en respuesta a una reorganización del límite de placas Pacífico-Norteamérica posterior al cese de la subducción de las microplacas Guadalupe y Magdalena, (Atwater, 1970; Mammerickx y Klitgord, 1982). Entre los ~12–8 Ma la interacción entre las placas Pacífico y Norteamérica propició una cizalla distribuida en dos cinturones de deformación a ambos lados de Baja California; la zona de falla Tosco-Abreojos al oeste y el sistema de fallas de San Andrés y Golfo de California en el este. Como resultado, la microplaca de Baja California fue progresivamente separada del margen continental y la deformación oblicua se focalizó en el Golfo de California (Karig y Jensky, 1972; Spencer y Normark, 1979; Hausback, 1984; Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1991). La transferencia de Baja California a la placa del Pacífico fue un proceso gradual que aún está activo, ya que la zona de falla Tosco-Abreojos acomoda entre 5 y 10% del desplazamiento relativo entre las placas de Pacífico y Norteamérica (DeMets, 1995; DeMets y Dixon, 1999; Dixon *et al.*, 2000; Michaud *et al.*, 2004).

La evolución cinemática del *rift* del Golfo de California aún es un tema controversial, ya que se han propuesto dos modelos conceptuales que difieren en el modo y tiempo de distribución de la deformación en su estado inicial: 1) El modelo de dos etapas (Hodges y Stock, 1989), propone una fase de protogolfo entre ~12–6 Ma, con extensión ortogonal E-W en la Provincia Extensional del Golfo y cizalla lateral en el sistema de fallas Tosco-Abreojos. Esta etapa conocida como “del protogolfo” antecedió la transtensión y el desarrollo de cuencas *pull-apart*, que definirían el límite principal entre las placas Pacífico y Norteamérica a partir del Plioceno hace 5.5 Ma (Oskin *et al.*, 2001; Oskin y Stock, 2003). 2) El modelo de una etapa de deformación transtensiva (Fletcher *et al.*, 2007) propone que la deformación transtensional afectó a la franja occidental de Provincia Extensional del Golfo desde el Mioceno medio 12.5 Ma. y acomoda ca. 450–500 km de desplazamiento (Gans, 1997; Fletcher *et al.*, 2007).

El límite de placas evolucionó en una serie de fallas transformantes conectadas por cuencas tipo *pull-apart* más pequeñas (Lonsdale, 1989; Persaud *et al.*, 2003), pero con una estructura diferente entre el norte y el sur. Al sur de la isla Tiburón se observa un arreglo en *echelon* de fallas

transformantes conectadas por cortos centros de dispersión con corteza oceánica naciente. La edad de las anomalías magnéticas en la cuenca Alarcón indica que la dispersión oceánica ocurrió desde los ~ 3.5 Ma (DeMets, 1995; DeMets y Dixon, 1999), y la deformación asociada está distribuida en zonas estrechas. En contraste, las cuencas en el norte del golfo carecen de corteza oceánica “sensu stricto”, porque no presentan anomalías magnéticas simétricas y no se ha documentado velocidades sísmicas típicas de corteza oceánica (Persaud *et al.*, 2003). Los sedimentos del delta del Colorado iniciaron su arribo desde hace ~ 5.5 Ma en la cuenca de Salton (Dorsey *et al.*, 2007) y enmascaran la estructura profunda. Además, la deformación en las cuencas del norte del Golfo de California se encuentra distribuida en una amplia zona, entre la falla Canal de Ballenas en el margen peninsular y la falla Cerro Prieto en el margen de Sonora (Figura 1).

La extensión en la parte norte del Golfo de California ocurrió a través de procesos de localización y relocalización de la deformación que dieron como resultado dos sistemas de cuencas diacrónicas controlados por fallas de desplazamiento lateral derecho. Las cuencas Adair-Tepoca y Tiburón Superior, forman el margen inactivo en la franja este, y fueron controladas por las fallas Tiburón y De Mar cuando el límite de placas se encontraba al este de Isla Ángel de la Guarda (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Martín-Barajas *et al.*, 2013).

Las cuencas Consag, Wagner, Delfín Superior y Delfín Inferior son el sistema activo del Golfo de California en el margen oeste, sin embargo, las relaciones estratigráficas entre Delfín Superior y Tiburón Superior sugieren un origen común, y registran la última migración del límite de placas hacia el oeste hace ~ 2 Ma, cuando ocurre la activación de la falla Canal de Ballenas y la apertura de la cuenca Delfín Inferior (Persaud *et al.*, 2003; Nagy y Stock, 2000, Martín-Barajas *et al.*, 2013).

2.2 Estudios previos cuencas Delfín

2.2.1 Estructura somera

Nos referimos a la estructura somera de las cuencas Delfín como los rasgos y características geométricas y morfológicas que pueden ser observadas en los primeros ~ 5 km de profundidad a partir de sísmica de reflexión convencional y de alta resolución.

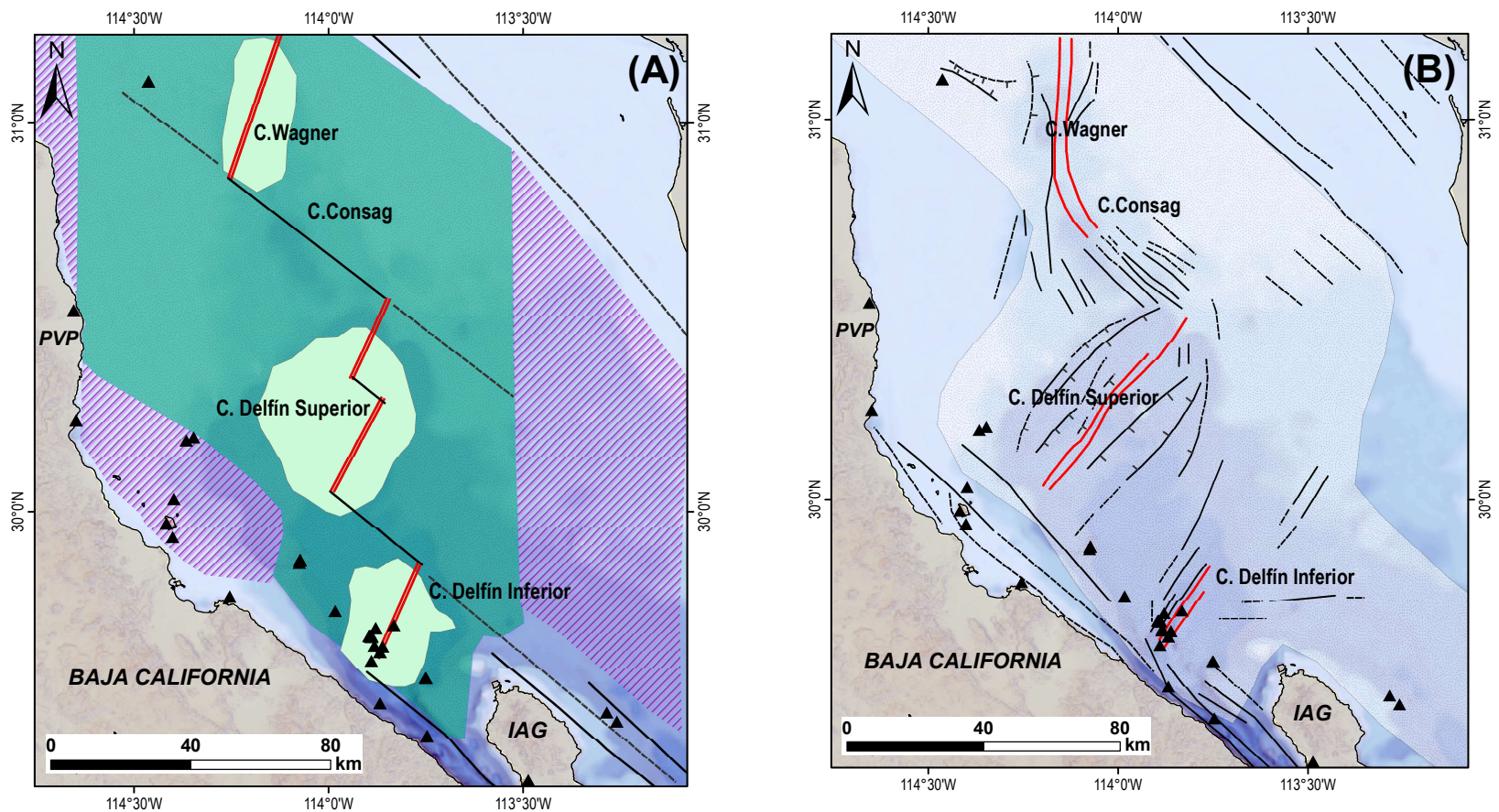


Figura 2. Compilaciones más conocidas de los mapas tectónico-estructurales del norte del Golfo de California. (A) Lonsdale (1989), limita corteza oceánica a partir de datos gravimétricos, su extensión conecta las fallas canal de Ballenas y Cerro Prieto en una configuración rómbica; corteza oceánica en verde, corteza continental en entramado diagonal, centros de dispersión en rojo y fallas transformantes negro continuo, fallas inferidas en línea punteada, cuencas delimitadas por batimetría en verde claro. (B) Fenby y Gastil (1991), proponen distribución de corteza basáltica de 0-5 Ma y/o transicional en textura punteada. Interpretación de fallas de Henyey y Bischoff (1973), centros de dispersión en rojo, fallas en negro, inferidas en punteado. Batimetría generada a partir de la base de datos de *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO). Triángulos representan volcanes. PVP- Provincia Volcánica Puertecitos, IAG-Isla Ángel de la Guarda.

La propuesta inicial de una estructura de fallas transformantes y cuencas *pull-apart* en las cuencas Delfín se debió a los trabajos de Sykes (1968), Lomnitz *et al.* (1970), Elders *et al.* (1972); Heyney y Bischoff (1973). Sin embargo, Lonsdale (1989) y Fenby y Gastil (1991) integraron los mapas tectónico-estructurales actualmente más citados que incluyen datos batimétricos, magnéticos y gravimétricos del proyecto CONMAR (Figura 2). Posteriormente, otros estudios han permitido cartografiar e interpretar con más detalle la estructura de las cuencas Delfín, Consag y Wagner (Persaud *et al.*, 2003; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; González-Escobar *et al.*, 2010; Vargas-Magaña, 2011; Martín-Barajas *et al.*, 2013). No obstante, los mapas estructurales aún difieren entre sí y se desconocen los detalles sobre las estructuras y/o patrones de falla que transfieren la deformación entre estas cuencas. Las figuras 3 y 4 muestran las interpretaciones estructurales a partir del año 2003 del norte del Golfo de California. Las principales similitudes y discrepancias se enlistan a continuación:

Los límites de las cuencas Delfín han sido definidos de manera consistente en previas interpretaciones, sin embargo, la terminación NE de la estructura *pull-apart* ha sido inferida, por lo que aún permanece como una interrogante. Las interpretaciones de Persaud *et al.* (2003) y Martín-Barajas *et al.* (2013) consideran a la plataforma San Felipe-Puertecitos como el límite NW de las cuencas Delfín. Estos trabajos proponen un patrón de fallamiento normal con orientación N-NE y buzamiento hacia el este.

El límite SW de las cuencas Delfín es descrito por Persaud *et al.* (2003) como una zona de deformación a lo largo del margen peninsular, que es la proyección al norte de falla transformante Canal de Ballenas. Esta falla se ramifica a fallas oblicuas que cambian de dirección hacia el noreste en un arreglo en forma de cola de caballo. González-Escobar *et al.* (2010) definen este mismo límite con la falla Volcanes (Figura 4), ubicada a lo largo del margen peninsular y orientada NNW-SSE en el extremo norte y NW-SE en el extremo sur. La explican como una falla de desplazamiento lateral derecho que yuxtapone los paquetes sedimentarios y las rocas del basamento acústico.

El límite norte de la Cuenca Delfín Superior está definido por Vargas-Magaña (2011) con la falla Volcanes norte1, que está orientada SW-NE y buza al SE. Esta falla es interpretada como una ramificación de la falla Volcanes (Vargas-Magaña, 2011) (Figura 4).

El límite SE de las cuencas Delfín está definido al sur por el flanco oeste del alto estructural de basamento orientado $\sim N12^{\circ}E$, que separa las cuencas Delfín de la cuenca Tiburón. El patrón de fallamiento en el límite sur de la cuenca Delfín Inferior tiene rumbo NE, corta a los estratos más reciente y forma escarpes de falla que se expresan en la batimetría (Persaud *et al.*, 2003; Martín-Barajas *et al.*, 2013).

El límite nororiental de las cuencas Delfín no está bien definido, y el propuesto por Persaud *et al.* (2003) en su síntesis estructural está inferido, ya que el levantamiento sísmico de Ulloa99 no cubre el área total de la estructura *pull-apart* (Figura 3). En otra interpretación estructural, Martín-Barajas *et al.* (2013), infieren un posible límite de las cuencas Delfín con orientación N-NW, paralelo a la falla Cerro Prieto, sin embargo, la cobertura sísmica es insuficiente para la correlación de fallas, quedando sin definir las estructuras que definen este límite.

Las cuencas Delfín Superior contiene dos depocentros subparalelos segmentados a lo largo de sus ejes. Tienen orientación N-NE y los depocentros se definieron como Delfín Superior Norte (DSN) y Delfín Superior Sur (DSS). Los límites de las cuencas DSN y DSS son controlados por fallas maestras, aunque los escarpes y la densidad de fallas tienen un comportamiento irregular; la subcuenca norte tiene escarpes más pronunciados que la subcuenca sur en la parte central. Sin embargo, este comportamiento se invierte en los extremos NW y SW, donde escarpes de hasta decenas de metros de desplazamiento corresponden a la cuenca DSS. Las fallas en DSN son más pronunciadas y las inversiones del echado más comunes (Persaud *et al.*, 2003). Las dos subcuencas DSN y DSS están separadas por una estructura anticlinal de 10-15 km de ancho (Martín-Barajas *et al.*, 2013).

Existen diferencias en la orientación de las fallas de Delfín Superior entre las interpretaciones de Persaud *et al.* (2003) y Martín-Barajas *et al.* (2013); la longitud en el trazo de las fallas también difiere, Persaud *et al.* (2003) propone segmentos cortos de falla de ~ 12 km en DSN, mientras que Martín-Barajas *et al.* (2003) interpretan trazos de falla de más de 25 km de longitud en los segmentos de falla interpretados por Persaud *et al.* (2003). Una situación inversa sucede en DSS, donde los trazos de falla de Persaud son casi del doble de longitud que en la interpretación del 2013.

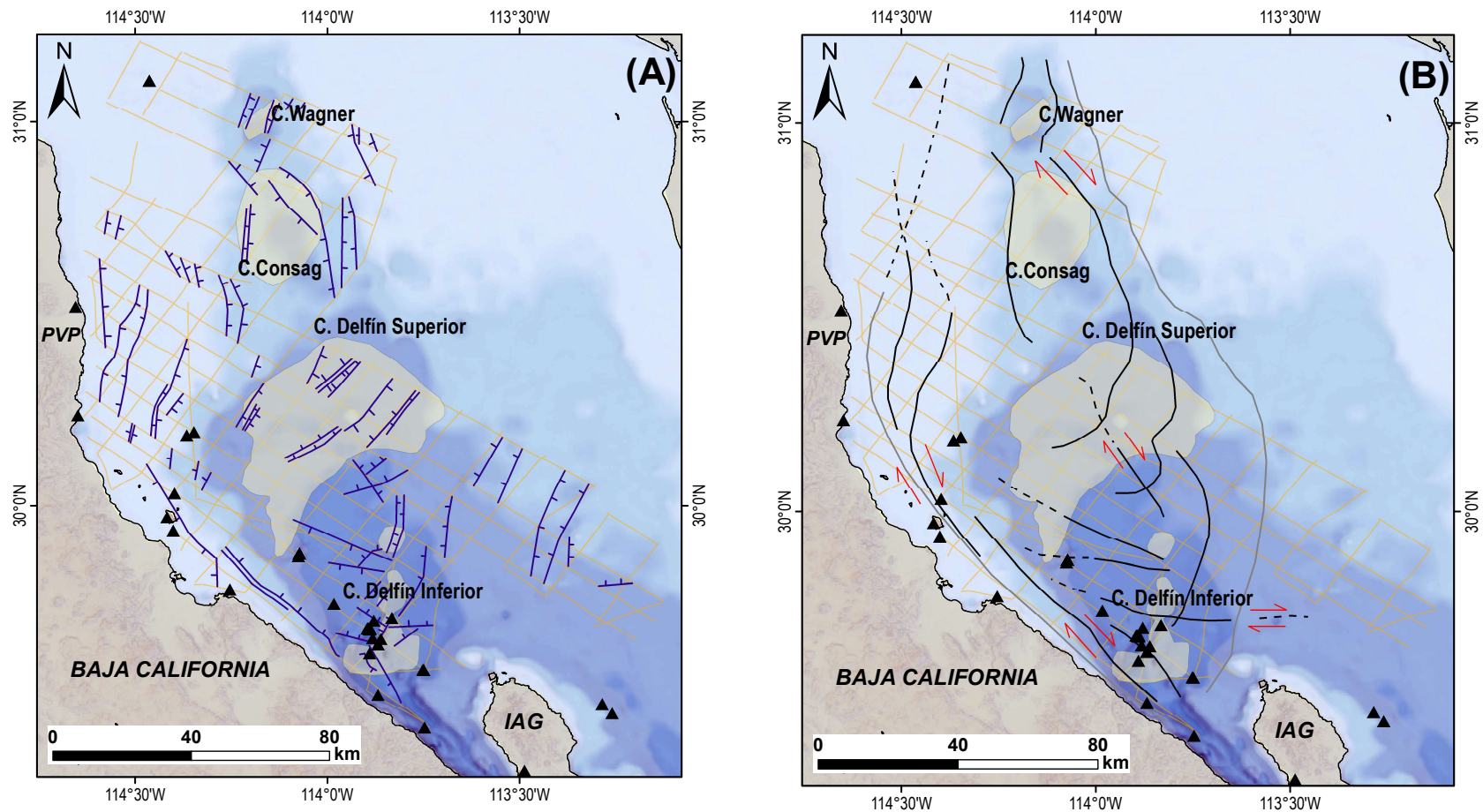


Figura 3. (A) Fallas interpretadas en las líneas sísmicas de Ulloa99 por Persaud *et al.* (2003). (B) Síntesis tectónico-estructural de las cuencas en el norte del Golfo de California propuesto por Persaud *et al.* (2003), se observan fallas de desplazamiento lateral en Delfín Inferior y Delfín Superior, la dirección del desplazamiento se indica en flechas rojas. El límite NE sin cobertura sísmica. Cuencas principales delimitadas por isopaca de 150m en gris claro. Levantamiento sísmica alta resolución Ulloa99 en naranja. Batimetría generada a partir de la base de datos de *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO). Triángulos representan volcanes. PVP-Provincia Volcánica Puertecitos, IAG-Isla Ángel de la Guarda.

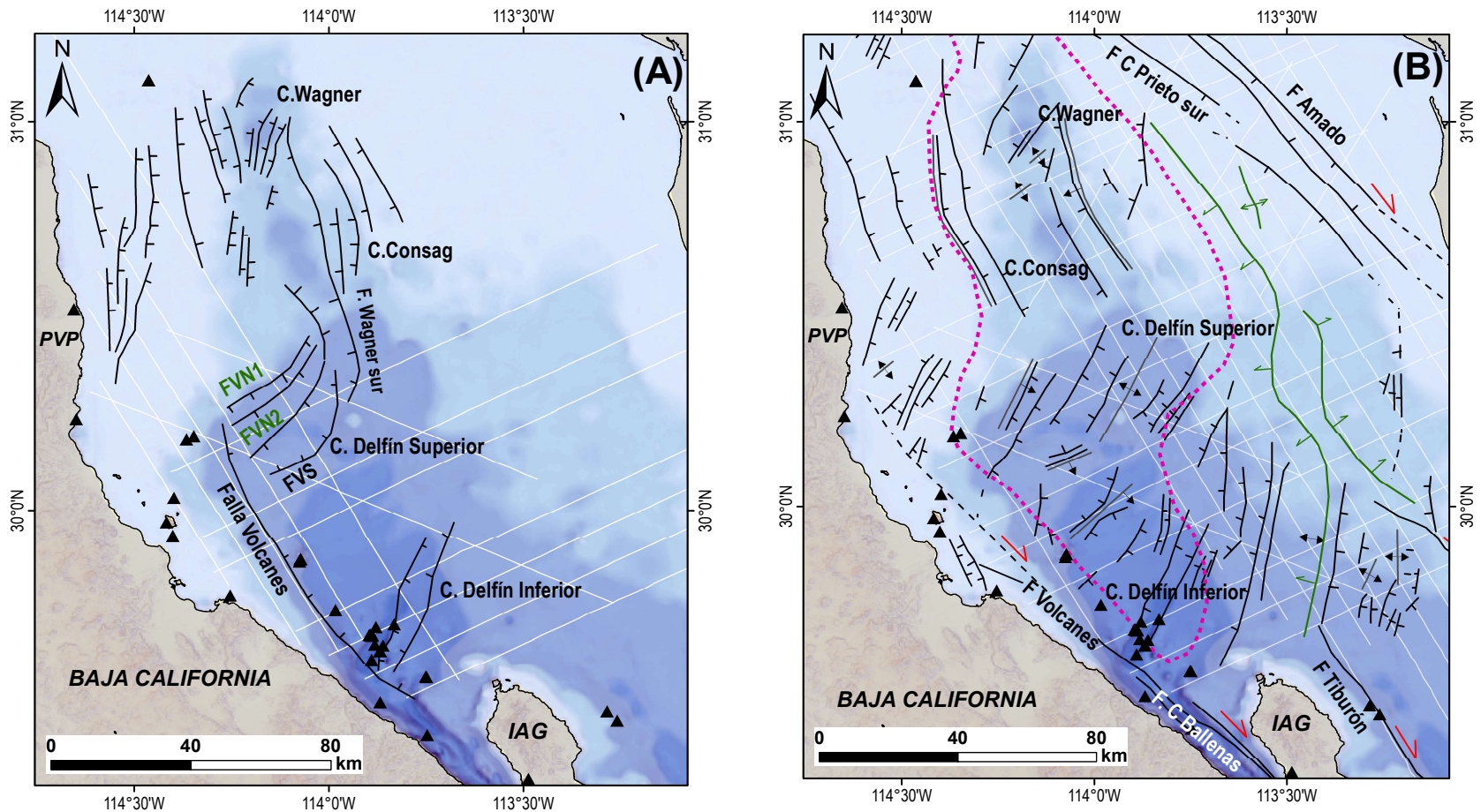


Figura 4. (A) Fallas interpretadas por González-Escobar *et al.* (2006 y 2010) en las cuencas Consag y Wagner; Interpretación en cuencas Delfín por Vargas-Magaña (2011). (B) Compilación fallas de Aragón-Arreola y Martín-Barajas (2007), Martín-Barajas *et al.* (2013). Límite de basamento acústico en línea rosa punteada. Estructuras antiformes en gris claro indicadas por flechas dobles en negro. Alto estructural intracuenca y su continuación al norte en verde. Levantamiento campaña Pemex 1979-1981 en blanco. Batimetría generada a partir de la base de datos de *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO). Triángulos representan volcanes. PVP- Provincia Volcánica Puertecitos, IAG-Isla Ángel de la Guarda.

La diferencia más significativa entre ambas interpretaciones se observa en las fallas de desplazamiento lateral en DSN y DSS propuestas por Persaud *et al.* (2003) y la conexión de Delfín Superior con la cuenca Wagner (Figuras 3b y 4b). La cuenca Delfín Inferior (CDI) contiene un valle axial estrecho (8 km ancho) orientado en dirección N-NE, con escarpes en el fondo marino que alcanzan 100 m. Además, los flancos de la CDI presentan alta densidad de fallamiento con desplazamientos pequeños. La mayor discrepancia entre la interpretación estructural de 2003 y 2013 son las fallas con orientación NW-SE y E-W interpretadas por Persaud *et al.* (2003), que sugieren una componente oblicua que se extienden desde Canal de Ballenas. En la interpretación de Martín-Barajas *et al.* (2013) no se reportan fallas con esta orientación ni se menciona una posible componente lateral oblicua. Esta posible discrepancia puede deberse a que las líneas sísmicas de Ulloa tienen poca penetración, por lo que el análisis de subsidencia está restringida al primer segundo de registro (~1000 m). No obstante, es claro que la cuenca DSS registra mayor subsidencia reciente en su extremo SW en comparación con DSN, esto ocurre cerca de las intrusiones volcánicas.

La cuenca Delfín Superior ha experimentado mayor subsidencia y extensión que la cuenca Delfín Inferior (Martín-Barajas *et al.*, 2013). Esto se basa en la observación de que la secuencia sedimentaria superior presenta un espesor de <1 segundo en la cuenca Delfín Inferior, y esta secuencia tiene más de 3.5 segundos en la cuenca Delfín Superior, lo que sugiere un inicio posterior de la subsidencia en la cuenca Delfín Inferior.

La estructura de transferencia de las cuencas Delfín hacia el norte aún no ha sido establecida claramente. Persaud *et al.* (2003), proponen la transferencia de la deformación de Delfín Superior a Consag como un *pull-apart* con un “escalón” de paso izquierdo con fallas oblicuas que transfieren cizalla lateral hacia la cuenca de Wagner en el norte del Golfo. González-Escobar (2010) sugiere que la conexión entre las cuencas Consag y Delfín es una amplia zona de transferencia, que se basa en el modelo de Withjack *et al.* (2002) para la evolución de cuencas transtensionales, donde se propone que un alto estructural puede desarrollarse entre dos segmentos de *rift* y es controlado por fallas maestras con vergencia opuesta en la zona entre las cuencas Consag y Wagner. Sin embargo, esta interpretación está realizada en líneas con pobre cobertura sísmica.

La presencia de corteza oceánica en el norte del Golfo aún es incierta, principalmente debido al efecto de la gruesa cubierta sedimentaria proveniente del delta del Colorado. Lonsdale (1989) limita corteza oceánica a partir de datos gravimétricos, su extensión conecta las fallas canal de Ballenas y Cerro Prieto en una configuración rómbica de más de 100 km de ancho rodeada por corteza continental en los límites E y NW (Figura 2). Persaud *et al.* (2003) proponen corteza continental adelgazada o metamorfozada entre las cuencas DSS y DI basados en las altas velocidades de refracción. Martín-Barajas *et al.* (2013) limitan a

25 - 40 km de posible corteza oceánica/transicional entre las cuencas Delfín Inferior y Delfín Superior con base en la terminación del basamento acústico en líneas sísmicas de Pemex orientadas en la dirección de transporte tectónico al NW. El basamento continental, bordea las cuencas Delfín, excepto en el límite N-NE (Figura 4b). El basamento es somero ($<2.5s$ en TDV) en el margen peninsular y profundiza al este y sureste de la cuenca DS en donde ya no se observa por debajo de ~ 4 segundos de tiempo doble (Martín-Barajas *et al.*, 2013).

2.2.2 Estructura profunda

Perfiles de refracción sísmica (González-Fernández *et al.*, 2005; Han *et al.*, 2016); datos de función receptor utilizando telesismos (Magistrale *et al.*, 1992; Lewis *et al.*, 200; Clayton *et al.*, 2004) y datos de magnetometría y gravimetría (Sánchez-Zamora *et al.*, 1991; Couch *et al.*, 1991) indican que la corteza continental en la zona costera del Golfo y la depresión de Salton tiene un espesor de 20 a 25 km. En su perfil de refracción sísmica y modelado gravimétrico a través de las cuencas Delfín y Tiburón, González-Fernández *et al.*, (2005) estiman una corteza de ~ 19 km cerca de la línea de costa, que se adelgazada a 14 y 17 km en las cuencas Delfín y Tiburón, respectivamente. Además, indican que el alto estructural que separa estas cuencas con un espesor cortical de ~ 19.5 km. Sin embargo, aún se discute si esta corteza inferior son sedimentos metamorfizados con intrusiones basálticas de origen mantélico, como en la cuenca de Salton (Han *et al.*, 2016; Fuis y Kohler, 1984), o es corteza continental fuertemente adelgazada y exhumada (González-Fernández *et al.*, 2005) o una combinación de ambas.

Capítulo 3. Métodos

3.1 Reflexión sísmica

La reflexión sísmica es uno de los métodos más recurridos por su amplia gama de aplicaciones, es capaz de detectar características del subsuelo de pequeña a gran escala, desde la exploración mineral y estudios de ingeniería en los primeros 1000 m, hasta niveles profundos para delinear la estructura cortical (Yilmaz, 2001). La base de datos sísmicos de CICESE cuenta con i) líneas sísmicas de la industria petrolera y ii) líneas sísmicas de alta resolución. Cada uno de estos estudios provee información complementaria, por lo que la interpretación geológica derivada de una base de datos combinada proporcionará un mayor control sobre la distribución espacial y temporal de las cuencas Delfín.

3.1.1 Marco teórico

El método de reflexión sísmica requiere: 1) una fuente para generar ondas sísmicas, como explosivos, pistolas de aire o vibradores; 2) receptores que detecten las ondas y las conviertan en una señal eléctrica (geófonos o hidrófonos); y 3) instrumentos que registren la amplitud y el tiempo transcurrido entre la emisión de la fuente y la llegada de la reflexión (Figura 5). La impedancia acústica (Z) es una propiedad intrínseca de las rocas, definida como:

$$Z = V\delta \quad (1)$$

donde

V = velocidad propagación (m/s)

δ = densidad (gr/cm^3)

Cada roca, de acuerdo con su composición mineralógica y contenido de fluidos, posee una impedancia acústica distintiva, cuyo tiempo de viaje de las ondas depende del tipo de roca y su distribución en el subsuelo (Yilmaz, 2001).

El objetivo de la sísmica de reflexión es generar una imagen sobre la disposición de las rocas en el subsuelo (estructura) y sus características físicas (litología, contenido de fluidos, etc.) a partir de la información

registrada, esto es; los tiempos viaje, las amplitudes, cambios de fase y/o frecuencia de las ondas. Las reflexiones solo pueden ocurrir cuando las ondas generadas encuentran un cambio en la impedancia acústica entre capas de roca o interfaces, arrojando información a través de los coeficientes de reflexión.

El método de reflexión sísmica consiste en tres etapas principales: 1) Adquisición de datos, 2) Procesamiento y 3) Interpretación. Las tres etapas principales están íntimamente ligadas y la correcta ejecución de cada una será la base para lograr buenos resultados en la siguiente etapa (Fitch, 1976; McQuillin *et al.*, 1979; Badley, 1985; Lindseth, 1987; Yilmaz, 1987; Sheriff y Geldart, 1995).

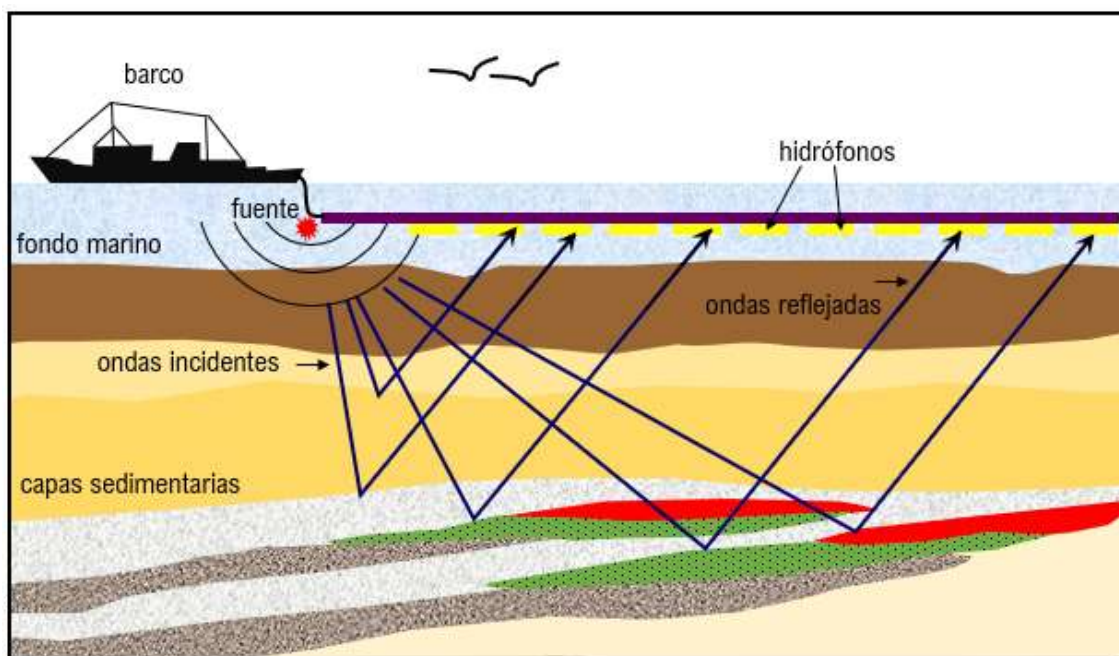


Figura 5. Arreglo sísmico para la adquisición marina, consiste en una fuente de energía (pistolas de aire) y los receptores (hidrófonos para el caso de la adquisición marina), alineados en un tendido lateral. Las ondas acústicas producidas por las pistolas de aire se reflejan en el subsuelo y son registradas en superficie por los hidrófonos. Figura modificada de https://archive.epa.gov/esd/archive-geophysics/web/html/marine_seismic_methods.html.

3.1.2 Adquisición sísmica

La información sísmica utilizada en este trabajo consiste en 2 bases de datos: A) Sísmica 2D adquirida por Pemex entre los años 1978-1981 en la campaña de exploración petrolera del Golfo de California como parte del proyecto San Felipe-Tiburón; B) Sísmica 2D de alta resolución de la campaña Ulloa99, adquirida por el buque Francisco de Ulloa de CICESE, con el equipo de sísmica de alta resolución de

LamotDohertyEarthObservatory (LDEO) de la Universidad de Columbia, N.Y. Las líneas sísmicas de esta campaña son de dominio público, disponibles en el sitio http://www.marinegeo.org/tools/search/Files.php?data_set_uid=3735

La tabla 1 presenta los parámetros de adquisición utilizados en cada una de las campañas

Tabla 1. Parámetros de adquisición sísmica de las campañas de Pemex y Ulloa99.

PARÁMETROS ADQUISICIÓN	SÍSMICA CONVENCIONAL	SÍSMICA ALTA RESOLUCIÓN
No. de canales	48	48
Tiempo de grabación (ms)	6144	2000-3000
Intervalo de muestreo (ms)	2	1
Formato de grabación	SEG-B	SEG-Y
Filtro baja frecuencia (Hz)	8	30
Filtro alias (Hz)	124	240
Fuente energía (cañón de aire)	7	1
Volumen/presión (in ³ /psi)	1441/1750	149.5/2500
Distancia estaciones (m)	50	12.5
Distancia entre P.T. (m)	25	25
Patrón de tiro (m)	0-270-2350	0-25-612.5

3.1.3 Procesamiento de datos

La información sísmica registrada en la etapa de adquisición es una suma de la energía enviada, la respuesta reflectiva del subsuelo y diferentes tipos de ruido (coherente, aleatorio, reverberaciones o múltiples, ambiental). El objetivo del procesado sísmico es producir una imagen lo más representativa posible del subsuelo, libre de ruido, donde los reflectores sísmicos se distingan y permitan la interpretación

geológica de los datos. Por tanto, se debe remover o al menos minimizar artefactos relacionados a la superficie en donde se realizó la adquisición, instrumentación y ruido que enmascare la imagen del subsuelo. Con el propósito de complementar la malla sísmica para la interpretación, se procesaron 2 perfiles sísmicos de la base de datos de Pemex (L-5068 y 5084) en el laboratorio de procesamiento de datos sísmicos de CICESE aplicando una secuencia de procesamiento convencional (Yilmaz, 1987; Sheriff y Geldart, 1995), utilizando el software ProMAX© 5000.8.0.0. Los pasos se describen a continuación:

1) Edición de trazas

El objetivo es identificar datos anómalos en los registros sísmicos para después ser removidos (*kill trace*—matado de trazas), pues no contienen información útil y generalmente se trata de defectos en el instrumento, o una mala conexión. Además, se remueve el ruido registrado en la columna de agua (*top-mute*), el propósito es eliminar el ruido que precede a los primeros arribos de la onda y el ruido de fondo que no procede de la fuente (Figuras 6 y 7).

2) Filtrado (pasa-banda y en dominio f-k)

Se trata de remover o atenuar los ruidos coherentes que no pueden ser eliminados con la edición de trazas. Debido a que la señal sísmica contiene ruido de baja frecuencia (ground roll) y ruido de alta frecuencia (ambiental), se utiliza un filtro pasabandas, que deja pasar la concentración de la energía en una banda limitada de frecuencias. Nuestro dato de interés es la energía reflectiva coherente de las estructuras del subsuelo, y su distribución de frecuencias puede conocerse mediante el análisis del espectro de frecuencias. A las líneas procesadas en este trabajo se les aplicó el filtro pasabandas 8-12-60-70 Hz (Figuras 6 y 7).

Otro filtro utilizado, es el F-K, opera en el dominio de la frecuencia y el número de onda, es un filtro espacial que ayuda a eliminar el ruido coherente que se presenta de manera lineal y con bajo ángulo (velocidades bajas).

3) Corrección por divergencia esférica y ganancia

Se realiza debido a que la energía se distribuye radialmente, mientras los frentes de onda se alejan de la fuente, la disipación de la energía aumenta cuando el área de dispersión es mayor, generando que las amplitudes de la señal disminuyan al alejarse de la fuente. La amplitud es inversamente proporcional al *offset* (distancia fuente-receptor) cuando se asume un modelo de velocidad constante (Divergencia esférica= $1/\text{distancia}$) en un medio homogéneo e isotrópico, pero los contrastes litológicos son variados en la realidad y las capas más profundas poseen una mayor compactación (lo que genera una mayor velocidad) debido a la presión litostática, por lo que la recuperación de las amplitudes debe asumir un aumento en la velocidad de propagación de la energía con la profundidad.

La compensación por divergencia esférica no recupera todas las amplitudes, por lo que se aplica un escalamiento, referido como control automático de ganancia (AGC, por sus siglas en inglés). La señal registrada se multiplica por una función de ganancia de carácter exponencial, que simula el decaimiento de la amplitud de la señal (Gadallah y Fisher, 2005). La relación del dato de entrada $A_i(t)$ y de salida $A_o(t)$ se define como:

$$A_o(t) = A_i(t)G(t) \quad (2)$$

donde $G(t) = 10^{at}$, a es una constante (dB/s).

4) Deconvolución

La señal registrada en superficie es una convolución del impulso producido por la fuente con respuesta de la tierra y los instrumentos, lo que produce cambios a la señal de entrada. La respuesta de la tierra contiene algunos efectos como refracciones, reverberaciones, difracciones, múltiples. La deconvolución consiste en la compresión de la ondícula básica, con el propósito de eliminar el efecto generado por la fuente de energía. Este proceso limpia la señal para que se pueda reducir a un *spike* o pico, el cual es la respuesta reflectiva del medio sin la alteración generada por el impulso de entrada, mejorando la resolución temporal, atenuando o removiendo ruido coherente, y reverberaciones de la fuente generadas por la capa de agua (Figuras 6).

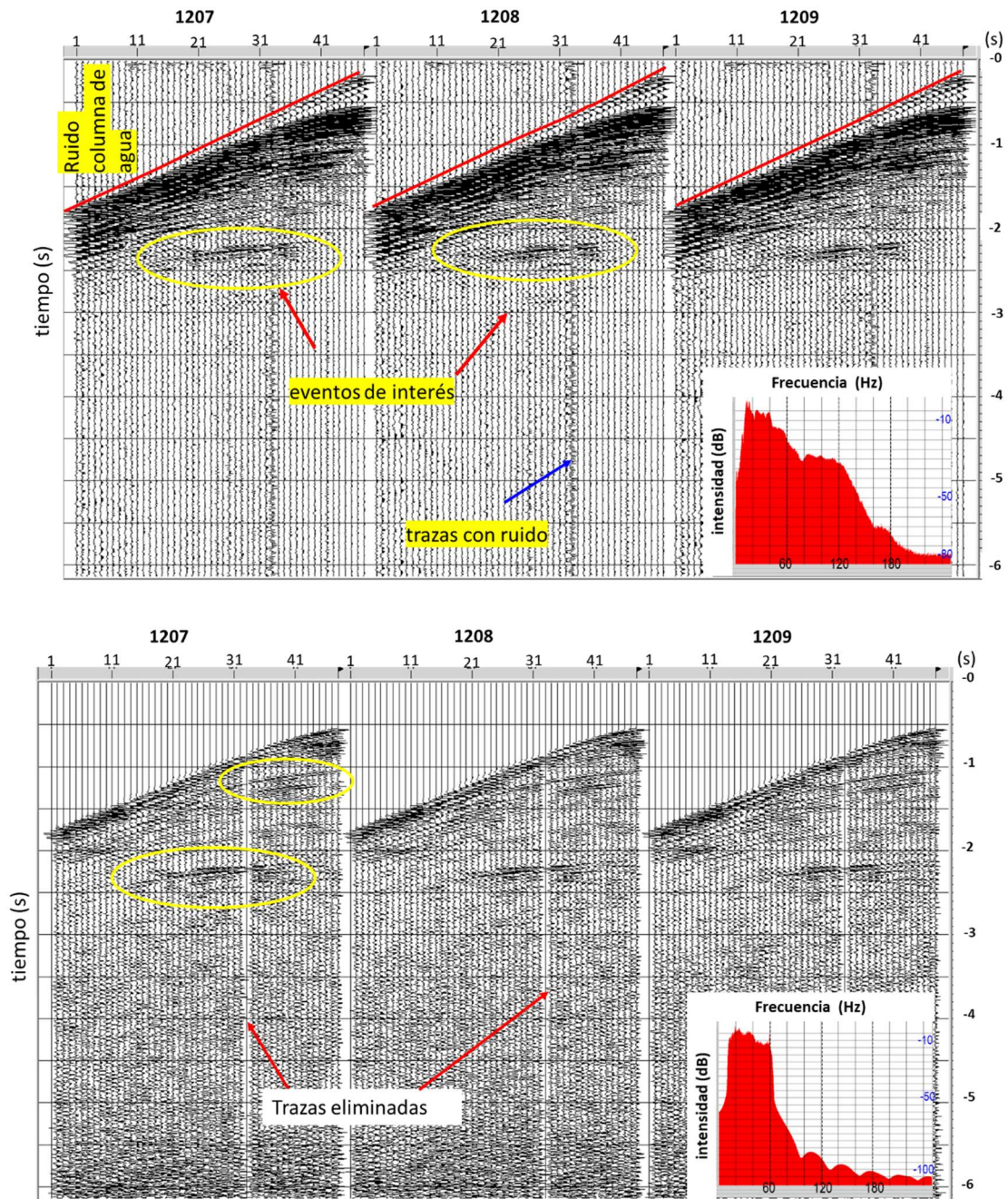


Figura 6. (Arriba) Registros sísmicos originales, se observan algunas trazas anómalas que deben ser eliminadas, y altas amplitudes concentradas en la parte somera, además del ruido de fondo. El cuadro inferior derecho contiene el espectro de frecuencias original, las frecuencias de interés y con mayor energía se concentran antes de los 70 Hz, donde empiezan a decrecer. (Abajo) Registro sísmico después de aplicar algunos pasos del procesamiento sísmico como: edición de trazas, filtro pasabandas y f_k , corrección por divergencia esférica y ganancia, deconvolución. El recuadro inferior derecho presenta el nuevo espectro de frecuencias, en el rango de las frecuencias de interés con mayor energía.

5) Análisis de velocidad y Corrección por NMO (*normal move out*)

El análisis de velocidad se realizó sobre conjuntos de CDP (*common depth point*) utilizando un espectro de semblanza. Que consiste en un despliegue de máximos y mínimos que representan altas y bajas concentraciones de energía, contrastes en la impedancia acústica y horizontalidad, considerando que por lo general la velocidad aumenta con la profundidad, las velocidades deben de ir aumentando de manera proporcional al tiempo, a menos que se presenten capas de baja velocidad (Figura 7).

La corrección por NMO trata de corregir el efecto hiperbólico causado por el arreglo fuente-receptores. Si se observa una gráfica de tiempo de arribo vs receptores, tiene una forma hiperbólica. Esto ocurre porque una reflexión se registra primero en el receptor que está más próximo a la fuente, mientras los receptores más alejados de la fuente desarrollaran tiempos de viaje más largos. La corrección por NMO consiste en llevar a la horizontalidad aquellos reflectores que desarrollan una superficie hiperbólica, se trata de una corrección geométrica en la cual se transforman las distancias fuente-receptor a cero, para que las velocidades de propagación de la energía representen el tiempo de viaje verdadero, sin influencia del factor distancia.

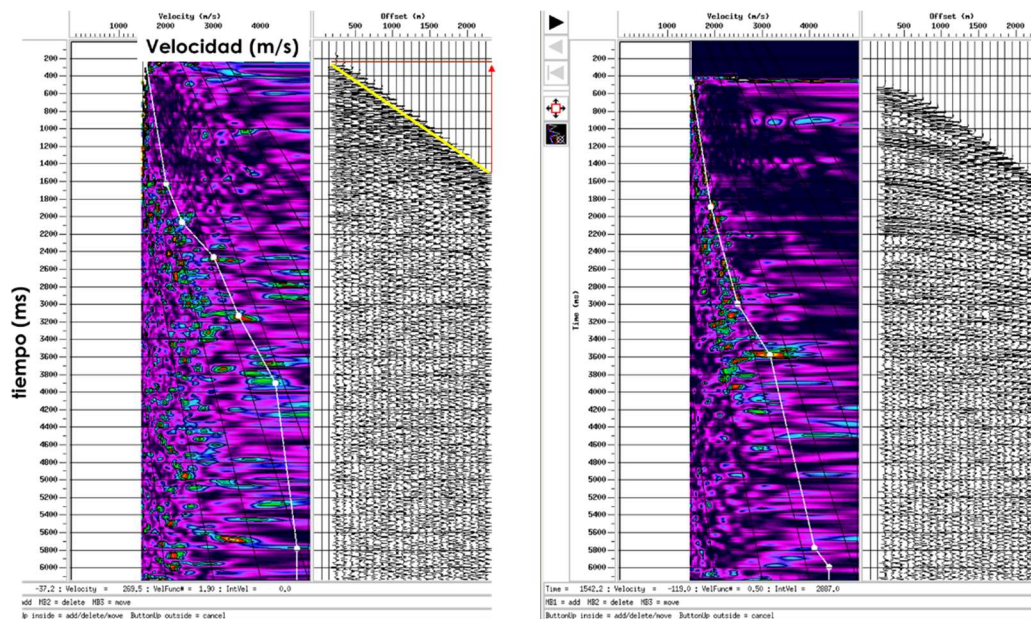


Figura 7. Picado de velocidades, los colores claros representan los puntos de mayor semblanza y contenido de energía.

6) Apilado

El apilamiento consiste en la suma de las trazas correspondientes a un mismo punto de reflexión común, con el objetivo de generar una traza CDP final que tenga una relación señal ruido mayor, generando así una imagen preliminar del subsuelo compuesta por trazas ordenadas en CDP, *offset* cero (logrado por la corrección NMO), tiempo doble y con el modelo de velocidad aplicado.

7) Migración

En presencia de un relieve abrupto, se generan difracciones de la onda que generan una especie de ruido en los reflectores de la sección sísmica, estas difracciones se producen cuando la longitud de onda es mayor que las dimensiones del objeto, por lo tanto, los efectos de la difracción disminuyen hasta que no se vuelven indetectables a medida que el tamaño del objeto aumenta comparado con la longitud de onda. El proceso de migración colapsa dichas difracciones y reubica la energía a su verdadera posición, otra de sus funciones es mejorar de una manera geométrica la resolución lateral moviendo la inclinación de los reflectores a su posición original en el subsuelo y delimitando características estructurales como planos de falla, lo que proporciona una imagen final con mayor resolución espacial de los eventos reflectivos (Figura 8).

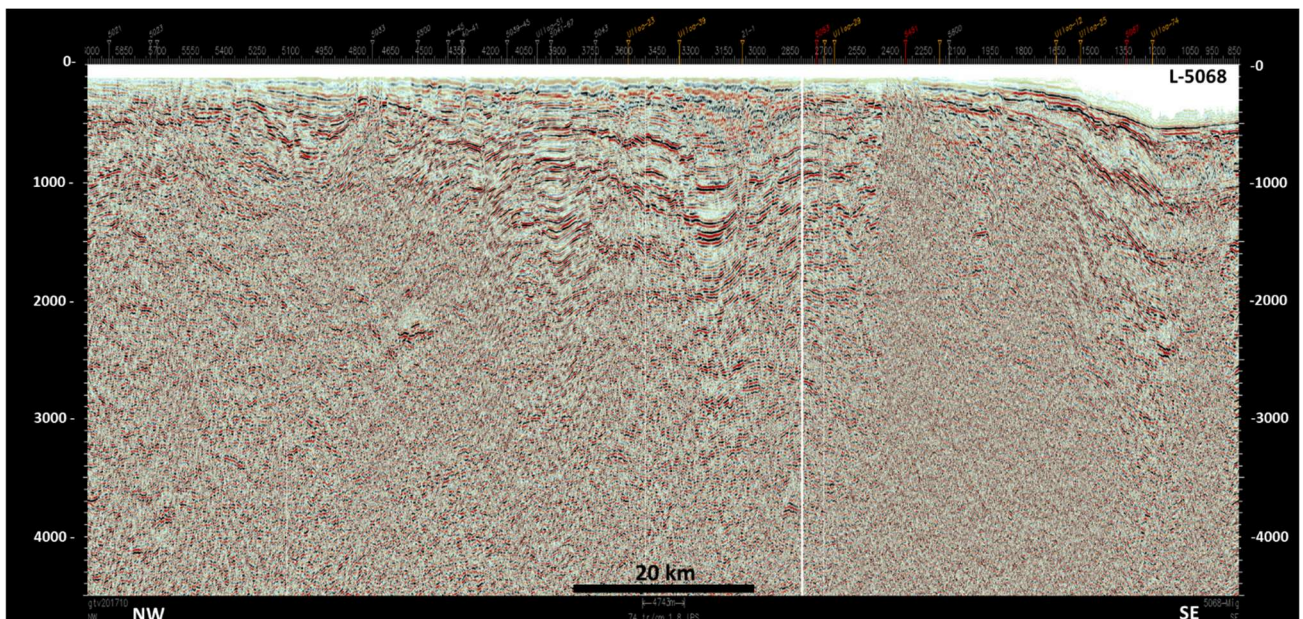


Figura 8. Línea 5068. El producto final del procesamiento sísmico es una sección sísmica apilada y migrada, lista para la etapa de interpretación.

3.1.4 Resolución sísmica

La resolución es la capacidad para distinguir entre dos objetos y se define como la distancia mínima a la que deben estar dos puntos para ser identificados como eventos diferentes, tanto horizontal como verticalmente. La importancia de la resolución radica en que solo se pueden ver características en un rango de espesores determinados (algunas decenas de metros). La resolución está en función de la velocidad en cada capa y del rango de frecuencias que se maneja en la sísmica.

La resolución vertical se relaciona a que tan separadas deben estar dos interfases para ser capaces de producir diferentes reflexiones. La resolución sísmica vertical (λ) se calcula con la siguiente fórmula

$$\lambda = \frac{v}{f} \quad (3)$$

Donde:

v = velocidad (m/s)

f = frecuencia (Hz)

De acuerdo con el espectro de frecuencias de la sísmica de Pemex, considerando una frecuencia pico de 35 Hz y una velocidad promedio de los sedimentos de ~2000 m/s, la resolución vertical es de ~57m. Para el caso de la sísmica de alta resolución de la campaña Ulloa99, considerando una frecuencia pico de 100Hz y velocidad de 2000 m/s, se tiene una resolución vertical de ~20 m.

La resolución horizontal, se refiere a que tan cerca dos puntos situados lateralmente, pueden ser identificados como eventos diferentes, y se determina por el radio de la zona de Fresnel (r):

$$r = \frac{v}{2} \sqrt{\frac{t}{f}} \quad (4)$$

Donde:

v = velocidad (m/s)

t = tiempo doble de viaje (s)

f = frecuencia (Hz)

3.1.5 Mallas de interpretación

El propósito de utilizar una malla combinada de interpretación con sísmica de Pemex y Ulloa fue tener más puntos de control en la correlación de fallas y reducir al máximo posible el espaciamiento entre líneas. Además, se trató de aprovechar las ventajas de cada adquisición, el detalle y alta resolución de la sísmica de Ulloa99 y la mayor cobertura e información a profundidad de la sísmica de Pemex. La interpretación se realizó con el *software* Seisworks®, propiedad de Landmark™. Los detalles de cada malla se presentan a continuación (Figuras 9a y 9b).

Pemex 1978-1981

Son líneas orientadas NE 62° y NW 28°, son oblicuas a la dirección de transporte tectónico. Su tiempo de registro es de 6 segundos, la separación entre líneas es de 5 y 7 km respectivamente en la zona norte, donde la malla es más densa, mientras que en el sur se tiene una malla más espaciada de 10 x14 km (Figura 9a). En el área de las cuencas Delfín, la sísmica de Pemex ha sido procesada en distintas épocas, por lo que se tienen varias versiones sísmicas para interpretación: 1) Pemex, 2) IMP, 3) CICESE (Aragón-Arreola (2007), Vargas-Magaña (2011), Sojo-Amezcu (2012), este trabajo (2017) que aportan distinta información para la interpretación.

Campaña Ulloa99

Se trata de líneas orientadas NE 37° y NW 53°, su tiempo de registro es de 2 segundos. La malla tiene espaciamiento irregular entre líneas de ~6 x 13 km. La longitud de las líneas es variable, de ~70 a 115 km en dirección este y de ~100 a 180 km en la otra dirección. La orientación de esta malla es paralela a la dirección de transporte tectónico en las líneas orientadas en dirección NW. Solo se tiene una versión sísmica (Figura 9b).

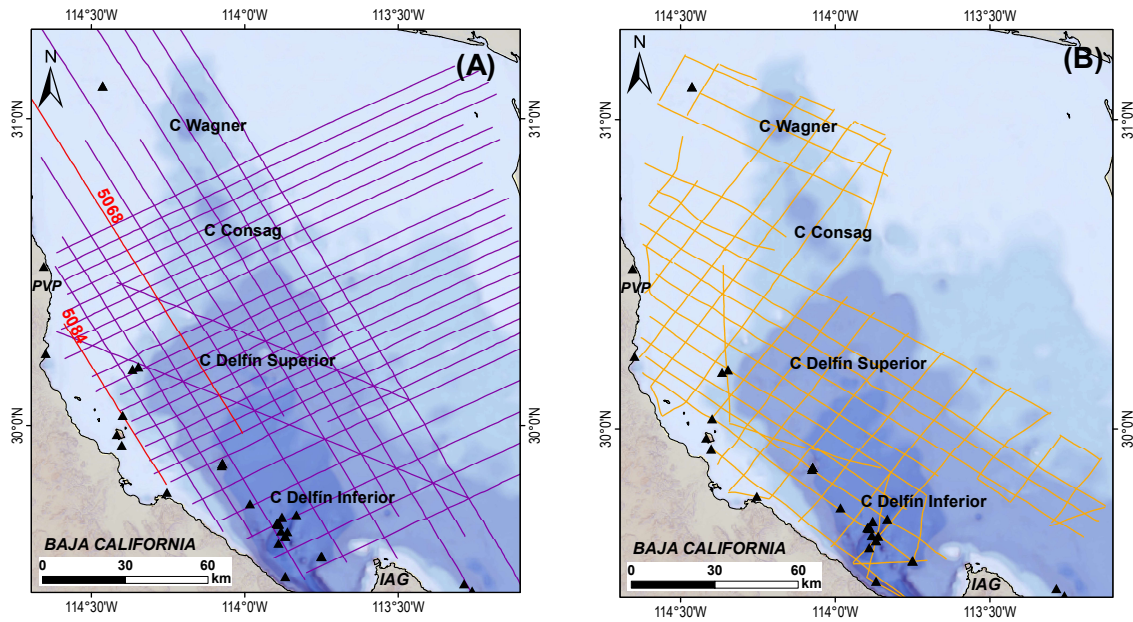


Figura 9. Líneas sísmicas disponibles para interpretación. (A) Campaña de Pemex 1978-1981, en rojo las líneas procesadas en este trabajo. (B) Campaña sísmica de alta resolución Ulloa99.

3.1.6 Estimación del echado aparente e isopacas

El echado aparente se define como cualquier echado medido en un plano vertical que no es perpendicular a la línea de rumbo. En nuestro caso las líneas sísmicas cortan de manera oblicua las estructuras. El cálculo del echado aparente de las fallas interpretadas en los perfiles sísmicos se estimó con un ejercicio trigonométrico simple, se conoce la distancia horizontal ($d_{hor}=d_1-d_2$), y la distancia vertical (d_{vert}) se calcula considerando una velocidad promedio de 2000 m/s y un $\Delta t=(t_1-t_0)/2$. El ángulo formado entre el plano horizontal y el plano de la falla es

$$\alpha = \arctan(d_{vert}/d_{hor})$$

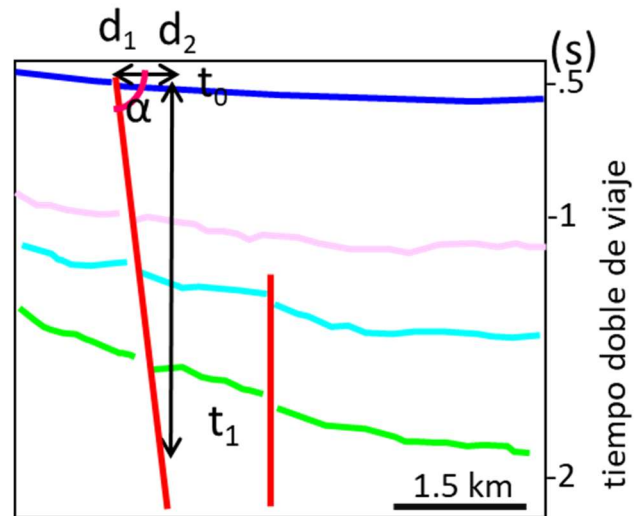


Figura 10. Figura esquemática para el cálculo de los echados aparentes en las secciones sísmicas. Las líneas rojas representan fallas

Los escarpes del fondo marino se convirtieron a profundidad utilizando una velocidad para el agua de 1500 m/s. Para los saltos de falla en secuencias sedimentarias se consideró una velocidad de sedimentos de 2000 m/s, el tiempo de viaje se dividió entre 2, ya que las secciones sísmicas se registran en tiempo doble de viaje.

Los mapas de isopacas se realizaron con la resta de dos superficies interpretadas en tiempo, cuyo resultado se dividió entre 2 (por el tiempo doble de viaje) y también se consideró una velocidad de sedimentos de 2000 m/s, esta conversión solo pudo realizarse para la secuencia más somera, ya que la variación de la velocidad con la profundidad no es bien conocida en el área.

Capítulo 4. Resultados de interpretación estructural

De acuerdo a los resultados de interpretación se definieron cinco dominios estructurales con base en la presencia de un basamento acústico, la orientación de las fallas y su desplazamiento vertical (Figuras 11 y 12). Los cinco dominios identificados son: 1) Plataforma Puertecitos (PP) en el noroeste; 2) Zona de Fractura Volcanes (ZFV), que es la prolongación hacia el norte de la falla Canal de Ballenas y bordea el margen peninsular (Persaud *et al.*, 2003; González-Escobar *et al.*, 2010); 3) Cuenca Delfín Superior (DS), con las minicuenas Delfín Superior Norte (DSN) y Delfín Superior Sur (DSS); 4) la Zona de Cizalla Tepoca (ZCT) que representa el límite oriental de las minicuenas Delfín Superior y es reportada por primera vez en este trabajo; 5) la cuenca Delfín Inferior (DI) y el flanco oeste del alto estructural intracuencas (AEI) que constituye el límite sureste del *pull-apart* de las cuencas Delfín.

La interpretación de las fallas y su correlación se realizó utilizando todas las líneas sísmicas de Pemex y Ulloa99 disponibles (Figura 9). Los saltos de falla se dan en metros (m), utilizando una velocidad promedio de 2000 m/s para la conversión de tiempo a profundidad (ver inciso 3.1.6). Los perfiles de sísmica de reflexión se presentan en tiempo (s) doble de viaje (TDV) en el eje vertical y distancia (km) en el eje horizontal.

4.1 Plataforma Puertecitos (PP)

La plataforma Puertecitos (PP) se extiende más de 30 km a partir de la línea de costa hacia el sureste. Se caracteriza por un basamento acústico somero formado por rocas volcánicas del Mioceno Tardío que sobreyacen un intrusivo cretácico de composición cuarzodiorítica (Helenes *et al.*, 2009). El basamento subyace una secuencia sedimentaria marina que varía en espesor de $\sim 700\text{ms}/700\text{m}$ en las zonas cercanas al litoral y que se engruesa hasta 3.5s ($>2.8\text{ km}$) hacia el este-sureste, en donde se ubica un límite estructural bien definido por fallas de orientación nor-noreste que dislocan el basamento acústico y marcan el límite de la corteza continental (Figuras 13, 14 y 15).

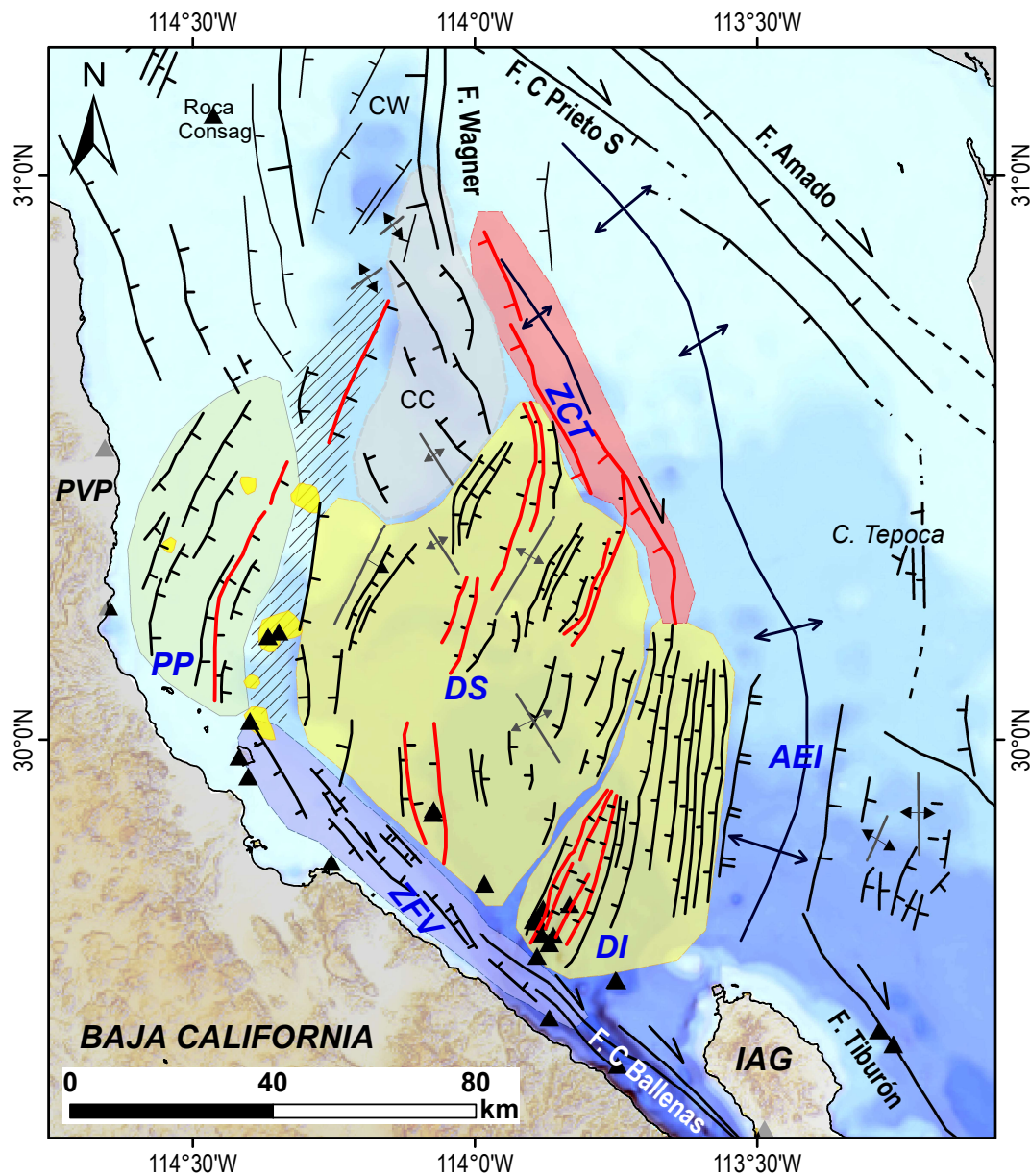


Figura 11. Dominios estructurales definidos en el norte del Golfo de California: PP-Plataforma Puertecitos, ZFV- Zona de Fractura Volcanes, ZCT- Zona de Cizalla Tepoca, DS-Delfín Superior, DI- Delfín Inferior, AEI-Alto estructural intracuenas. La compilación de fallas fuera de la zona de estudio es de Martín-Barajas *et al.* (2013). Batimetría generada a partir de la base de datos de *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO). PVP- Provincia Volcánica Puertecitos, IAG-Isla Ángel de la Guarda.

El patrón de fallamiento en la PP consiste en fallas normales verticales con rumbo promedio NE 25° buzamiento al E, y con echados aparentes de ~55-65°. Estas fallas pueden ser trazadas hasta profundidades de 2s y solo algunas desplazan el basamento de forma evidente. La correlación de las fallas más grandes alcanza una longitud de hasta 38 km. El fallamiento pierde expresión en los estratos más recientes, 1 o 2 reflectores debajo del fondo marino, y se consideran fallas sin actividad reciente. El salto de falla aumenta con la profundidad, desde 100 ms debajo del fondo marino con saltos de falla de menos de ~20 m (en el límite de la resolución vertical), hasta desplazamientos de más de ~50 y 100 m en niveles más profundos ~800 y 1500 ms (Figura 14, L_5059). En algunos perfiles, se visualizan posibles estructuras en flor negativa sobre la plataforma que, en conjunto con la truncación lateral de los reflectores sísmicos, sugieren desplazamiento lateral (Figura 13, L_5471) ej: IL-5068, IL-5051, Ulloa-54.

La falla Puertecitos (FP en figura 12 en el dominio PP) es la estructura mayor y produce la mayor caída del basamento hacia el este. A partir de esta falla se observa un engrosamiento de las secuencias más someras (S1, S2 y S3) por arriba del horizonte verde (Figuras 13 y 14).

El echado de los estratos disminuye gradualmente hacia la cima (Figuras 14, L-5059 y 15, L-5055). En contraste, los paquetes sedimentarios más profundos (horizonte naranja fuerte y naranja claro) conservan la misma pendiente que el basamento, que es más pronunciada debajo de los horizontes verde y cyan. Los depósitos más recientes tienen muy poco buzamiento y son casi horizontales, aún con la exageración vertical de las líneas sísmicas.

En la parte NW de la plataforma se observan estructuras profundas que no fue posible correlacionar más de 10 km, por lo que se consideran muy locales (L-5053 y L-5076).

La zona de falla Puertecitos (FP) es el límite NW de las cuencas Delfín Superior, al sureste de esta falla y en dirección paralela, los perfiles de Ulloa99 presentan un notorio blanqueamiento sísmico, así como la presencia de varios edificios volcánicos de ~ 5 km de diámetro observados también en las líneas de Pemex.

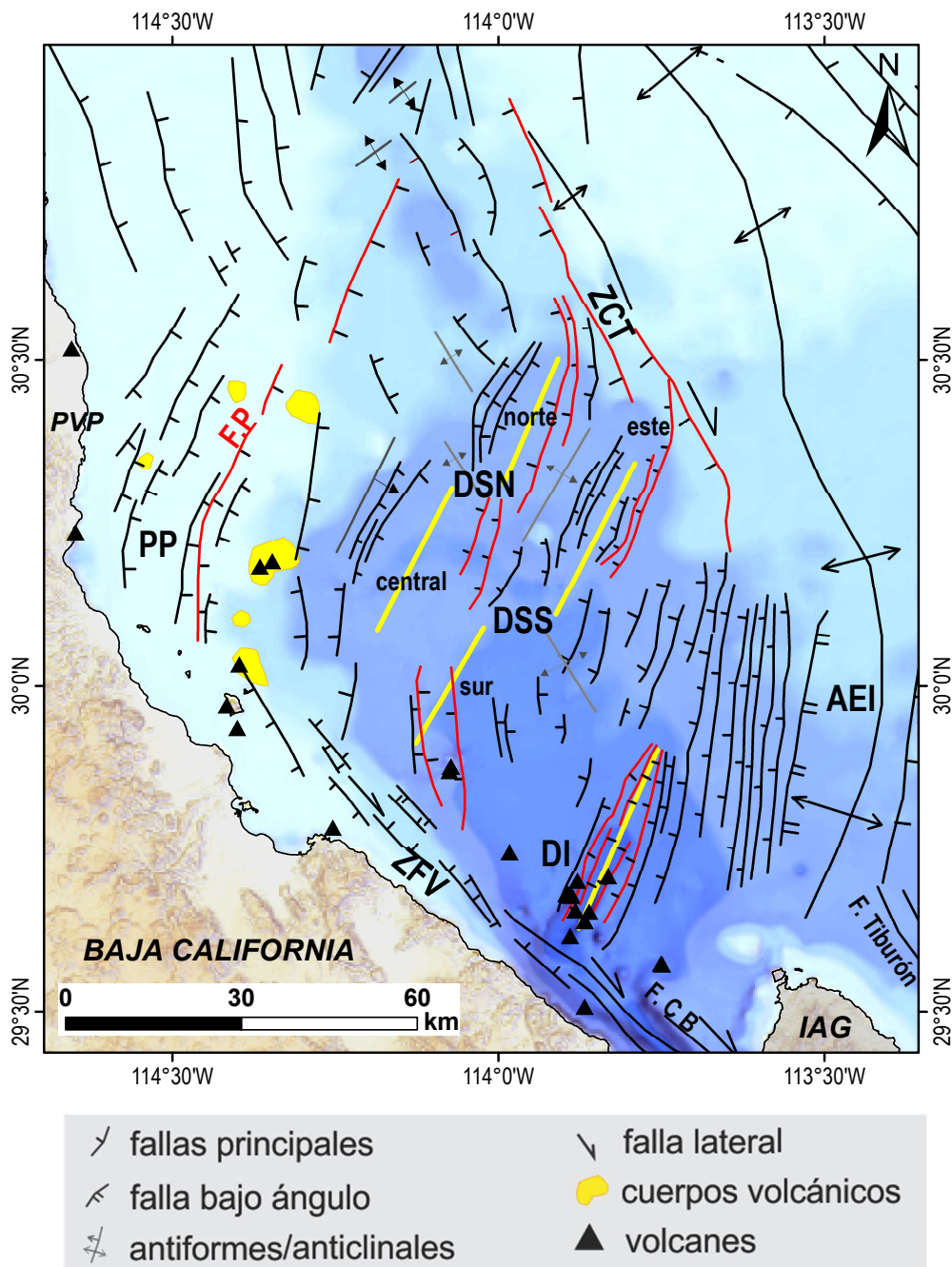


Figura 12. Patrones de fallamiento interpretados en las cuencas Delfín. PP-Plataforma Puertecitos, ZFV- Zona de Fractura Volcanes, ZCT- Zona de Cizalla Tepoca, DS- Delfín Superior, DI- Delfín Inferior, AEI- Alto estructural intracuenas. Detalle de las minicuenas Delfín Superior norte y sur, ejes de los depocentros en líneas amarillas. Batimetría generada a partir de la base de datos de *General Bathymetric Chart of the Oceans* (GEBCO). PVP- Provincia Volcánica Puertecitos, IAG- Isla Ángel de la Guarda, FP- Falla Puertecitos.

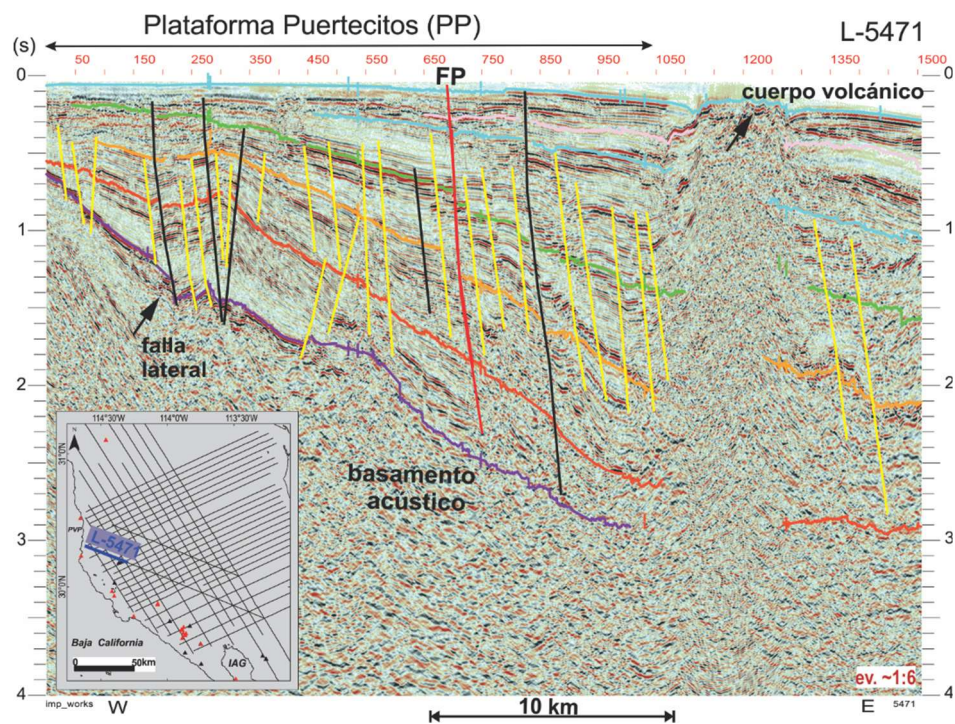


Figura 13. Línea 5471, corta perpendicularmente la plataforma continental. Las fallas desplazan el basamento acústico y se observan fallas laterales, el basamento pierde expresión hacia el SE. Un prominente edificio volcánico interrumpe las secuencias sísmicas verticalmente en el límite de la plataforma.

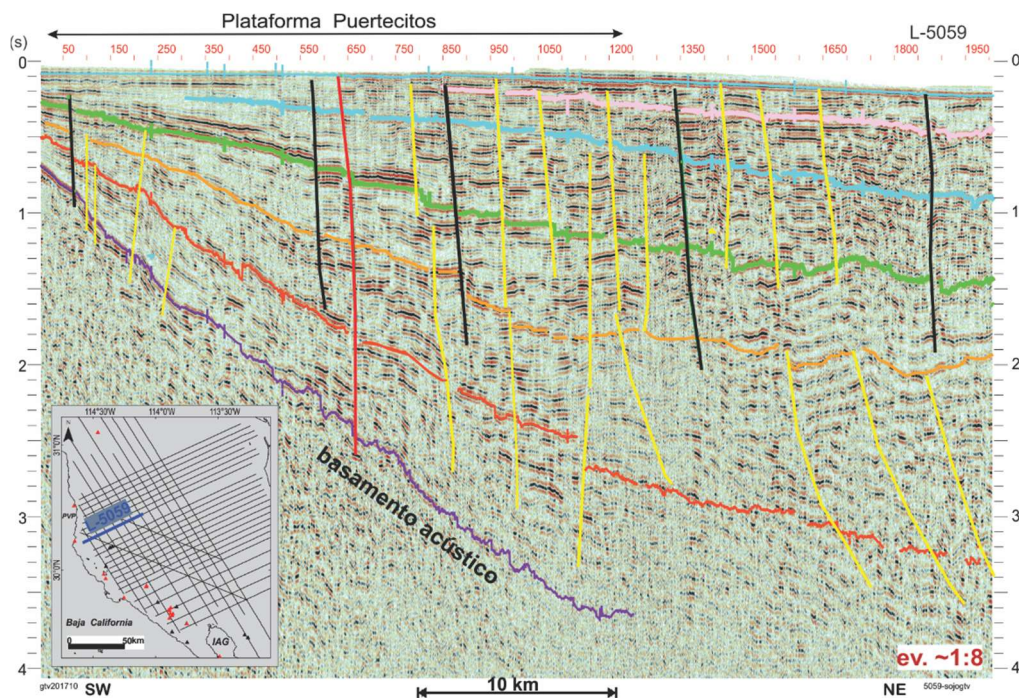


Figura 14. Perfil sísmico 5059. Se muestran fallas que cortan hasta el basamento cerca del margen peninsular, mientras que, hacia la cuenca, se observan saltos de falla que aumentan a profundidad (horizonte verde y naranja claro).

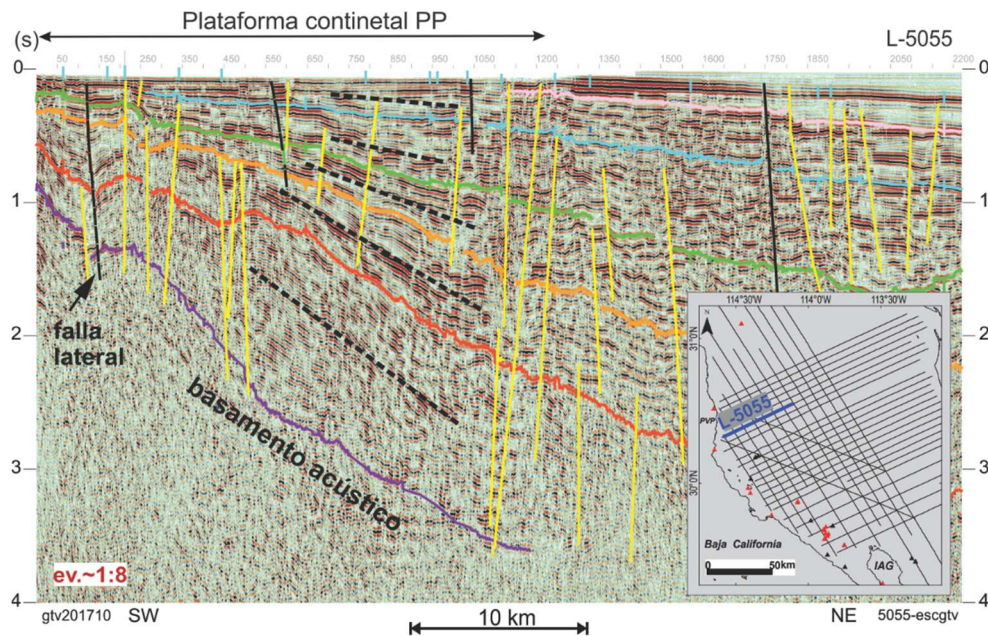


Figura 15. Perfil sísmico 5055, las fallas cortan el basamento y forman estructuras en flor negativa. El echado de los sedimentos en la PP disminuye de manera gradual en profundidades someras. El espesor sedimentario sobre la plataforma es de ~700 m cerca de la línea de costa, mientras que hacia la cuenca (lado derecho) alcanza más de ~3.5s.

4.2 Zona de Fractura Volcanes (ZFV) y el margen peninsular

La Zona de Fractura Volcanes es considerada como la continuación hacia el norte de la falla Canal de Ballenas. Se ubica bordeando el margen peninsular y se caracteriza por segmentos de falla discontinuos en un arreglo subparalelo. Los segmentos de falla tienen una orientación NW 35° y buzamiento al este y al oeste, con echado aparente de ~55-60°. Los trazos de falla presentan longitudes de 5 a 10 km y en conjunto suman ~80 km de longitud total, y son paralelas a la línea de costa. La zona de cizalla tiene ~10 km de ancho y el fallamiento corta hasta el nivel del basamento acústico. En la franja somera, las fallas cortan las secuencias más recientes, sin embargo, el fondo marino no presenta escarpes en las líneas de Ulloa99 con mayor resolución. Hacia el sur, los escarpes del fondo marino se incrementan y alcanzan más de ~450 m, en la zona de la cuenca Delfín Inferior, que marca el inicio de la falla Canal de Ballenas.

En la Zona de Fractura Volcanes, las fallas de desplazamiento lateral se identifican por un cambio abrupto lateral de facies sísmicas. También se observa la ausencia de la secuencia superior en el lado SW de las secciones sísmicas y el cambio de echados de los reflectores sísmicos (U-70,72,74 en

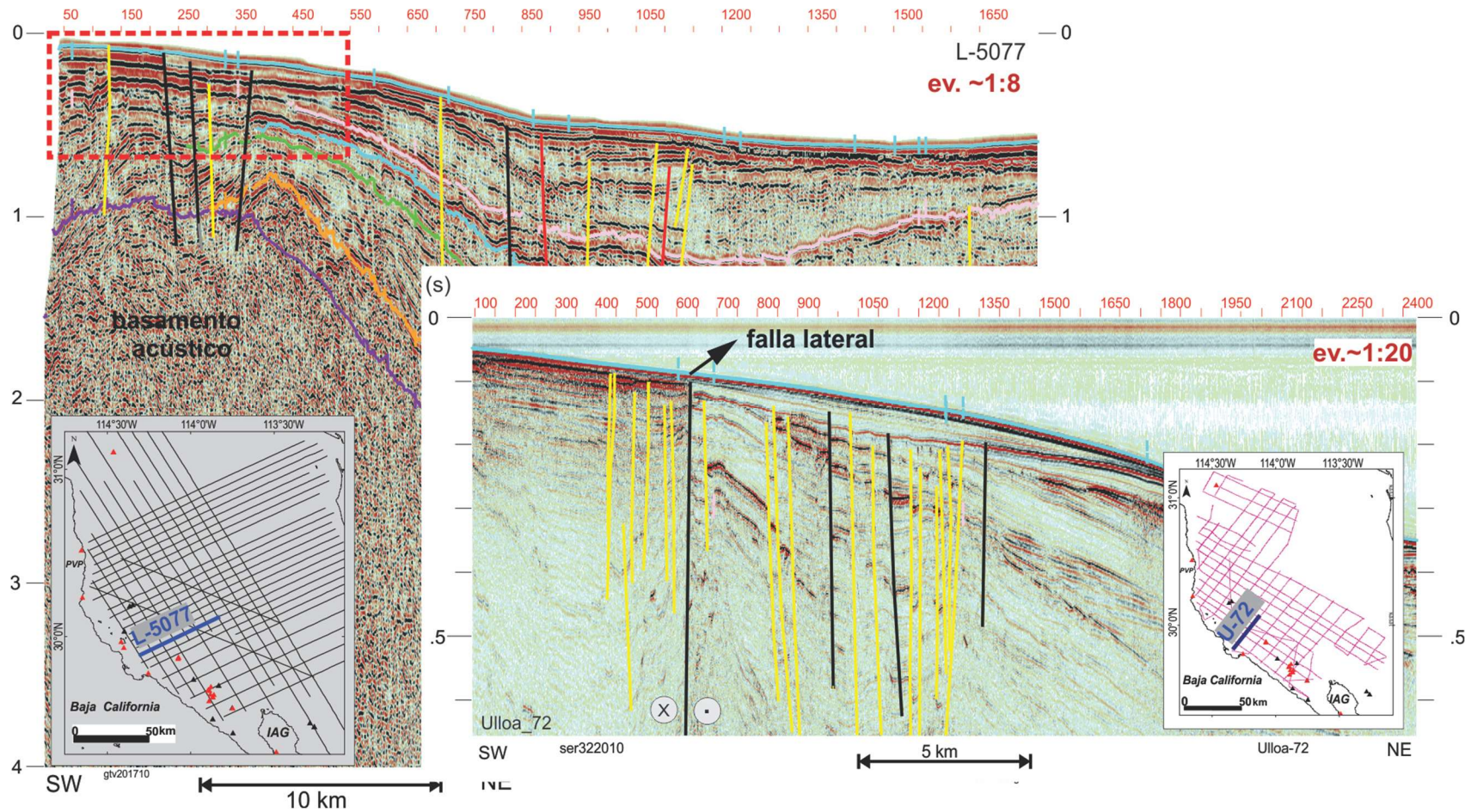


Figura 16. Fallas de desplazamiento lateral que cortan basamento en la Zona de Fractura Volcanes y su expresión característica en sísmica de Pemex (L- 5077) y sísmica de alta resolución (Ulloa-72). El recuadro rojo en la línea 5077, indica la parte que corresponde a la línea de alta resolución. Aunque el basamento es somero, no puede ser recuperado en las líneas de alta resolución. La separación entre líneas es de ~3km. Ubicación de los perfiles en los mapas.

Persaud *et al.*, 2003). Estas fallas oblicuas se correlacionan también con líneas de Pemex (L-5077), que, a pesar de su bajo contenido de frecuencias, muestran burdamente estos rasgos descritos, que son más claros en la sismica de alta resolución. La figura 16 presenta dos líneas que están separadas ~3 km, pero ambas muestran las fallas de desplazamiento lateral en los primeros 500 ms (TDV).

4.2.1 Campo volcánico San Luis

La actividad volcánica es observable en el registro sísmico, la mayoría de los edificios volcánicos, fueron identificados por Hurtado-Brito (2012) utilizando las líneas sísmicas de Ulloa99. La parte norte de la ZFV contiene varios edificios volcánicos (AV-15, AV -14, AV-13, AV-12, AV-11, de Hurtado-Brito, 2012) que también definen un alineamiento NE-SW al sureste de la plataforma continental (Figura 12). En el alineamiento NE-SW, se identifica el volcán AV-16 (Hurtado-Brito, 2012), y además de otro prominente edificio volcánico sin identificar a ~ 24 km de distancia hacia el noreste (L-5068). Este edificio volcánico identificado en la línea sísmica de Pemex 5068, presenta facies sísmicas difusas, sin geometría interna y blanqueo sísmico vertical con perturbación en el fondo marino.

4.3 Cuenca Delfín Superior (DS)

La cuenca Delfín Superior ocupa una amplia depresión en el norte del Golfo de California, y cubre un área de ~1700 km². La batimetría en el área es somera, pero profundiza hacia el SE y varía de ~200-500 m. Este rasgo batimétrico define vagamente la configuración de dos minicuenas (Figura 12). Para identificar la distribución de los depocentros, se utilizó un mapa de isopacas entre el fondo marino y un horizonte somero que representa la última discordancia regional (ver Capítulo 5). Estos dos depocentros someros definen las minicuenas Delfín Superior Norte (DSN) y Delfín Superior Sur (DSS) (Persaud *et al.*, 2003). El detalle de cada minicuenca se presenta a continuación.

4.3.1 Cuenca Delfín Superior Norte (DSN)

La minicuenca DSN contiene dos subcuencas asimétricas, referidas en este trabajo como depocentro central y depocentro norte (Figura 12). El depocentro central es más grande y su longitud es de ~26 km de largo por 12 km de ancho (relación 2:1). Está orientado en dirección NE-SW y en planta presenta una forma ovalada. El depocentro ubicado en la parte noreste, tiene orientación N-S, mide ~20 km de largo por ~6 km de ancho (relación 3:1), y en planta tiene una forma alargada (Figura 12).

Los depocentros norte y central se encuentran limitados por fallas normales subparalelas con rumbo NE-SW, echado aparente de ~ 55-65° y caídas opuestas hacia el SW y NW, respectivamente. Se observa un cambio en el rumbo de las fallas hacia el norte en el lado oriental del depocentro y su posible conexión con la zona de cizalla que bordea el margen noreste de la cuenca. La longitud de las fallas varía de ~15-30 km, y pueden ser trazadas hasta ~3-3.5s (TDV). Las fallas presentan escarpes batimétricos de ~10 a 30 m en los perfiles de Pemex y de ~15 a 5 m en los perfiles de Ulloa, lo que indica que son fallas aun activas. La parte interna de la cuenca presenta menor densidad de fallamiento. Las figuras 17 (L-5063) y 18 (L-5064) muestran los depocentros norte y central respectivamente, y se encuentran separados por un alto estructural más profundo que tiene orientación al NW (Figura 12). Este antiforame pierde expresión en la parte somera, siendo imperceptible a profundidades menores a ~1 s (TDV). El depocentro norte se separa de la cuenca Delfín Superior Sur por un alto estructural con orientación NE-SW (Figura 19, L-5052), mientras que el depocentro central está limitado al sur por un alto estructural con orientación N-S, que es posiblemente la continuación del alto estructural NE observado entre los depocentros norte y este. En ambos casos, las fallas del flanco oriental acomodan mayor subsidencia.

El depocentro central alcanza un relleno sedimentario de más de ~4 s de espesor y el relleno es de ~3.5 s (TDV) de espesor en el depocentro norte (Figuras 17 y 18).

4.3.2 Cuenca Delfín Superior Sur (DSS)

La cuenca Delfín Superior Sur está formada por 2 depocentros orientados en dirección NE-SW. Estos se describen como el depocentro este (E) y el depocentro sur (S) (Figura 12). El depocentro E tiene ~25 km de largo y ~8 km de ancho (relación 3:1) y en planta presenta una forma alargada. El depocentro S, se ubica

al sur del depocentro central de la minicuenca DSN y es paralelo a este, exhibe una forma ovalada, con orientación NE-SW, con dimensiones de ~26 km de largo y ~12 km de ancho (relación 2:1).

El depocentro oriental es asimétrico y está controlado por fallas normales subparalelas con rumbo NE-SW, echado aparente de ~48-55° y caídas opuestas hacia el SE y NW. Se observa un cambio en el rumbo de las fallas, de NE a norte, en la zona cercana a la Zona de Cizalla Tepoca en el límite oriental de la cuenca. Este cambio de orientación también ocurre en el depocentro norte de la minicuenca DSN. El trazo de las fallas a profundidad alcanza los ~ 3 s (TDV), pero se trata de fallas activas que producen escarpes de ~54 m (sísmica de Pemex) y de ~48 a 21m en la sísmica de alta resolución. El salto de las fallas aumenta con la profundidad y su longitud alcanza de ~13 a 30 km. Las figuras 19 (L-5052) y 20 (L-5071) muestran la expresión característica de la minicuenca DSS este y el alto estructural que la separa de la cuenca Delfín Superior norte.

El depocentro sur está delimitado con base en la configuración del mapa de isopacas y se considera una prolongación hacia el oeste de la Cuenca Delfín Superior Sur. El patrón de fallamiento se define burdamente con fallas con orientación N-S, que también controlan la batimetría. El trazo de las fallas a profundidad es de ~2 s (TDV), con un echado aparente de ~ 50° y con escarpes de ~18 m a >25m en el fondo marino en las líneas sísmicas de alta resolución. Los escarpes de falla pierden expresión hacia el noreste.

La minicuenca DSS presenta depósitos volcánicos que enmascaran la señal sísmica a profundidad (Figura 21, L-5081). En líneas de Pemex se observan marcadas protuberancias en el fondo marino, justo en el valle axial, algunas correlacionables con los edificios volcánicos (AV-11) de la sísmica de alta resolución (Hurtado-Brito, 2012) y otro sin identificar en la sísmica convencional a ~5 km al NE de AV-11 (Figura 22, L-5079). El límite oriental está definido por un alto estructural con orientación N-S, que pierde expresión a ~1s y separa los depocentros este y sur (Figura 22).

El relleno sedimentario en el depocentro oriental alcanza ~3.5 s y es de ~ 2 s (TDV) en el depocentro sur. La mayor subsidencia en la cuenca Delfín Superior Sur está controlada por las fallas más orientales del depocentro este y en comparación con DSN, los escarpes del fondo marino se reportan en el depocentro este de la cuenca Delfín Superior Sur (Figura 22).

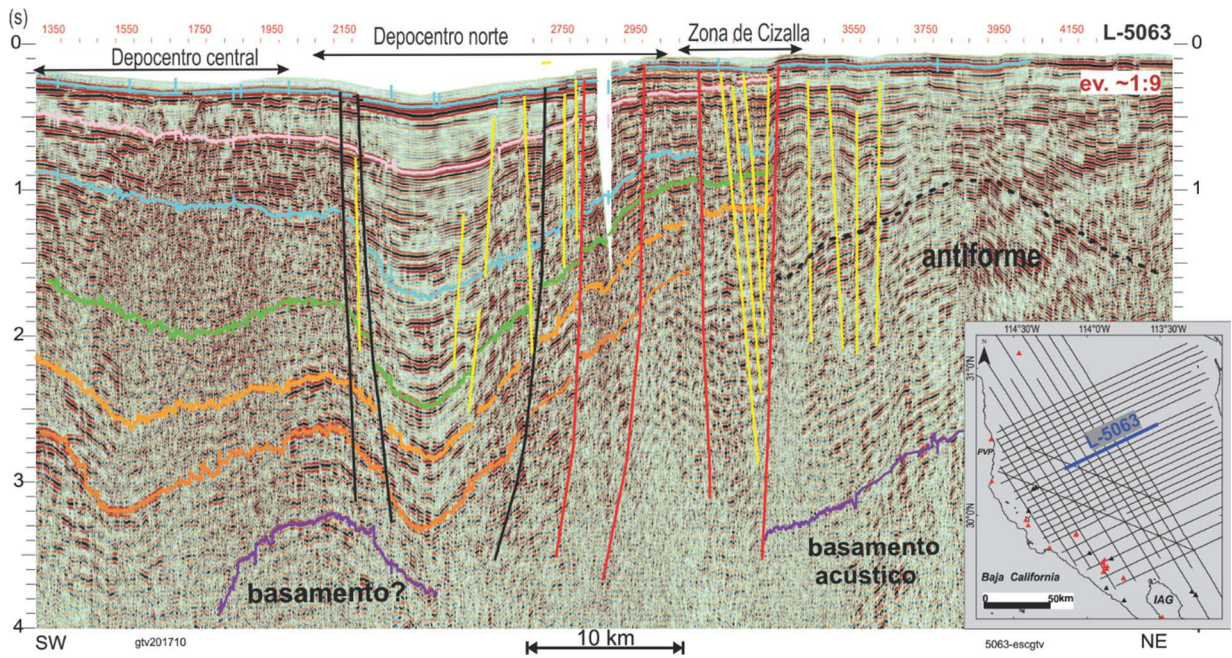


Figura 17. Línea sísmica 5063, se muestra el depocentro norte en DSN y la proyección al norte del depocentro central. También se identifica un alto estructural profundo hacia el oeste.

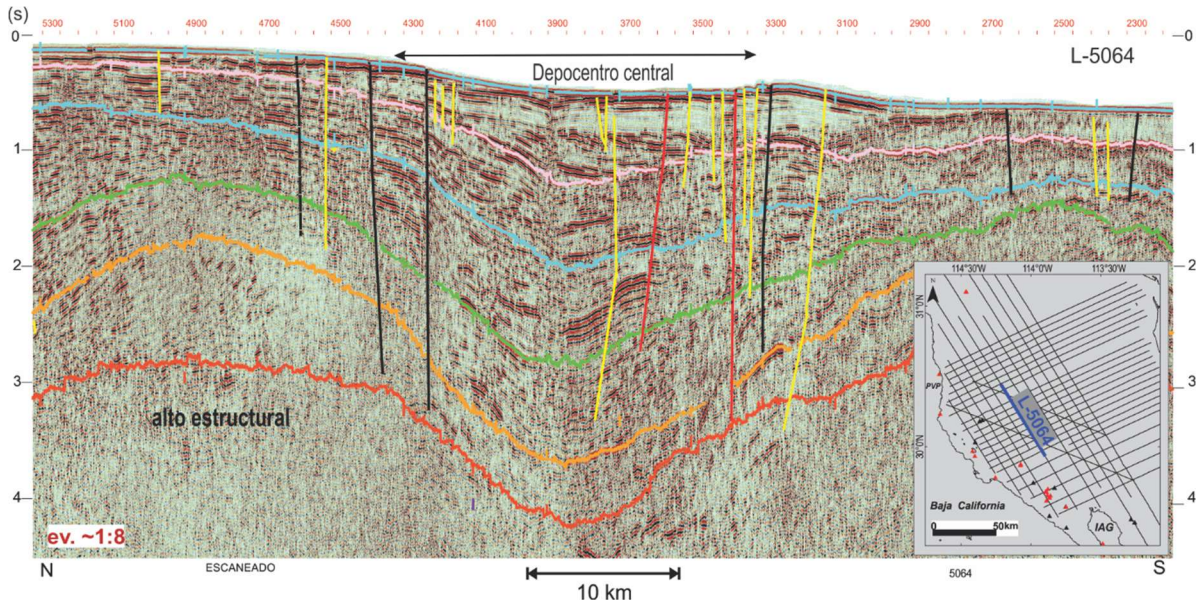


Figura 18. Línea sísmica 5064, se muestra el depocentro central en DSN. Se observa la presencia de dos estructuras o altos que limitan este depocentro hacia el norte y el sur. El espesor sedimentario alcanza hasta 4s.

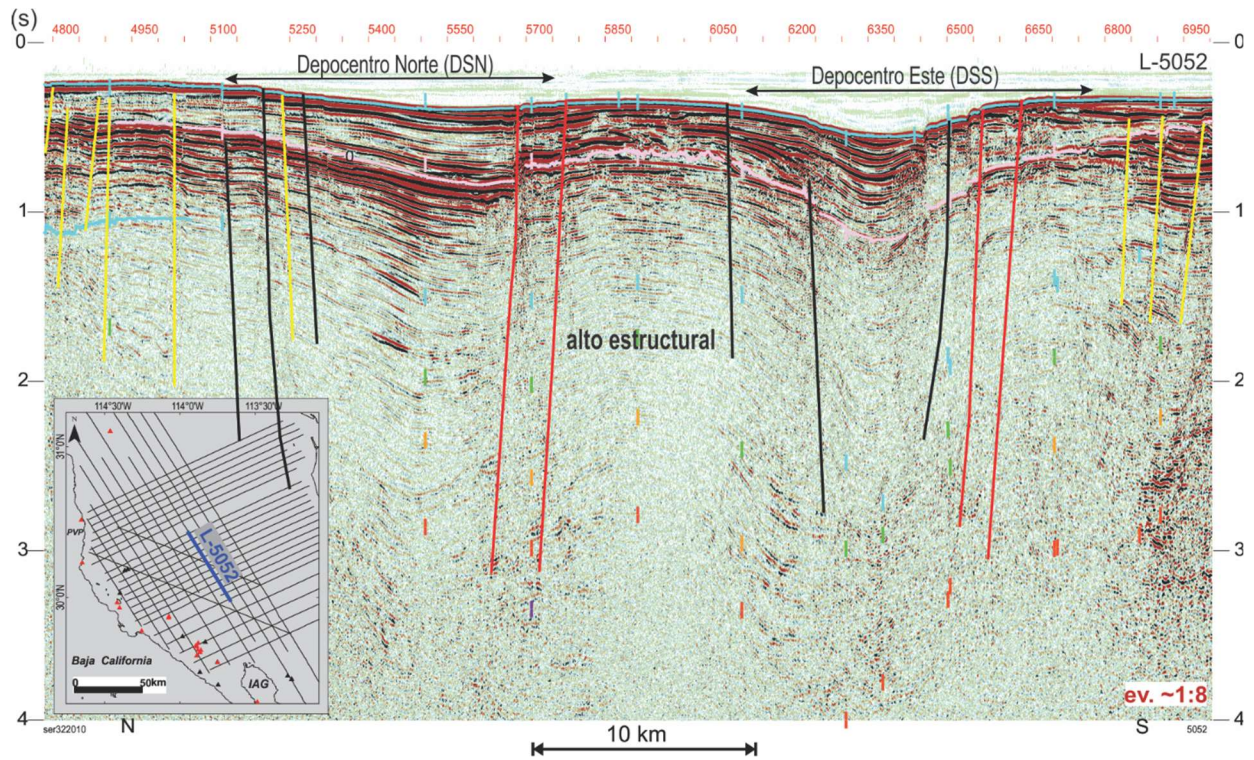


Figura 19. Línea 5052 a través de la cuenca Delfín Superior. Las subcuencas DSN (izquierda) y DSS (derecha) están separados por un alto estructural con orientación NE-SW. Las fallas (rojo) al SE en ambos depocentros acomodan mayor subsidencia y producen escarpes batimétricos prominentes.

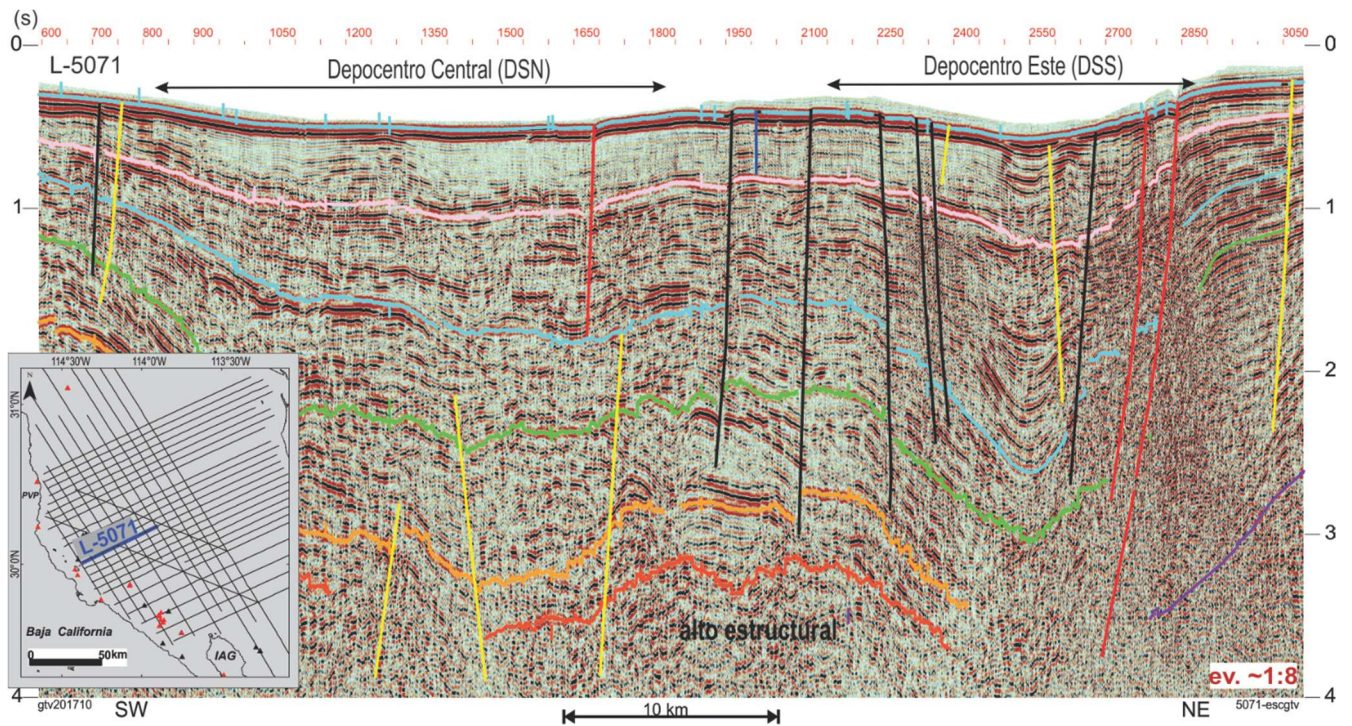


Figura 20. Línea 5071 a través de la cuenca Delfín Superior. Las subcuencas DSN depocentro central (izquierda) y DSS depocentro este (derecha), están separados por un alto estructural con orientación NE-SW.

4.4 Cuenca Delfín Inferior (DI)

La cuenca Delfín Inferior cubre un área de $\sim 500 \text{ km}^2$ y la batimetría varía de $\sim 600\text{-}850 \text{ m}$ siendo la más profunda en el norte del Golfo de California. Contiene un graben axial orientado NE-SW, con $\sim 32 \text{ km}$ de largo y 8 km de ancho (relación 4:1). El *rift* axial de la cuenca DI está definido por un patrón de fallas normales verticales subparalelas en la parte SW que convergen hacia el NE y forman el cierre de la cuenca (Figura 22). El rumbo de las fallas es NE 65° , echado aparente de $\sim 60\text{-}65^\circ$ y buzamiento opuesto al NW y SE. Los escarpes más pronunciados del fondo marino se presentan en la parte SW, en la intersección con la falla Canal de Ballenas. Los escarpes alcanzan $\sim 150 \text{ m}$ de desnivel en la sísmica de alta resolución, y estos escarpes pierden expresión hacia el NE.

El trazo a profundidad de las fallas alcanza hasta $\sim 2.5 \text{ s}$ (TDV) y su longitud varía de ~ 12 a 28 km . El relleno sedimentario de esta cuenca es de menos de 2 s y se observan además varios edificios volcánicos, especialmente en la parte suroeste (Hurtado-Brito, 2012). Los volcanes submarinos AV-8 y AV-7 son dos rasgos prominentes en el fondo marino y en el borde del graben axial (Figuras 23 y 24a). El límite oriental de esta cuenca, está definido por un alto estructural intracuenca (Martín-Barajas *et al.*, 2013) (Figura 24a).

4.4.2 Alto estructural intracuencas

El flanco NW del alto intracuenca que separa las cuencas Tiburón al sur y Delfín al norte, está cortado por fallas subverticales paralelas con orientación N-S y caída al oeste con un echado aparente de $\sim 55\text{-}60^\circ$. Las fallas tienen longitudes de más de $\sim 15 \text{ km}$, y alcanzan hasta más de 40 km . Los planos de falla se pueden interpretar hasta una profundidad de 2 s y son fallas que han ido perdiendo actividad, ya que en los perfiles de Ulloa algunas de estas fallas terminan por debajo de la última discordancia y otras fallas muestran desplazamiento vertical por arriba de la última discordancia (Figura 24b).

El patrón de fallas cambia en el flanco SE del alto intracuencas y presenta caídas en dirección al sureste. Este cambio marca el dominio estructural controlado por la falla de despegue Ángel de la Guarda (Martín-Barajas *et al.*, 2013). El flanco NW del alto estructural se considera el límite NE de la cuenca Delfín Inferior.

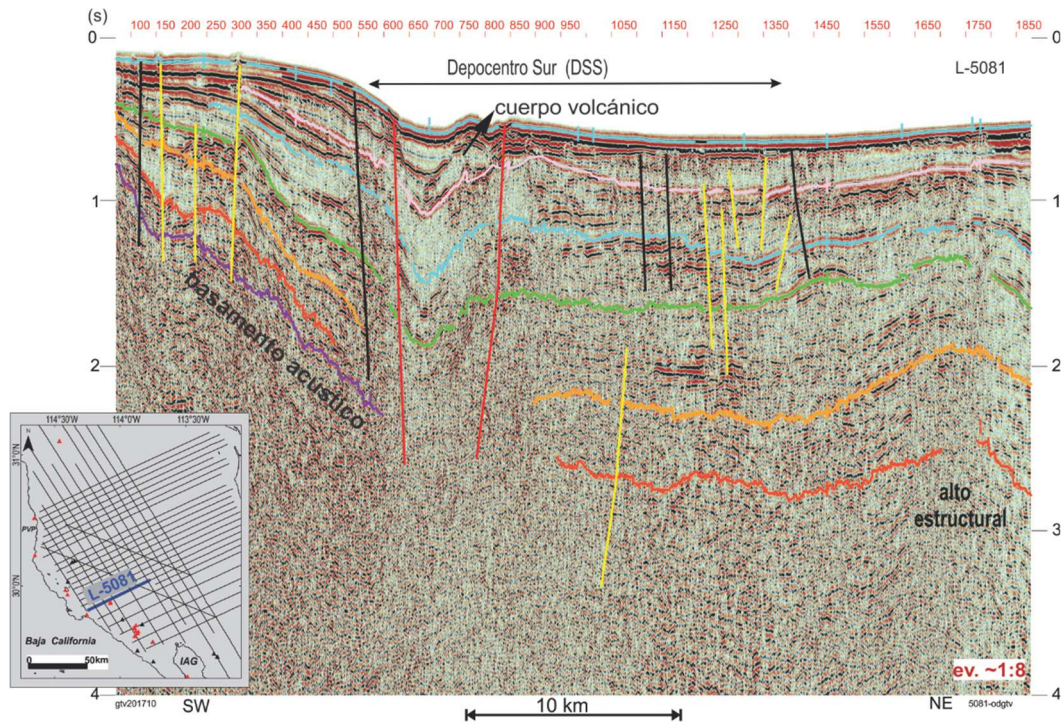


Figura 21. Línea 5081. Minicuenca DSS, depocentro sur (izquierda) y su continuación hacia el este, limitado por un alto estructural con orientación NE-SW. El abombamiento en el fondo marino en el valle axial se correlaciona con la actividad del volcán AV-11 (Hurtado-Brito, 2012).

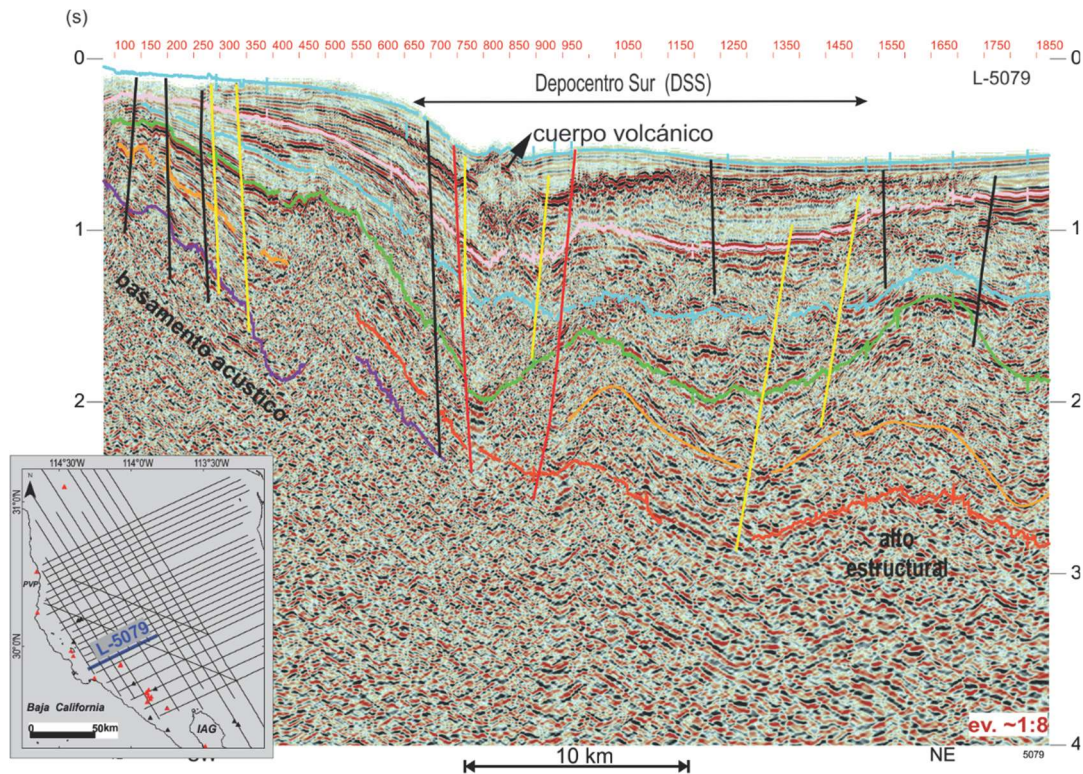


Figura 22. Línea 5079 que muestra el depocentro sur de la cuenca DSS (izquierda) y su continuación hacia el este. La CDSS está limitada por un alto estructural con orientación NE-SW. El edificio volcánico con expresión en el fondo marino se ubica a ~ 5 km del volcán AV-11 (Hurtado- Brito, 2012).

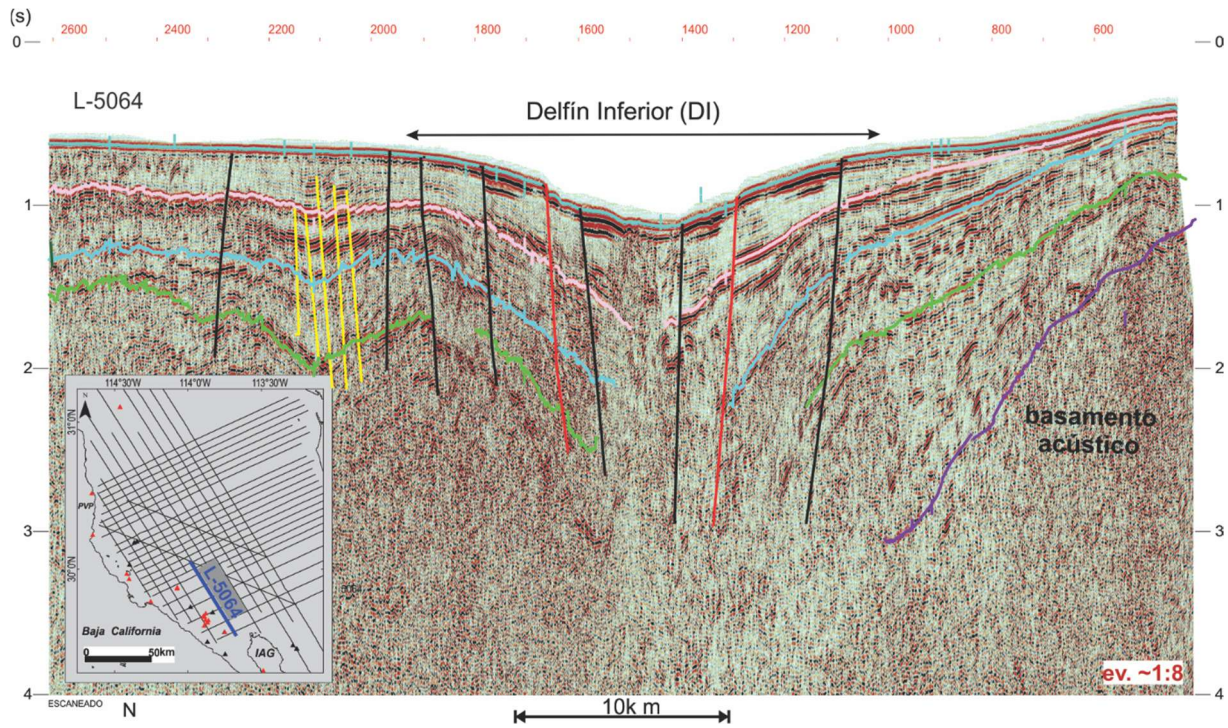


Figura 23. Línea 5064 a través de la Cuenca Delfín Inferior en un corte N-S. El horizonte morado es el basamento acústico que desciende de isla Angel de la Guarda al sur.

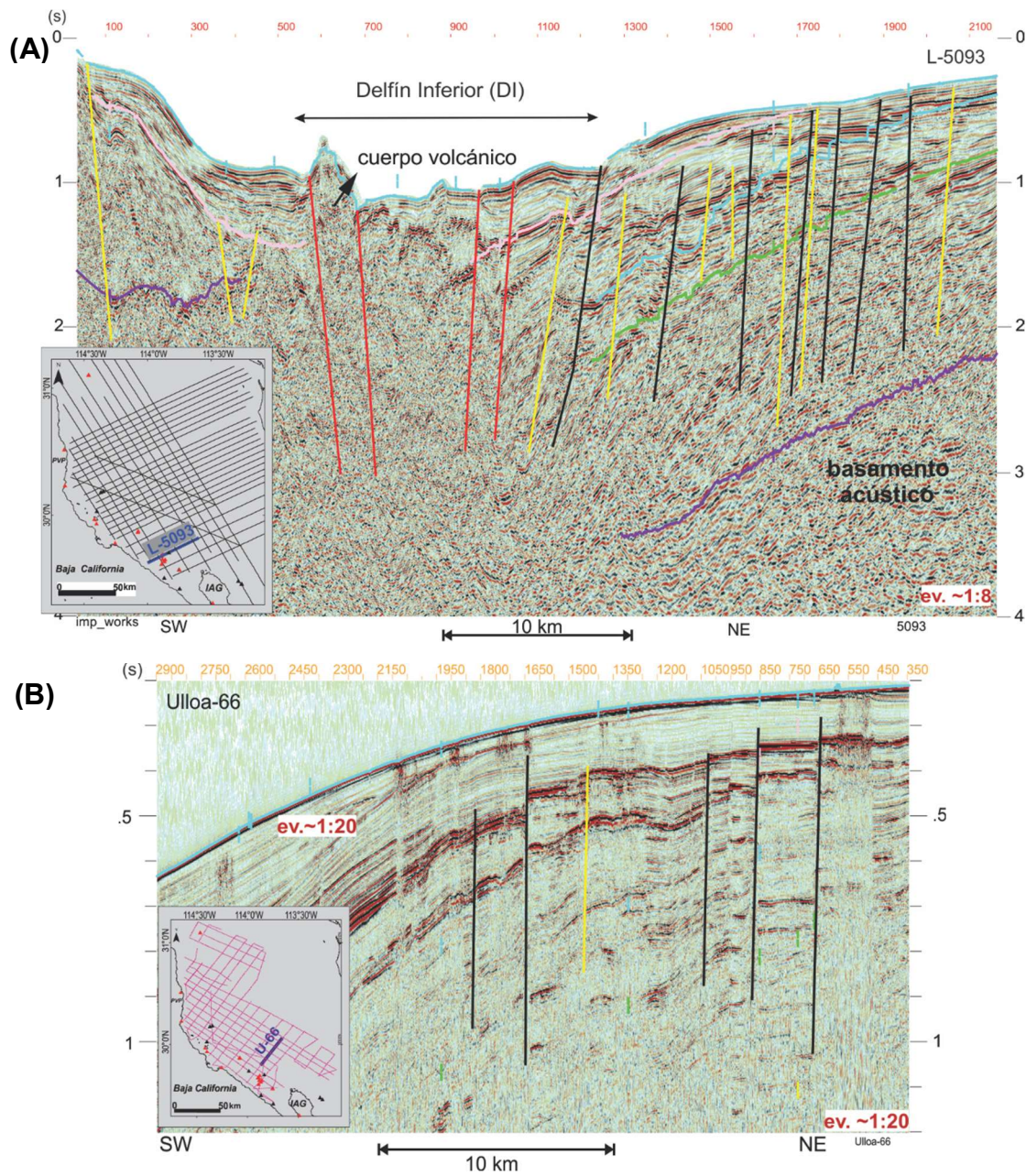


Figura 24. (A) Línea 5093 de Pemex muestra el flanco oriental de la cuenca Delfín Inferior que también define el flanco oeste del alto estructural intracuenas. (B) Línea Ulloa-66 sobre el mismo flanco oeste del alto intracuenas. Se observa que el salto de las fallas disminuye en la parte superior del perfil.

4.5 Zona de cizalla Tepoca (ZCT)

La Zona de Cizalla Tepoca define el límite oriental de la deformación activa en las cuencas Delfín (Figuras 11 y 12). Esta zona de falla también corta longitudinalmente a un alto de basamento de orientación N-NW que separa las cuencas Tepoca y Adair (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007). El patrón de fallamiento está definido por tres segmentos de falla orientados NW 30°, con buzamiento al oeste y echado aparente de ~ 60-66°. La zona de falla incluye tres segmentos escalonados con separación lateral de 3 a 5 km, e incluyendo los 3 segmentos, la longitud de la ZCT es de ~85 km. Su trazo a profundidad alcanza más de 3 s del registro (TDV).

Algunas de las características observadas en la ZCT cumplen con los criterios de Harding (1985) para la identificación de zonas de cizalla lateral. Estas son:

- 1) La ZCT bordea una zona de acomodo anticlinal (c.f. Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007), que se extiende desde la terminación norte de la falla de Tiburón y hasta la terminación sur del segmento inactivo de la falla Cerro Prieto. Se trata de un antiforme somero orientado N-NW, con ancho variable de ~15 km en la zona norte hasta 30 km en la zona sur. En el norte se observa una estructura antiforme secundaria del lado este de la ZCT (Figuras 25, L-5057 y 26, L-5051)
- 2) Se observan estructuras en flor negativa formadas por fallas con desplazamiento normal y componente lateral, que convergen a profundidad a un plano de falla vertical principal. Su mejor expresión se muestra en las líneas 5063 y 5069, al este del depocentro norte de DSN (Figuras 17 y 27).
- 3) El ancho de la zona de cizalla varía de ~5 a 10 km y los reflectores presenta una geometría irregular. También se observa un cambio en los estilos del fallamiento a ambos lados de la zona de cizalla (Figuras 25 a 27), la densidad y el echado de las fallas antitéticas es variable en cada línea, por lo que la correlación de estas fallas menores de la zona de cizalla es difícil en mallas tan espaciadas (5 km).
- 4) Cambios laterales de facies sísmicas. La correlación lateral de las secuencias sísmicas a través de los planos de falla se dificulta. Los reflectores sísmicos presentan un cambio notable de echados, con alta pendiente en el lado oeste y son más horizontales hacia el lado este de la zona de falla (Figuras 25, 26 y 27).

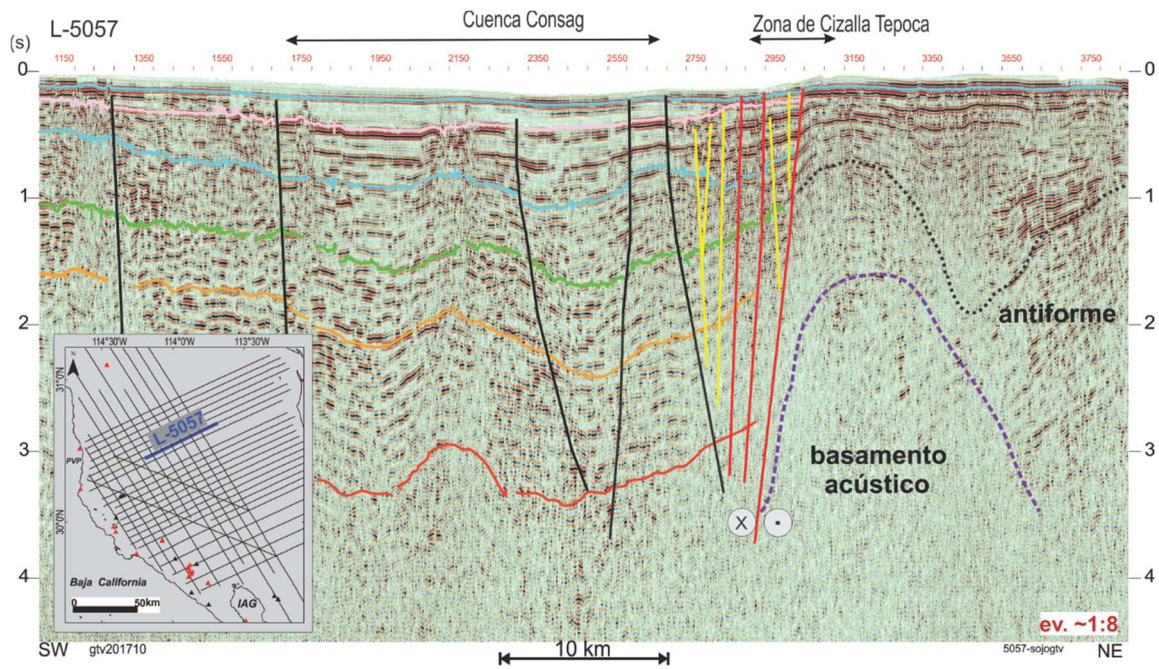


Figura 25. Línea 5057. Se observa el límite este de la deformación activa en las cuencas Delfín Superior. El límite es la Zona de Cizalla Tepoca. Se identifica una estructura antiforme secundaria y somera (<1s) en el lado este de la ZCT. También se observa la truncación de los reflectores sísmicos contra el plano de falla principal de la ZCT.

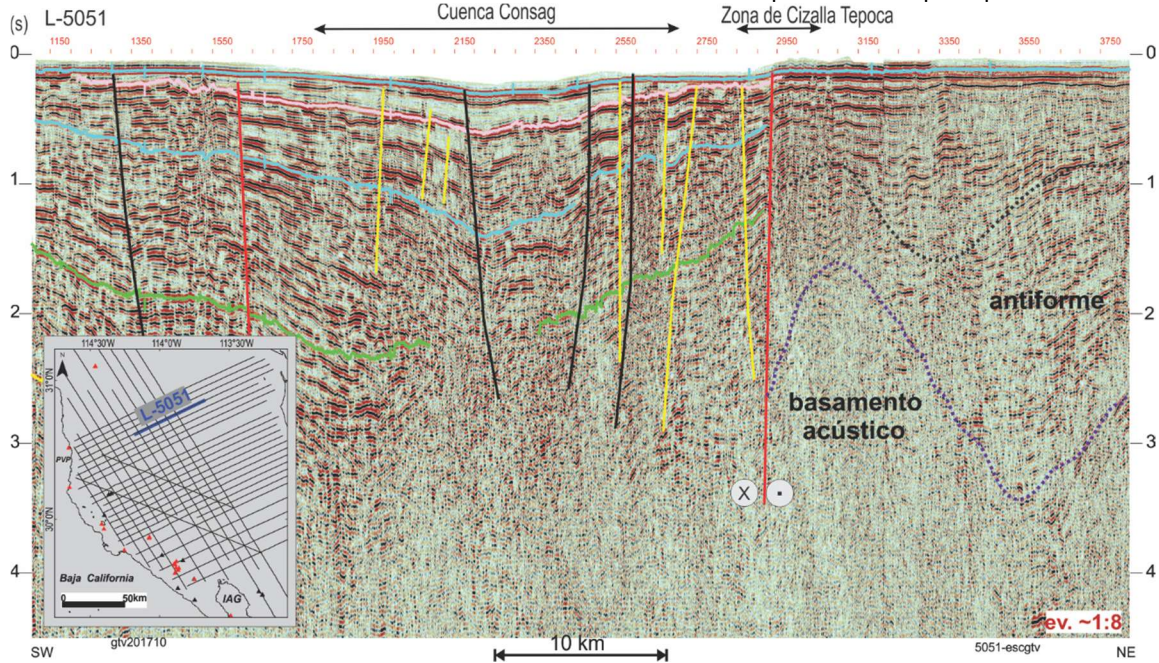


Figura 26. Línea 5051. Límite este de las cuencas Delfín Superior. Anticlinal secundario al lado este de la zona de cizalla. Truncación lateral de las secuencias sedimentarias, donde se dificulta su correlación hacia el lado este de la falla. Marcado escarpe en el fondo marino, la parte este se presenta casi plana, mientras en el oeste la batimetría es irregular.

- 5) La secuencia superior se acuña hacia las fallas que definen la Zona de Cizalla Tepoca
- 6) Existe un marcado desnivel batimétrico en el lado este de la ZCT. La batimetría se caracteriza por un fondo marino plano sobre el alto estructural, mientras que hacia el oeste de la zona de falla se observan escarpes de ~35-75 m producidos por la deformación activa.
- 7) Los segmentos de falla que define la ZCT se correlacionan en distancias grandes, y son más fácilmente identificadas en líneas oblicuas a la dirección de transporte tectónico. La mayor parte de la correlación de fallas de la ZCT se hizo en líneas sísmicas de Pemex, con espaciamiento entre líneas de 5 km y orientación SW-NE, excepto la parte norte, donde se tiene un espaciamiento de ~ 15 km.

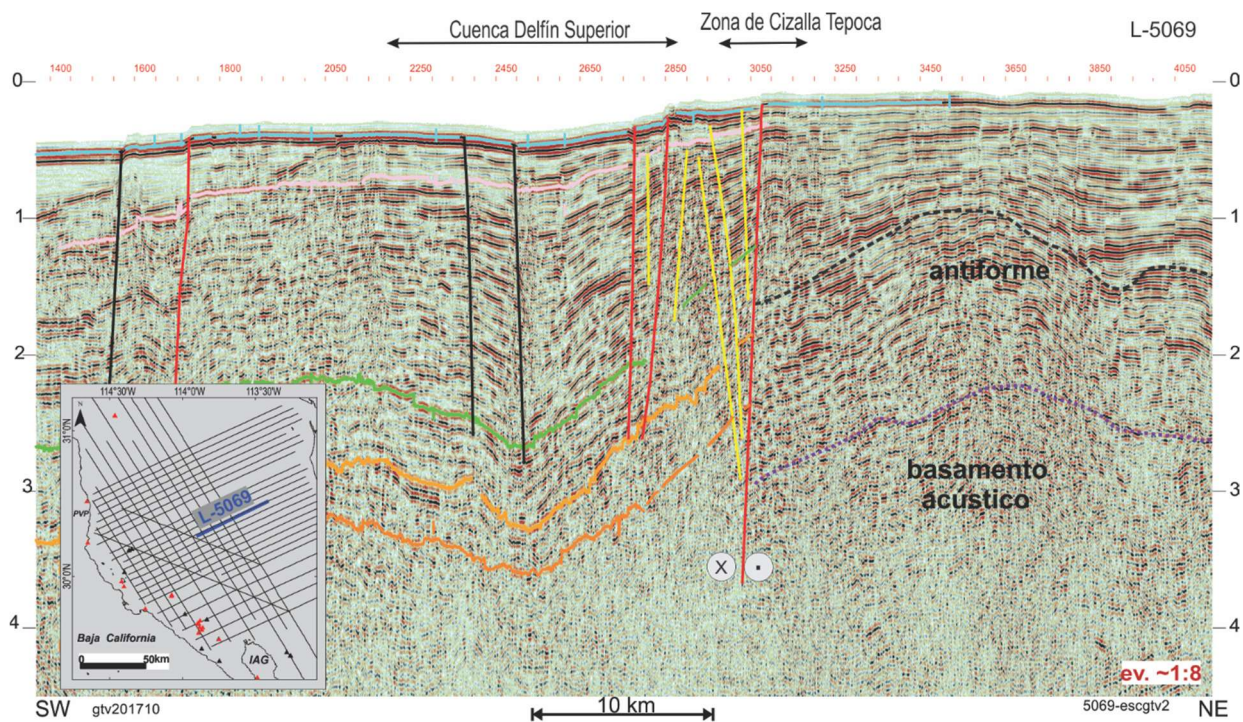


Figura 27. Línea 5069 a través del límite oriental de la cuenca Delfin Superior. El ancho del antiforme al este de la Zona de Cizalla Tepoca aumenta hacia el sur y alcanza ~ 30 km. En la ZCT se observa una estructura en flor negativa con al menos tres fallas secundarias que convergen a profundidad a un plano de falla vertical. Notar los escarpes en el fondo marino al oeste de la zona de cizalla y el cambio de los echados en la ZCT.

Capítulo 5. Resultados de interpretación del basamento acústico y secuencias sísmicas

En esta sección se describe la configuración estructural del basamento acústico y las principales secuencias sísmicas definidas en las cuencas Delfín (Figura 28). La interpretación del basamento se realizó principalmente en la sísmica de Pemex por contener un registro de 6 s, y solo en áreas donde el basamento es somero se utilizó sísmica de Ulloa99. Para la interpretación de las secuencias estratigráficas se utilizó solo la sísmica de Pemex, ya que permite analizar la evolución temporal de los depocentros en las cuencas Delfín. Sin embargo, la calidad de la sísmica disminuye a profundidad, por lo que las mallas de interpretación son menos densas en las secuencias más profundas.

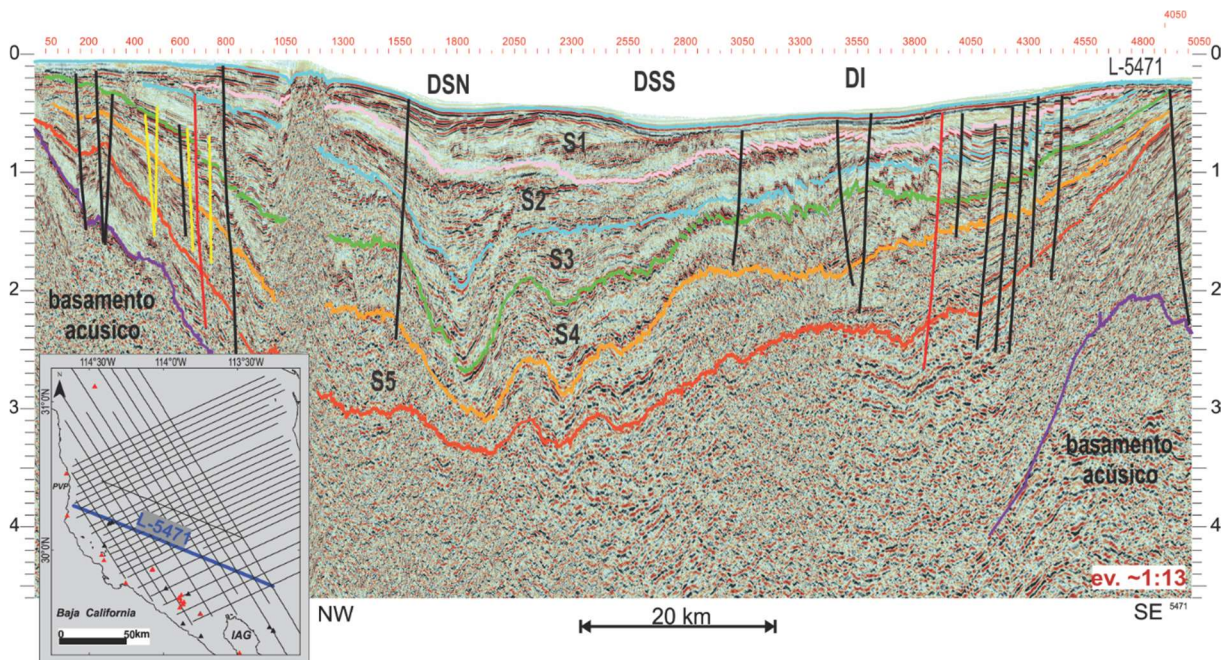


Figura 28. Línea 5471, la orientación de la línea es paralela a la dirección de transporte tectónico. Se muestran las 5 secuencias interpretadas en las cuencas Delfín, S5 la más profunda y S1 la más somera. El basamento acústico solo es observado en los extremos de la línea.

5.1 Basamento acústico

El basamento acústico está definido como el último reflector continuo de señal coherente en los perfiles sísmicos, y debajo del cual la energía sísmica no se recupera (Figuras 13,14,15). En la configuración estructural del basamento (Figura 29), el rango de profundidad varía de 0- 4400 ms (TDV), pero no tiene un comportamiento uniforme. Cerca del margen peninsular y al norte de la isla Ángel de la Guarda se identifica un basamento somero con pendiente pronunciada (12 km profundizan en un segundo), mientras que en el margen oriental de las cuencas Delfín el basamento es más profundo, tiene una distribución más irregular y accidentada. En el margen oriental el basamento acústico define un alto estructural que bordea el límite oriental y es la prolongación hacia el norte del alto intracuencas que separa las cuencas Delfín y la cuenca Tiburón al sur (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Martín-Barajas *et al.*, 2013). Al este de las cuencas Delfín, en donde no se aprecia un reflector continuo bien definido, el basamento se infirió simulando el relieve estructural de las secuencias sedimentarias más profundas (Figuras 25,26).

Se distinguen dos tipos de basamento acústico, el de mayor cobertura es de tipo continental y fue reportado por el pozo Carbo-1 como un basamento granítico que subyace a rocas volcánicas del Mioceno tardío (Helenes *et al.*, 2009). Este basamento tiene una clara distribución en la plataforma Puertecitos. También se observó a lo largo de la Zona de Fractura Volcanes y en el alto estructural intracuencas (Figuras 22, 23 y 24a). La configuración del basamento continental define la estructura profunda de la cuenca *pull-apart*. La distancia en donde no se observó este basamento permite estimar una separación continental de ~90 km como máximo, y fue medida en la dirección del transporte tectónico (noroeste-sureste).

El segundo tipo de basamento que se identificó en la cuenca Delfín Superior norte se presenta de forma discontinua como difracciones sísmicas de alta amplitud, y de ~5 km de ancho. Este basamento acústico se ubica a profundidades variables entre ~3.5 y 1.0 s e interrumpe verticalmente varias secuencias. Además, se observan paquetes sedimentarios deformados con abombamientos por arriba de este reflector de alta amplitud (Figura 30, L5068 y 5069).

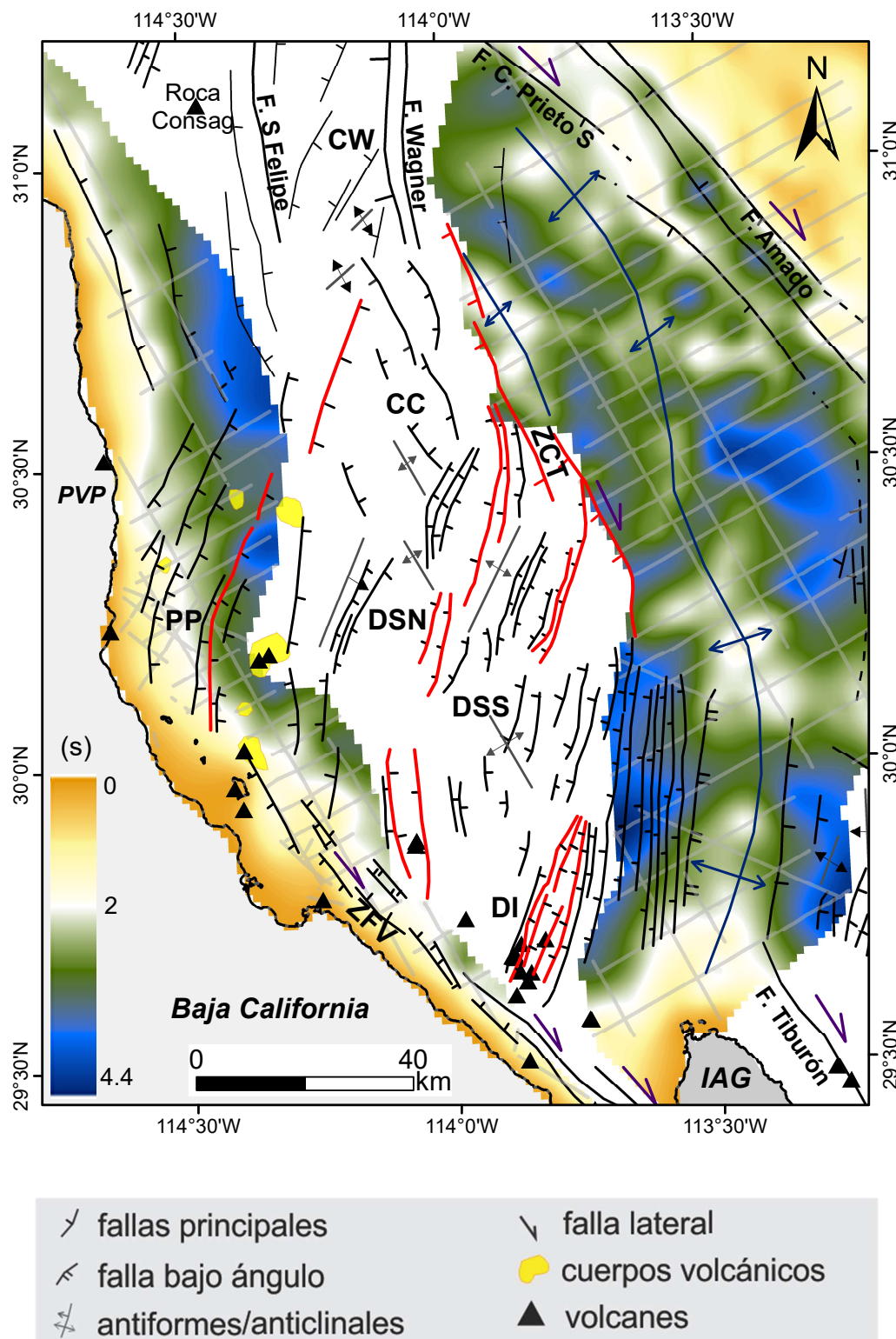


Figura 29. Mapa estructural del basamento acústico que define la estructura profunda de las cuencas Delfín. El alto estructural que bordea la Zona de Cizalla Tepoca se identifica en tonos claros y se extiende desde el alto estructural intracuenca en el sur, hacia el N-NW. Las líneas en color gris representan la malla de interpretación sísmica del basamento.

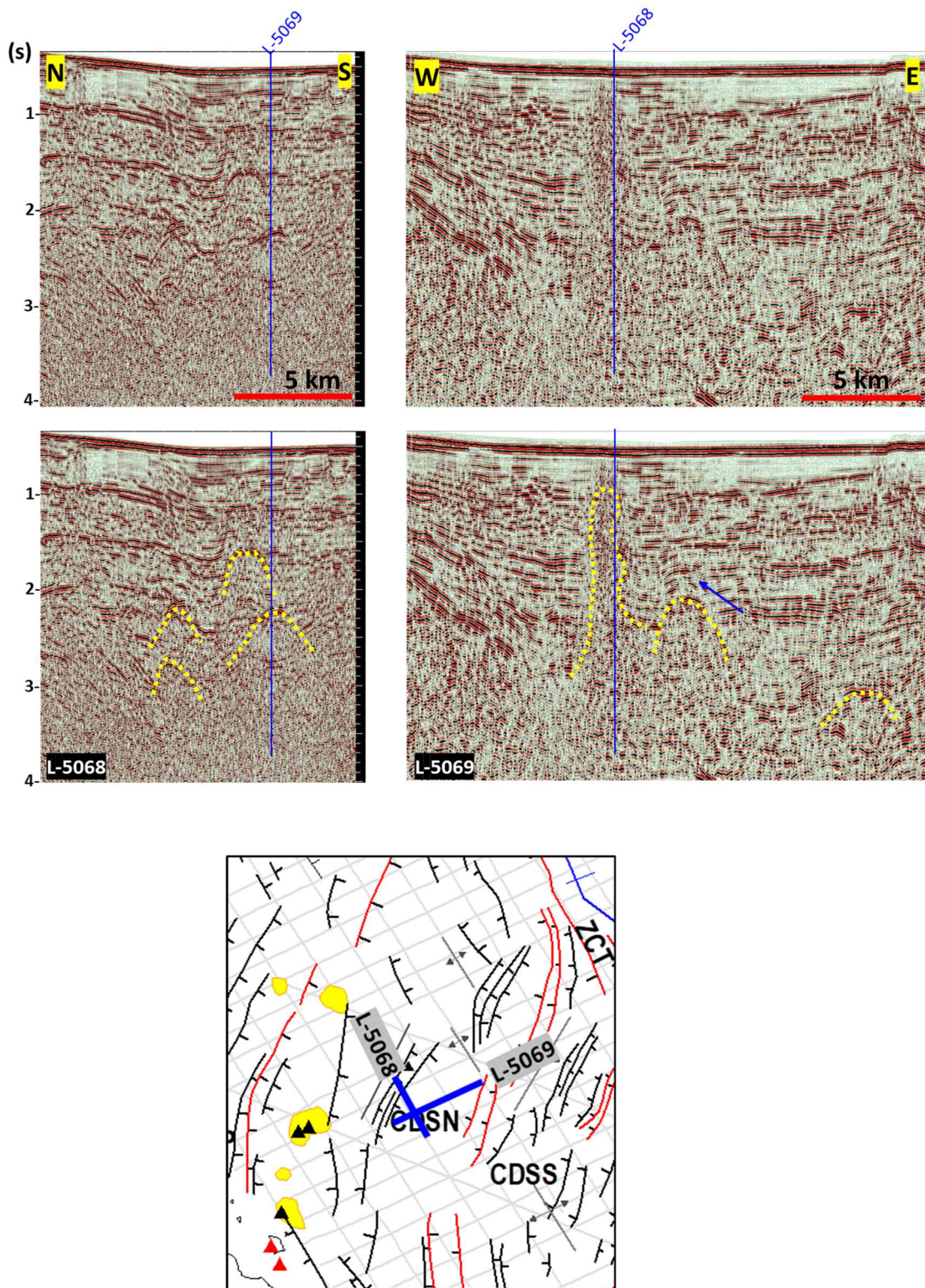


Figura 30. Intrusiones magmáticas identificadas en Delfin Superior norte. Se observa abombamiento de secuencias superiores (flecha negra). Sección sísmica sin interpretar (arriba), interpretada (abajo).

5.2 Secuencias sísmicas

Las cuencas Delfín presentan un potente relleno sedimentario de más de 6 km de profundidad, principalmente proveniente del delta del Colorado (Martín-Barajas *et al.*, 2013). En el área se identificaron 3 secuencias principales, sin embargo, debido a que las secuencias se engruesan hacia la cuenca y se dificulta su correlación, se introdujeron horizontes intermedios de control que definen dos secuencias adicionales. La base de las 3 secuencias principales se definió por un marcado cambio de la respuesta sísmica, en especial la amplitud, la frecuencia y su continuidad lateral. Otro criterio utilizado para la definición de las secuencias fue el tipo de terminaciones observadas en las reflexiones contra las superficies que las limitan (Coutenau, 2013). Las secuencias se describen a continuación de la más profunda (S-5) a la más somera (S-1).

5.2.1 Secuencia 5

La base de la secuencia S-5 se define por un reflector continuo de baja amplitud y baja frecuencia (en color naranja fuerte en las imágenes sísmicas). En la plataforma continental, y sobre la base de esta secuencia, se observan reflexiones de baja amplitud y discontinuas, en un arreglo subparalelo y conformante. Hacia la cuenca se observan facies sísmicas discontinuas de baja amplitud, sub-horizontales, sin arreglo interno definido y en algunas zonas como la norte y central, se observan facies monticulares, en zonas altamente deformadas en donde no hay clara estratificación. Sobre la Zona de Fractura Volcanes y donde el basamento presenta mayor inclinación, la secuencia S-5 está ausente (L-5063 y 5073). Al SE, la S-5 es concordante, se adelgaza significativamente (100 ms) sobre el alto estructural intracuenca. La cima de esta secuencia (H naranja claro) se acuña contra una superficie erosiva en relación *toplap*. Sin embargo, el reflector que define la base de la S-5 sí continúa hacia la cuenca Tiburón y corresponde al horizonte somero (Figura 31a, L-5089).

El rango de profundidad de la base de la secuencia 5 varía de 200-4400 ms (TDV). Las partes más someras y de menor espesor (~100 m) se ubican sobre la plataforma continental en el NW y en el alto estructural intracuenca al SE. Los mayores depocentros se ubican en la parte norte, al sur de la plataforma Puertecitos y en la cuenca Consag y varían en espesor de ~700 a 1000 ms, en el SE

cerca del alto estructural, se definen depocentros más pequeños y de menor espesor ~600-800 ms (Figura 32).

5.2.2 Secuencia 4

La secuencia 4 es una secuencia de control definida por los horizontes naranja y verde en la base y la cima, respectivamente (Figura 28, L-5471). La base de esta secuencia se define en el alto estructural intracuencas en el SE (Figura 31a, L-5089) como una superficie discordante erosiva de alta amplitud y baja frecuencia. Sobre la plataforma de Puertecitos presenta un patrón convergente que cambia a subparalelo en la cuenca. Este patrón se caracteriza por facies sísmicas transparentes, discontinuas y de baja frecuencia, alternadas con facies discontinuas de alta amplitud y frecuencia. Localmente define formas monticulares en zonas altamente deformadas (L-5055). El rango de profundidad de la base de la secuencia 4 varía de 300-3800 ms (TDV) y es más somera en la plataforma continental de Puertecitos en el NW, en la porción sur de la Zona de Fractura Volcanes y sobre el alto estructural intracuencas. El mapa de isócronas muestra el depocentro central Delfín Superior norte con un espesor de ~ 600 a 850 ms (Figura 33a).

5.2.3 Secuencia 3

La base de la secuencia 3 (S-3) se caracteriza por un reflector continuo, positivo y de alta amplitud (color verde en Figura 28, L-5471). La cima de S-3 está definida por el reflector color cyan. En la plataforma Puertecitos, la base está definida por reflexiones convergentes de alta amplitud, sobre las que se observan terminaciones tipo *onlap* de baja amplitud (Figura 30b, L-5059). Este arreglo cambia en la cuenca, donde se identifican patrones de reflexiones discontinuas y de baja amplitud, en un arreglo sub-paralelo horizontal y localmente difuso. Internamente, en los depocentros se observan reflexiones de baja frecuencia y muy alta amplitud, subparalelas y depositadas de manera concordante sobre la base de la secuencia. Estas reflexiones son truncadas, tanto lateral como verticalmente, por superficies erosivas sobre las que se observan reflexiones en terminación tipo *offlap* (Figura 31c, L-5065). Hacia el alto estructural intracuencas, la secuencia 3 se caracteriza por reflexiones subparalelas de alta amplitud y concordantes, que se truncan en las partes más altas por el fondo marino. Esto indica que la secuencia 3 está parcialmente erosionada en el alto estructural intracuencas.

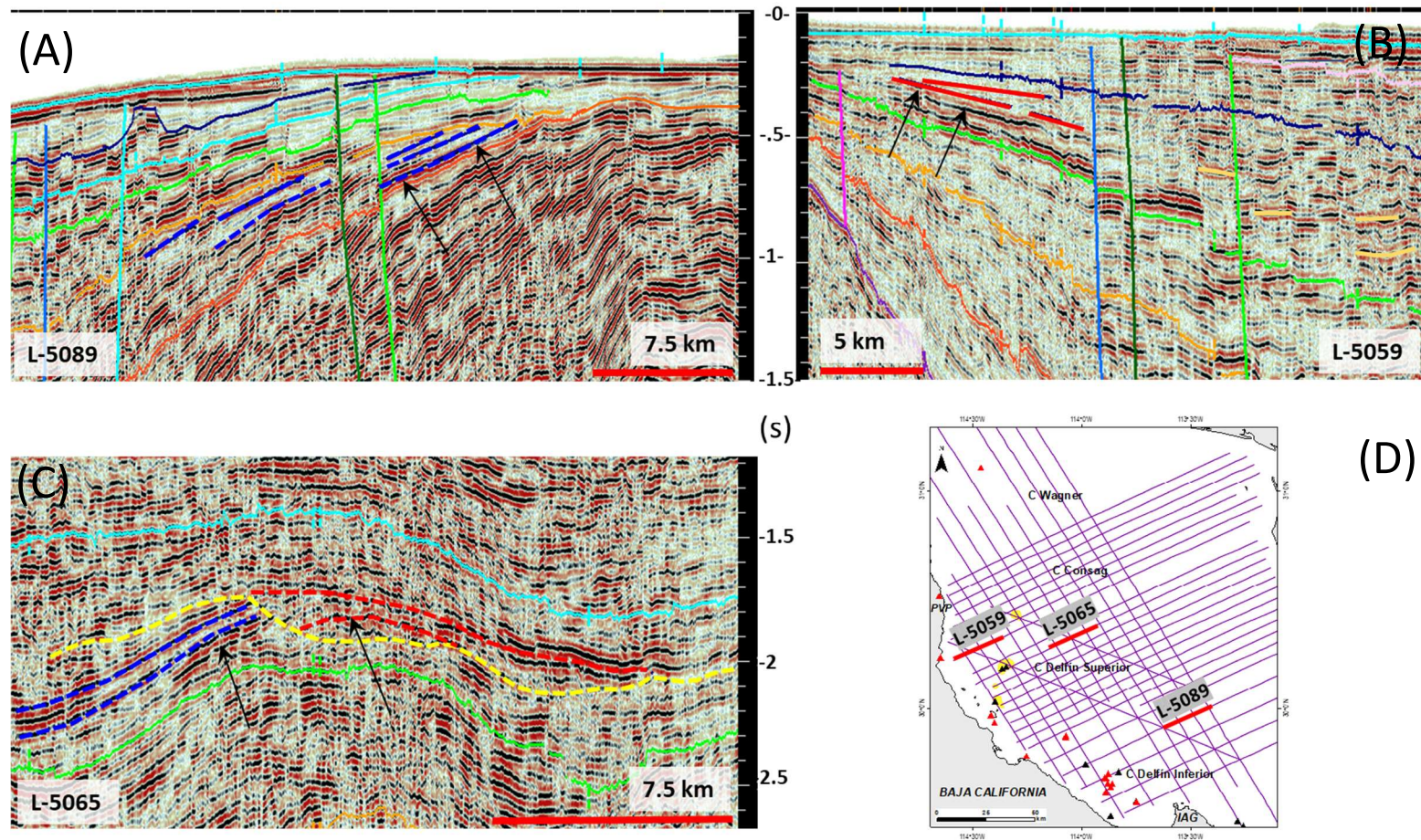


Figura 31. Terminaciones sísmicas identificadas en las secuencias 5,4 y 3. (A) L-5089, Base de S-5 en color naranja fuerte, truncamiento de los estratos contra la base de S-4 en líneas punteadas color azul; superficie erosiva y base de secuencia 4 en naranja claro (B) L-5059, terminaciones tipo *onlap* de S-3 se muestran en líneas rojas (estratos de bajo ángulo contra estratos más inclinados), (C) L-5065, truncamiento contra superficie erosiva y terminación tipo *offlap* sobre la misma superficie erosiva contenida en S-3. (D) Mapa de ubicación de las secciones.

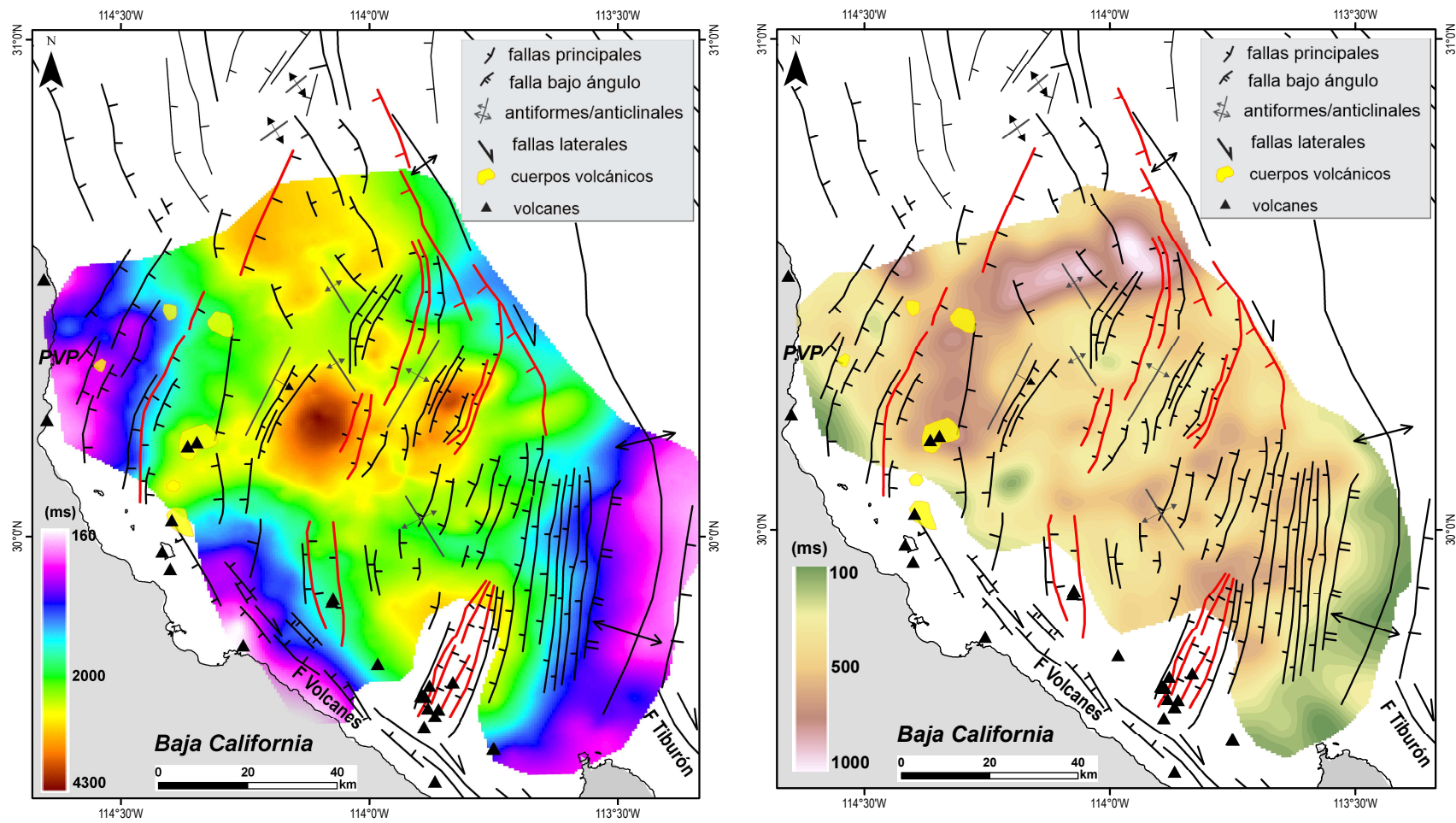


Figura 32. Izquierda: Mapa de contornos estructurales de la base de la Secuencia sísmica 5. Derecha: Mapa de isócronas (ms) de la secuencia 5 (H5-H4). Los mayores depocentros acumularon espesores de ~700 a 1000 ms y se ubican en la parte norte. Al SE se observan depocentros con menor espesor.

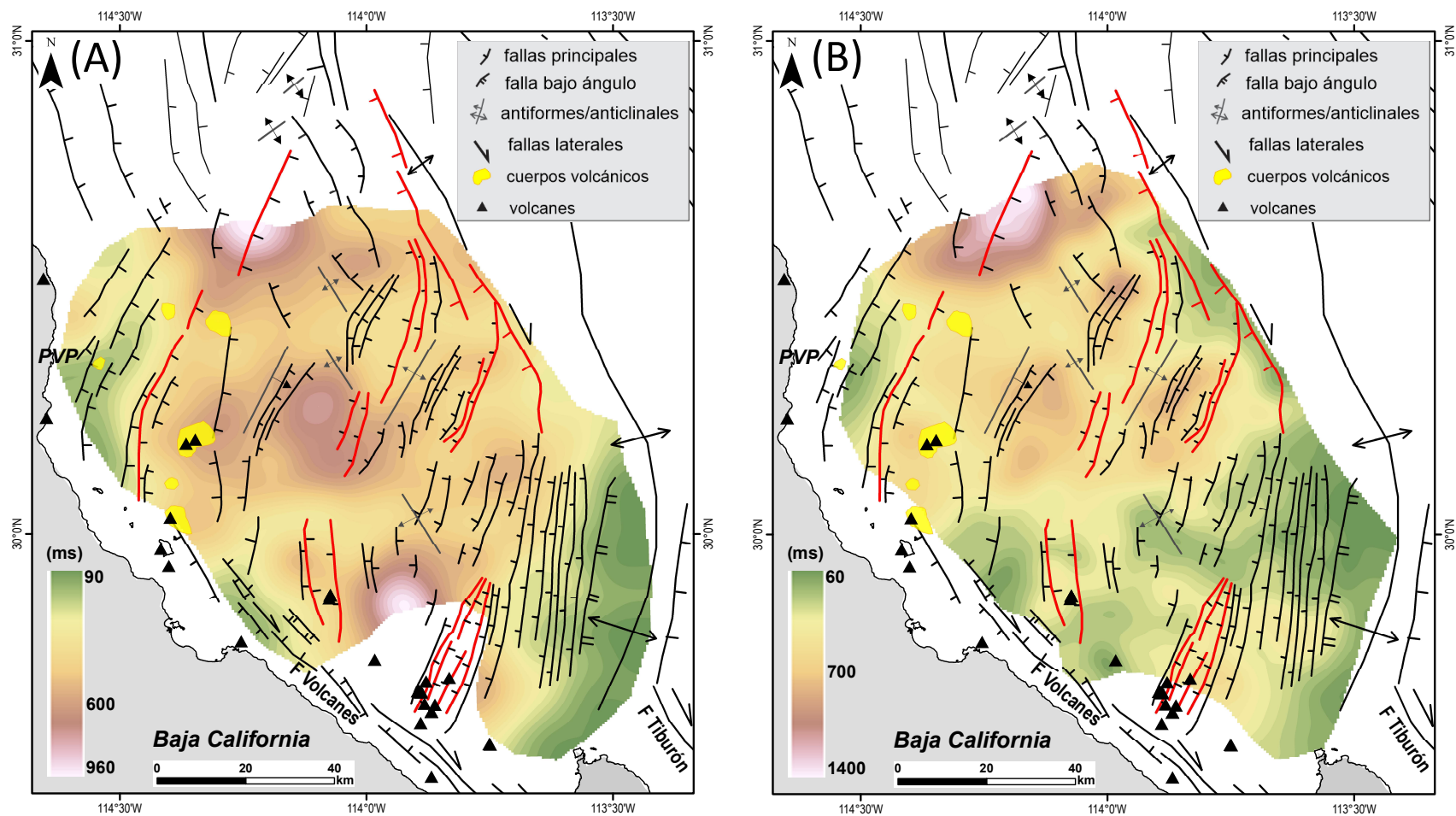


Figura 33. (A) Mapa de isócronas (ms) de la secuencia 4 (H4-H3). El depocentro central de la minicuenca Delfín Superior norte empieza a definirse. (B) Mapa de isócronas (ms) de la secuencia 3 (H3-H2), los principales depocentros de las minicuenas Delfín Superior se definen con espesores que varían de ~700 a 1000 ms.

El rango de profundidad de la base de la secuencia 3 varía 150 a 3100 ms (TDV). Las partes más someras corresponden a la plataforma continental en el NW, el sur de la Zona de Fractura Volcanes y el alto estructural intracuencas.

El mapa de isócronas de S-3 define 3 depocentros en la cuenca Delfín Superior con espesores que varían de ~700 a 1000 ms (Figura 33b). El depocentro central definido en la secuencia S-4 también se observa en S-3 y significa que acumuló subsidencia durante S-3 y S-4.

5.2.4 Secuencia 2

La secuencia 2 es de control y está definida entre los horizontes de color cyan en la base y rosado en la cima (Figura 28, L-5471). La base de esta secuencia se caracteriza por un reflector continuo de alta amplitud y frecuencia, sobre el cual se observan facies sísmicas discontinuas de alta amplitud y frecuencia, y están intercaladas con reflexiones transparentes y discontinuas. Hacia la plataforma, se tiene un arreglo interno convergente, que cambia a sub-paralelo horizontal en la cuenca. Se deposita de manera concordante sobre el alto estructural intracuencas. Hacia el alto, los reflectores en las zonas más someras están trucados por el fondo marino.

La secuencia 2 presenta intercalaciones de depósitos volcánicos, caracterizados por reflexiones de alta amplitud, discontinuos y con distribución irregular principalmente hacia la zona adyacente a la Zona de Fractura Volcanes. El rango de profundidad de la base de S-2 varía de 100-2700 ms (TDV).

5.2.5 Secuencia 1

La secuencia 1 está definida entre los reflectores rosado en la base y el fondo marino (Figura 28). La base representa la última discordancia regional, y se caracteriza por un reflector continuo y de alta amplitud positiva. En el borde de la plataforma Puertecitos se reconocen terminaciones tipo *onlap* contra la base de esta secuencia que es el reflector. En los depocentros de la cuenca Delfín Superior Norte, la parte baja de esta secuencia muestra reflectores sísmicos con geometría de clinoformas

de alta amplitud, discontinuas y con terminación tipo *downlap* contra el horizonte basal. Estas geometrías de clinoformas se reconocen principalmente en los perfiles sísmicos orientados N-S (Figura 34, L-5064). Sobre estas clinoformas se deposita de manera discordante un paquete de baja reflectividad, semitransparente, en arreglo subparalelo, cuyo espesor disminuye lateralmente hasta acuñarse en los bordes de la cuenca. Esta última unidad se incluye dentro de la secuencia 1, pero no se depositó sobre la plataforma de Puertecitos. La cima de la secuencia 1 presenta reflexiones de alta amplitud, continuas y paralelas, cuya ubicación está acotada al centro de los depocentros activos.

En las cuencas Delfín Inferior y Delfín Superior Sur, la secuencia 1 presenta intercalaciones de depósitos volcánicos, que se caracterizan por cimas de alta amplitud y frecuencia y sobreyacen a paquetes de reflexiones caóticas de espesor variable entre ~50 y 100 ms.

El rango de profundidad de la base de esta secuencia (horizonte rosado) varía de 120-1800 ms (TDV). Las partes más someras se ubican al NW y al SW de las cuencas Delfín (Figura 35a). El mapa de isócronas (Figura 35b) define de manera clara la configuración actual de las cuencas Delfín. Se identifican 5 depocentros, 4 en Delfín Superior y 1 en Delfín Inferior. El cierre de los depocentros está definido por el contorno de 400 m, y el espesor máximo de la secuencia 1 es de ~800 m en el depocentro central de la CDSN.

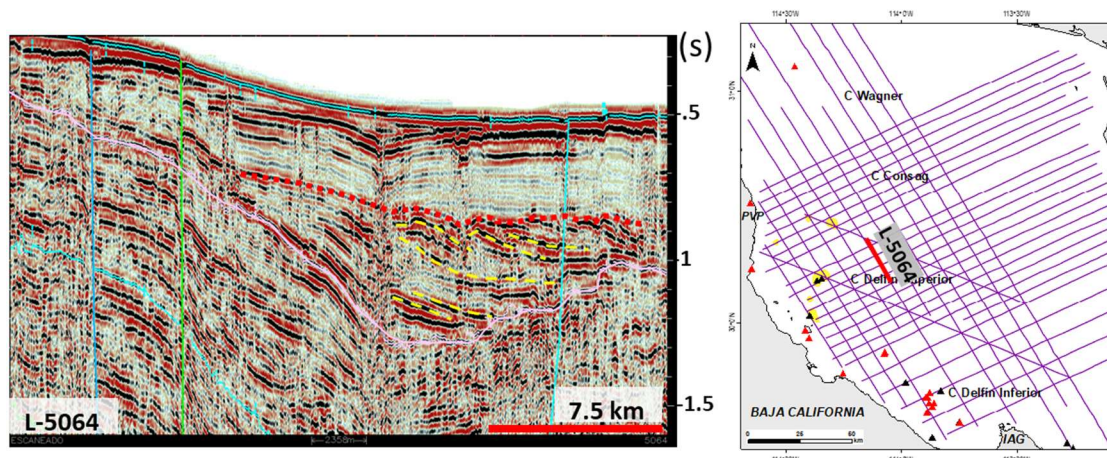


Figura 34. L-5064, geometrías sigmoidales (en amarillo) observadas sobre la base de la secuencia 1 (horizonte rosa) y sobreyacidas discordantemente por una secuencia de baja reflectividad arriba de la línea roja discontinua. La imagen muestra el depocentro sur de la CDS sur (ver mapa de la derecha).

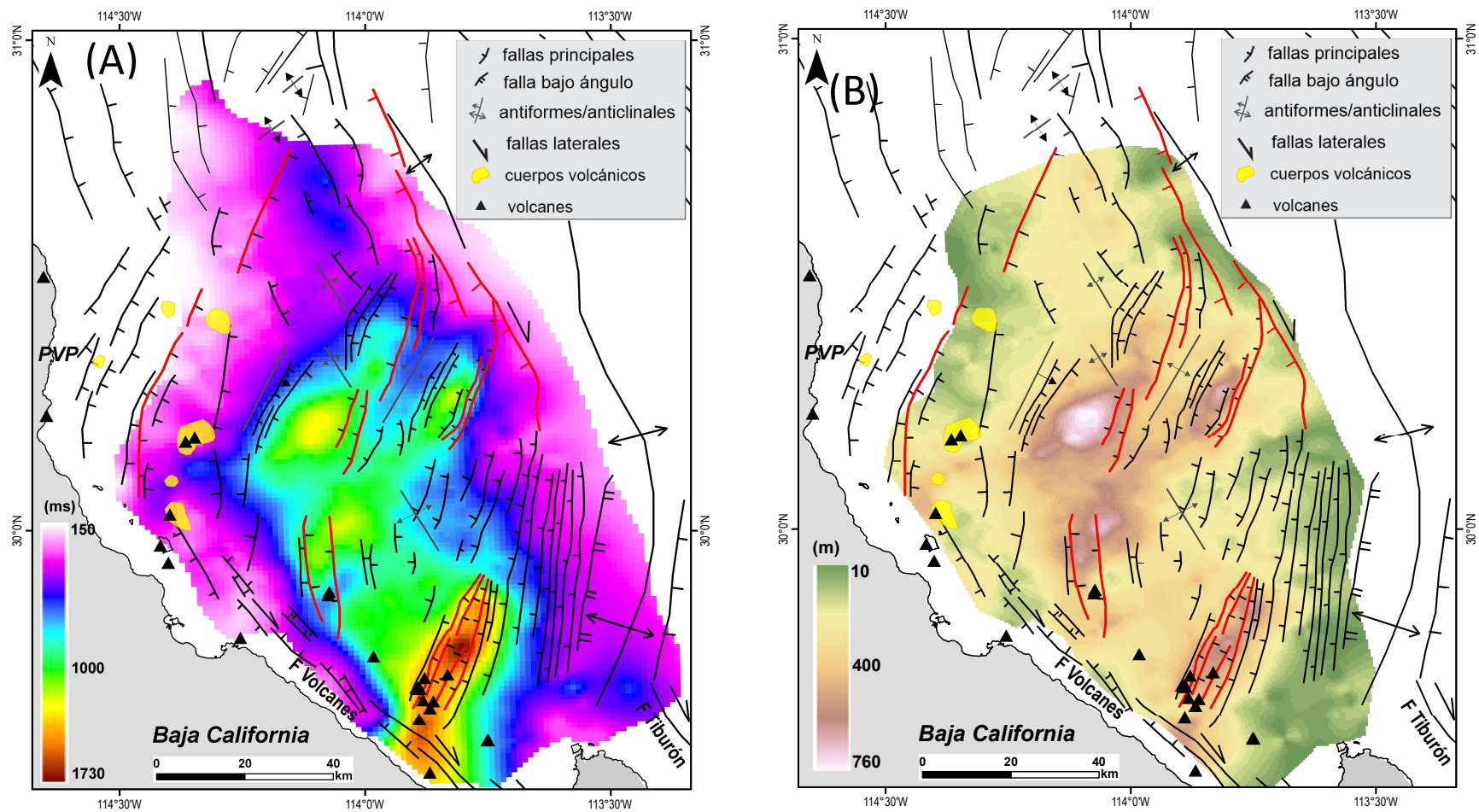


Figura 35. (A) Contornos estructurales de la base de la secuencia S-1 en tiempo. (B) mapa de isócronas entre la base de S1 y el fondo marino donde se muestra la configuración actual de los depocentros en las cuencas Delfín Superior y Delfín Inferior. El espesor de S-1 en los depocentros varía en un rango de 400 a 800 m.

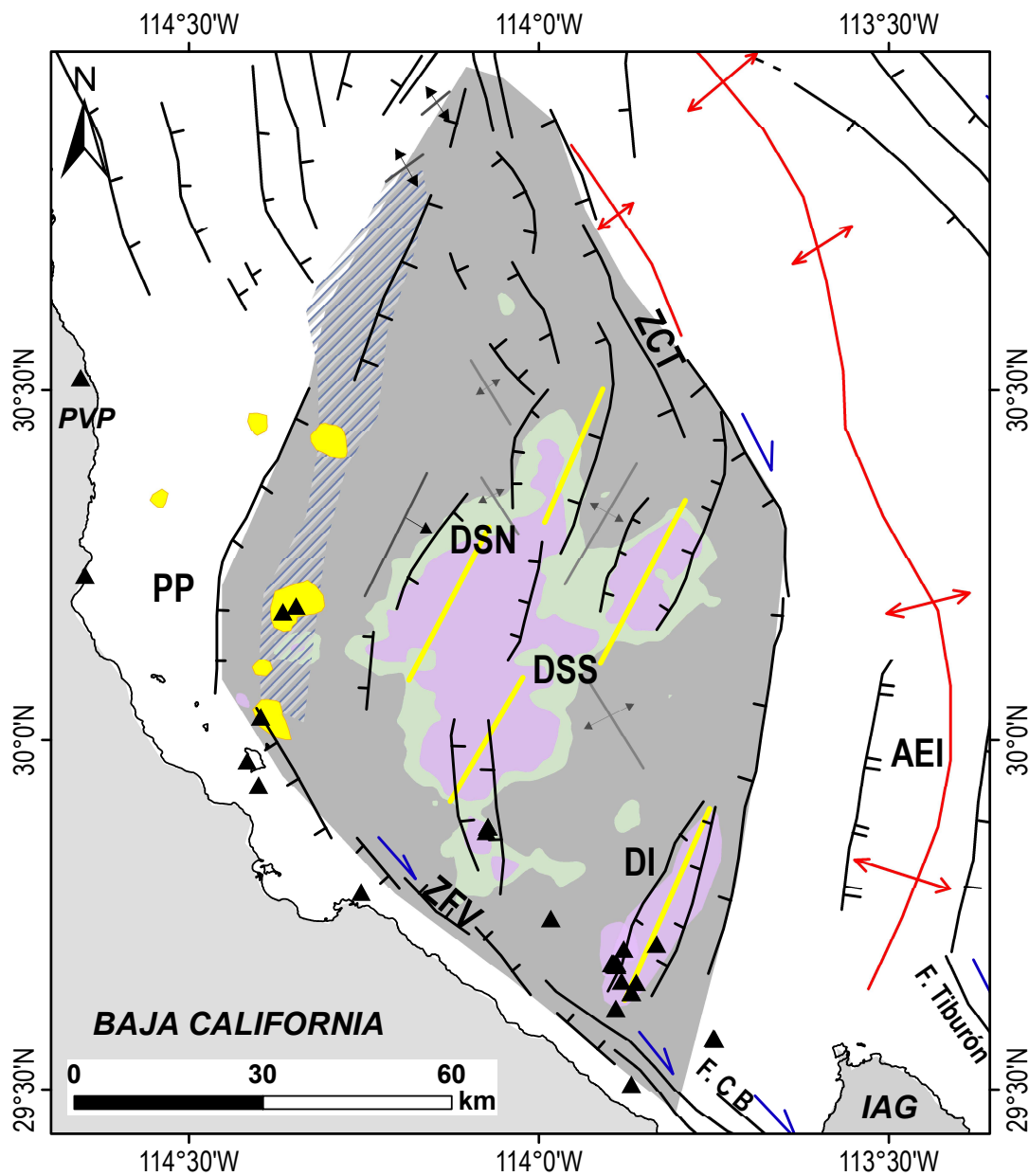
Capítulo 6. Discusión

6.1 Geometría y estructura de las cuencas Delfín

En este trabajo se define la estructura *pull-apart* de las cuencas Delfín, contenida entre las zonas de cizalla Tepoca y Volcanes, que están conectadas a través de patrones de fallas normales y oblicuas que producen minicuenas. Estas fallas normales acomodan la deformación extensional y oblicua a la dirección de transporte tectónico (Figura 36). La Zona de Cizalla Tepoca reportada por primera vez en este trabajo, tiene ~85 km de longitud con rumbo NW30° y se propone como el límite oriental de la cuenca Delfín Superior. Se extiende desde el flanco oeste del alto estructural intracuenca en el sureste, hasta su traslape en el norte con la falla Wagner (c.f. Aragón-Arreola y Martín-Barajas 2007). La Zona de Cizalla Tepoca bordea un alto estructural elongado en dirección N-NW, que en las líneas sísmicas de Pemex se define como una estructura antiformal somera (200-500 ms) y estrecha (6-9 km de ancho). Este alto de basamento tiene mayor relieve en el norte, mientras que en el sur profundiza y se vuelve más amplio y suave (15-18 km ancho a 1 s) (Figura 37). Este antiformal y el alto estructural que lo cimienta también se identifica con una anomalía de Bouguer positiva (Figura 38), y se interpreta como el basamento continental que es la continuación hacia el nor-noroeste del alto estructural intracuenca que separa las cuencas Tiburón y Delfín (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007).

Un aumento en la batimetría y la presencia de fallas con escarpe prominente en el fondo marino definen el límite de la zona de deformación activa en las cuencas Delfín a partir de la Zona de Cizalla Tepoca hacia el oeste (Figura 37). El desplazamiento lateral de la ZCT se infiere por estructuras en flor negativa, formadas por fallas normales que convergen a profundidad a un plano vertical. Estas estructuras desplazan el basamento en el flanco oeste del antiformal y son identificadas en perfiles sísmicos perpendiculares al trazo de esta falla. También se observan amplias zonas de facies sísmicas difusas entre el borde oriental de la cuenca Delfín Superior y la Zona de Cizalla Tepoca, además la correlación de las secuencias hacia el este se interrumpe por los cambios abruptos en echados y facies sísmicas que ocurren a través de las fallas (Figura 37).

La Zona de Fractura Volcanes (c.f. González-Escobar et al., 2010) actúa como el límite occidental de las cuencas Delfín, tiene más de ~ 80 km de longitud y la forman varios segmentos cortos de falla de orientación NW35°. Se extiende desde la falla Canal de Ballenas en el sur hasta su conexión con la



- | | |
|---------------------------|--------------------------------|
| ↘ fallas principales | ◇ estructura <i>pull-apart</i> |
| ↘ falla bajo ángulo | ▨ transición cont-oceánica |
| ↔ antiformes/anticlinales | ● cuerpos volcánicos |
| ↘ falla lateral | ▲ volcanes |

Figura 36. Síntesis de la estructura *pull-apart* Delfín mostrando las fallas principales y la configuración más actual de sus depocentros en color verde y morado.

plataforma Puertecitos, en donde se observa una alta densidad de fallas que cortan el basamento y forman estructuras en flor negativa (c.f Figura 16).

Una diferencia notable entre la ZCT y la ZFV, es el espesor sedimentario que cortan. En la falla Volcanes los trazos de las fallas a profundidad son de apenas 1.5 s y hasta 2 s de sedimento en las zonas más cercanas a la falla transformante Canal de Ballenas, se observan paquetes sedimentarios que pierden correlación lateral y el basamento acústico presenta escalonamientos en respuesta a la componente normal de las fallas. Mientras que, en el margen oriental, en la ZCT las fallas cortan espesores sedimentarios más potentes que alcanzan más de 3 s de registro. Es posible que esta diferencia se deba a que la ZCT es más antigua que la ZFV y el espesor acumulado es mayor en el lado oriental. Una segunda posibilidad que explique la diferencia en el trazo de las fallas a profundidad podría ser el efecto del levantamiento de la península en respuesta a una compensación isostática y al bajo aporte de sedimentos terrígenos en esa región.

Las zonas de cizalla Volcanes y Tepoca presentan un ancho similar de ~5-10 km, y ambas zonas de cizalla tienen una longitud aproximada de 80 y 85 km, sin embargo, la ZFV está compuesta por pequeños segmentos de falla (5-13 km), mientras que en la ZCT la longitud de los segmentos de falla es mayor (20-30 km). Es posible que las fallas de la Zona de Fractura Volcanes se activaron en los últimos dos millones de años durante el cambio de la deformación hacia el oeste, y estén en la etapa de conexión entre los segmentos de falla (*soft link*), mientras que en la ZCT ya existe la conexión entre estos segmentos de falla (*hard link*) y presentan mayor longitud que en el límite oriental del *pull-apart*.

Las zonas de cizalla Tepoca y Volcanes son subparalelas y se orientan a NW30° y NW35° respectivamente, con un traslape de apenas 30 km y una separación de ~75 km. Se ha propuesto que, en las primeras etapas de la extensión continental, las heterogeneidades de la corteza pueden determinar la localización de los segmentos del *rift* (Zwann *et al.*, 2016). A escala regional, estas heterogeneidades generalmente no se encuentran alineadas y producen el escalonamiento de las fallas laterales, que a medida que la deformación se acumula necesitan interactuar entre sí a través de dominios extensionales que definen la estructura *pull-apart*. Entonces estas son el resultado de una zona de transferencia que conecta dos zonas de cizalla con desplazamiento lateral derecho, mediante un sistema distribuido de fallas extensionales y oblicuas a la dirección del transporte tectónico.

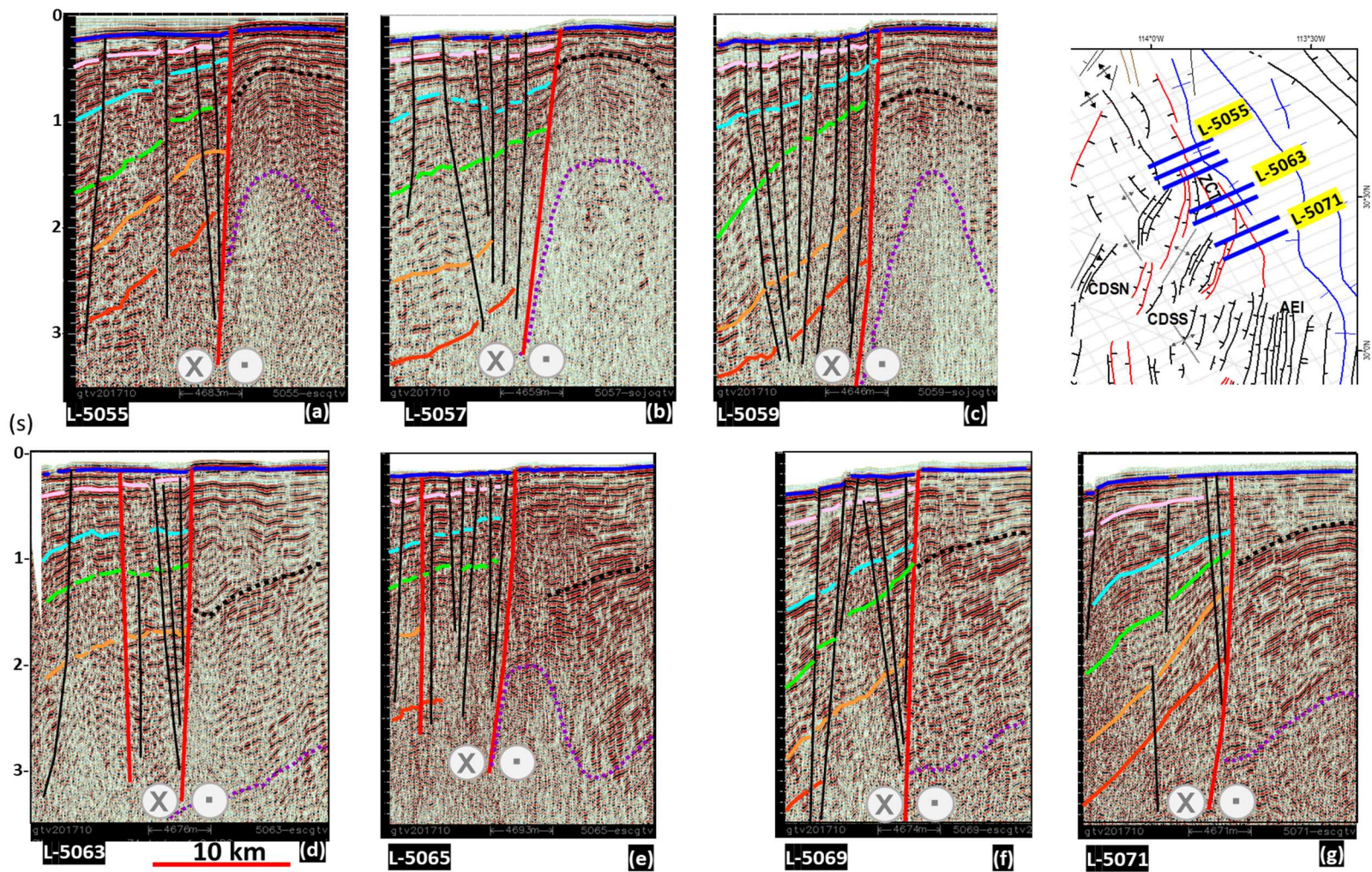


Figura 37. Secciones sísmicas mostrando la Zona de Cizalla Tepoca en diferentes localizaciones. Se observan cambios laterales de facies y echados cuya correlación se dificulta hacia el lado este. En línea negra punteada se muestra el antiforame somero en el norte y su profundización hacia el sur, en línea morada punteada el basamento. En las líneas 5069 y 5071 se observan reflectores acunándose contra el alto estructural donde se marca una discordancia y el inicio de otra etapa de subsidencia.

Las fallas que conectan las dos zonas de cizalla definen un patrón con orientación general al NE. Sin embargo, en las cercanías de la Zona de Cizalla Tepoca, se observa un cambio de rumbo a N-S hasta su conexión con las fallas laterales que definen la zona de cizalla con las estructuras en flor negativa (Figura 37 b, c, e). Por su parte, en el margen occidental también se observa este cambio de orientación del patrón de fallamiento. Las fallas que definen la Zona de Fractura Volcanes presentan una orientación al NW y algunas fallas se ramifican y empiezan a transferir deformación hacia las fallas normales con rumbo al NE que definen la cuenca Delfín Superior Sur. Este arreglo define estructuras en forma de cola de caballo (Persaud *et al.*, 2003) y la intersección de fallas normales y oblicuas con las fallas laterales de la Zona de Fractura Volcanes coinciden con sitios de marcada actividad volcánica visible en el fondo marino (Figura 21 y 22). Además, las fallas sobre la plataforma continental también exhiben un cambio de rumbo de N-S a N-NE cerca del margen peninsular. Estas fallas tienen una componente de desplazamiento lateral inferido por varias estructuras en flor negativa que cortan hasta el basamento (Figuras 13 y 15).

En planta, la curvatura de las fallas que transfieren deformación entre zonas de cizalla ha sido documentada a partir de modelos analógicos y del estudio de cuencas en la naturaleza. Se ha sugerido que las estructuras internas curvadas se desarrollan con el incremento de la oblicuidad entre las zonas de cizalla y las fallas que acomodan extensión (McClay *et al.*, 2002; Philippon *et al.*, 2015; Corti *et al.*, 2003). Además de la oblicuidad, la separación entre las zonas de cizalla es un factor de primer orden para el desarrollo de estas estructuras curvadas (Zwaan *et al.*, 2016). Los modelos analógicos indican que entre mayor sea la separación, la interacción entre las zonas de cizalla será del tipo *hardlink*. Las características del *pull-apart* Delfín: 1) oblicuidad media de $\sim 33\text{-}35^\circ$ (Dorsey y Umhoefer, 2012) y 2) la alta separación entre las zonas de cizalla Volcanes y Tepoca de ~ 75 km (como referencia, la separación entre las zonas de cizalla del Mar muerto es ~ 10 km y en *Dead Valley* ~ 40 km, Smit *et al.*, 2008), colocan nuestra estructura *pull-apart* dentro de los modelos analógicos que varían oblicuidad y separación de zonas de cizalla, en el límite de un patrón de deformación tipo *softlink* combinada con una deformación tipo *hardlink* (Zwaan *et al.*, 2016). Esta comparación con los modelos analógicos no permite la clasificación de las cuencas Delfín, ya que de acuerdo con estos modelos sería necesaria una mayor oblicuidad para ubicarlos completamente en una deformación tipo *hardlink*. Sin embargo, se presentan trazos de falla de hasta ~ 40 km en las fallas que conectan las zonas de cizalla Tepoca, evidenciando un patrón de fallamiento ya desarrollado, más afín a una deformación tipo *hardlink*.

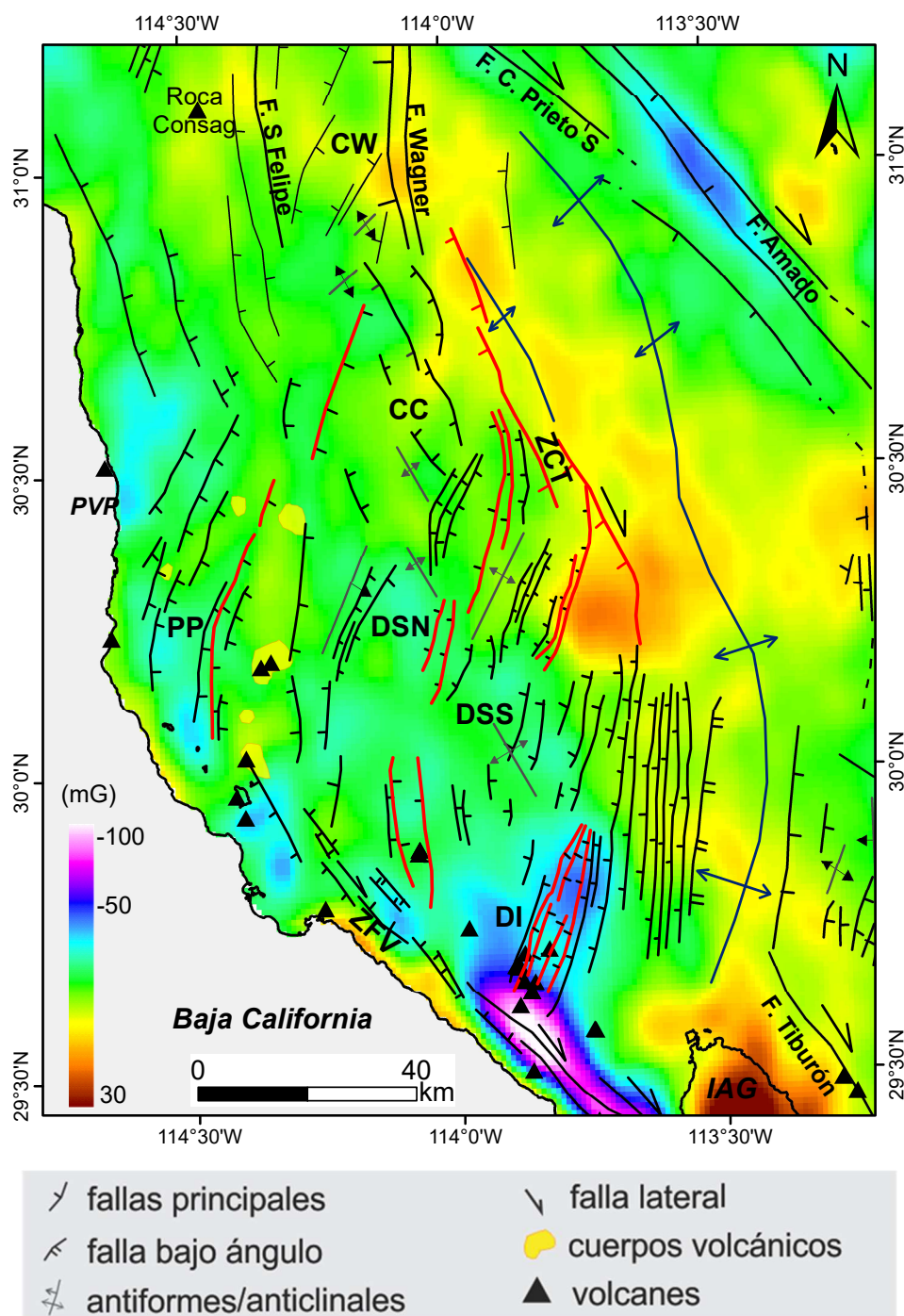


Figura 38. Mapa de anomalía de Bouguer. En colores rojos, se define un alto estructural que bordea la Zona de Cizalla Tepoca y que es la continuación al NE del alto estructural intracuencas. En contraste, la falla canal de Ballenas muestra una anomalía de Bouguer negativa. Malla interpolada con datos obtenidos de https://topex.ucsd.edu/marine_grav/mar_grav.html.

Se propone una zona de transición continental-oceánica (ZTCO) que limita la plataforma Puertecitos y las cuencas Delfín Superior, donde el fuerte reflector asociado al basamento acústico pierde expresión sísmica y se evidencia la presencia de varios cuerpos volcánicos en las secciones sísmicas, formando un alineamiento NE-SW Figuras (11 y 12). La ZTCO incluye componentes sedimentarios y magmáticos en proporciones que varían a lo largo y ancho del margen y podrían incluir áreas de expansión del fondo marino fallidas. Estas franjas de adelgazamiento extremo separarían segmentos de corteza continental y segmentos de corteza oceánica incipiente (Direen *et al.*, 2013). En las cuencas Delfín la nueva corteza oceánica no puede aún definirse con alineaciones magnéticas y volcanismo axial de centros de dispersión, debido a la alta tasa de sedimentación del delta del río Colorado. No obstante, en la cuenca Delfín Superior norte y en la cuenca Delfín Inferior se reportan de intrusiones magmáticas profundas que se interpretan como parte de una nueva corteza oceánica (Sojo-Amezquita *et al.*, 2012; Persaud *et al.*, 2003).

6.2 Magnitud de extensión y ruptura continental.

Otro de los resultados relevantes en este trabajo es la configuración del basamento acústico que define la estructura profunda del *pull-apart* de las cuencas Delfín y el espacio generado por la extensión, paralelo a la dirección del transporte tectónico es de solo ~90 km de largo (Figura 29). Sin embargo, esta distancia es un mínimo, ya que parte de la extensión se acomodó durante el adelgazamiento de la corteza continental en los márgenes de la cuenca, pero aún con la extensión en los márgenes sumergidos, la extensión continental es la menor reportada, en comparación con las cuencas del sur que alcanzan de 160 a 280 km (Lizarralde *et al.*, 2007). En el *Salton Trough* la ruptura continental alcanza más de 100 km de largo (Han *et al.*, 2016) y confirma que la creación de nueva corteza es menor en las cuencas del norte del Golfo de California.

La gruesa cubierta sedimentaria proveniente del río Colorado (>4 segundos de registro), enmascara el tipo de corteza que existe en los 90 km de largo en donde no se observó el basamento acústico de la corteza continental. Las estructuras antiformes que separan los depocentros de las minicuenas muestran un relieve muy suave (8.7 km de ancho con relieve de 0.4 s). El espesor sedimentario es más potente en la zona con mayor relieve y lateralmente se adelgazan hacia los sinformes, donde las fallas generan espacio para la acumulación de sedimentos (Figura 39). Estas estructuras antiformes podrían corresponder a: i) relieve estructural producido por el fallamiento extensional de la corteza quebradiza, o ii) ser el resultado

de un proceso de *boudinage* a escala cortical profunda. En los experimentos analógicos con extensión progresiva, en la capa quebradiza se desarrollan fallas normales que inician con un alto echado y delinean estructuras tipo *graben* y *horst*, mientras que la extensión dúctil predomina en la capa inferior viscosa, que sube para compensar el déficit de masa en las áreas adelgazadas. Este comportamiento mecánico de la corteza se relaciona con una inestabilidad mecánica de la litosfera extendida, donde la corteza dúctil y el manto se elevan debajo de las estructuras tipo *graben* donde los sedimentos de menor densidad y espesor reemplazan la corteza (Brun y Chokroune, 1983). Las estructuras tipo *boudin* han sido documentadas en varias escalas desde escala de decenas de metros hasta kilómetros y hasta del tamaño del mar Egeo (Jovilet *et al.*, 2004).

En el eje de la cuenca Delfín Superior norte, se observan estructuras antiformes con geometría monticular de menor escala (~5 km de ancho) y que podrían asociarse a nueva corteza generada por intrusiones magmáticas. Se caracterizan por deformar las secuencias por arriba dando un efecto de abombamiento, o por la interrupción vertical de las secuencias sedimentarias. Estos rasgos comúnmente no tienen expresión en el fondo marino, pero si deforman la parte basal o intermedia del relleno sedimentario (Figura 30, L-5068 y 5069).

El perfil P313 de sísmica de reflexión de alto ángulo que cruza la cuenca Delfín Superior (González-Fernández *et al.*, 2005), muestra difracciones a profundidades de ~2 a 4 s (TDV) en la cuenca Delfín Superior que se interpretan como intrusivos magmáticos. Estas difracciones coinciden con la ubicación de las intrusiones magmáticas identificadas en la sísmica multicanal de Pemex reportadas en este y otros trabajos. Esto sugiere la ruptura continental y la presencia de nueva corteza, al menos en la cuenca Delfín Superior norte y en la cuenca Delfín Inferior, en donde los registros sísmicos de sonoboyas indican un aumento de la velocidad sísmica asociado a rocas más densas (Persaud y colaboradores, 2003). Con estas evidencias proponen que es más probable que primero se genere nueva corteza oceánica en esta cuenca.

6.3 Evolución de las cuencas (cambio y ampliación de los depocentros)

La cuenca Delfín Superior Norte contiene dos depocentros cuya subsidencia está controlada por las fallas normales con caída al norte ubicadas en el margen oriental. Las fallas mayores generan *rifts* asimétricos con relleno sedimentario en forma de cuña, o con espesor asimétrico debido a que las fallas antitéticas

con caída al sur, que también acomodan subsidencia, pero de menor magnitud. Además, la interpretación de las secuencias sedimentarias exhibe estructuras antiformes profundas que separan los depocentros (Figura 39) y se sugiere que la discontinuidad entre las fallas normales que controlan los depocentros en DSN indica una zona de acomodo, donde los segmentos individuales de falla aún no están conectados y posiblemente evolucionarán a una sola falla.

La mayor subsidencia acumulada se observó en el depocentro este de la cuenca Delfín Superior Sur, que también es asimétrico. Sin embargo, la prolongación hacia el sur de este depocentro está mejor definido con el mapa de isopacas, ya que los patrones de fallamiento al parecer han cambiado y no corresponden con la mayor acumulación de sedimentos (Figura 35).

La cuenca Delfín Inferior es la más joven y presenta fallas activas que generan los mayores escarpes batimétricos observados. Esta cuenca se desarrolló en respuesta a la migración de la deformación hacia el oeste y con la activación de la falla Canal de Ballenas. Esta cuenca registra la mayor subsidencia reciente en toda la estructura del *pull-apart*, y a diferencia de la cuenca Delfín Superior, las fallas que controlan la subsidencia generan un *rift* simétrico.

Estudios sobre la simetría y asimetría de los *rifts* sugieren que está controlada por el acoplamiento entre la corteza y el manto litosférico (Liao y Gerya, 2015). La acreción simétrica y asimétrica son dos modos de expansión del piso oceánico. La cuenca Delfín Superior podría explicarse como una acreción oceánica asimétrica, caracterizada por el desarrollo de fallas de despegue activas a lo largo del flanco sur-oriental que es el que acomoda mayor subsidencia (Figura 12). Las cuencas Delfín Superior contienen el margen conjugado de la cuenca Tiburón, que acomodó mayor extensión en un tiempo mayor en comparación con Delfín Inferior, cuya simetría podría deberse a una tasa más rápida de expansión de piso oceánico (Buck *et al.*, 2005; Puthe y Gerya, 2014).

Los resultados de la interpretación de secuencias sísmicas en más de 4.5 s de registro, muestran la evolución de los depocentros desde los niveles profundos de las cuencas Delfín. Esta evolución se pudo identificar en tres secuencias sismoestratigráficas principales (S5, S3 y S1) y 2 secuencias de control (S4 y S2). La secuencia 5 describe la configuración más basal en las cuencas Delfín, los depocentros más potentes se encuentran en el norte y presentan una orientación E-W y NE, al parecer estos depocentros no están controlados por el patrón de fallamiento más reciente (Figura 31b). Este antiguo depocentro

podría explicarse por un cambio en el patrón de fallamiento. En algunas secciones sísmicas, el fallamiento más antiguo afecta principalmente a la secuencia 5, mientras que un segundo patrón de fallamiento es identificado a partir de las secuencias 4 a 1 (Figura 14, Línea 5059). Si la interpretación sísmica para la secuencia 5 es correcta, este depocentro representaría una etapa adicional de extensión que tendría que ser considerada en la estimación del desplazamiento de la Isla Ángel de la Guarda, respecto a la plataforma de Puertecitos. La S5, también define otros depocentros en el SE que posiblemente son el margen conjugado de los depocentros en el norte y posiblemente son contemporáneos con la cuenca Tiburón.

El inicio de una marcada etapa de subsidencia se identifica en la secuencia 3. Mientras que los paquetes sedimentarios en las secuencias 5 y 4 son paralelos y conformantes, a partir de la secuencia 3 los reflectores empiezan a adelgazarse y a acuñarse contra los altos estructurales identificados.

Las figuras 37f y 37g, muestran que los paquetes S4 y S5 son concordantes y se truncan lateralmente contra la ZCT mientras que S3 se adelgaza y en el lado E se presenta como una discordancia sobre el alto estructural. En la plataforma Puertecitos, también se observa una secuencia adelgazada con terminaciones en *onlap*.

Con base a los registros geofísicos del pozo Carbo-1 (González-Escobar *et al.*, 2006) sobre la plataforma continental, la base de esta secuencia es de edad Pleistoceno (496 m), y se define por un claro patrón tipo caja en el registro de potencial espontáneo, el cual se asocia a cuerpos arenosos. Esta edad coincide con la edad reportada de la activación de la falla Canal de Ballenas (Seiler *et al.*, 2009). La secuencia 3 empieza a definir la configuración actual de los depocentros, y el depocentro Delfín Inferior empieza a figurar en la secuencia 3 y podría corresponder a este evento tectónico.

La secuencia 1 es la mejor definida y proporciona la configuración actual de los depocentros controlados en su mayoría por el patrón de fallamiento actual. La excepción en la cuenca DSS, cuya distribución de isopacas no coincide totalmente con el patrón de fallamiento, parece estar más controlado por la alineación de la actividad magmática reciente.

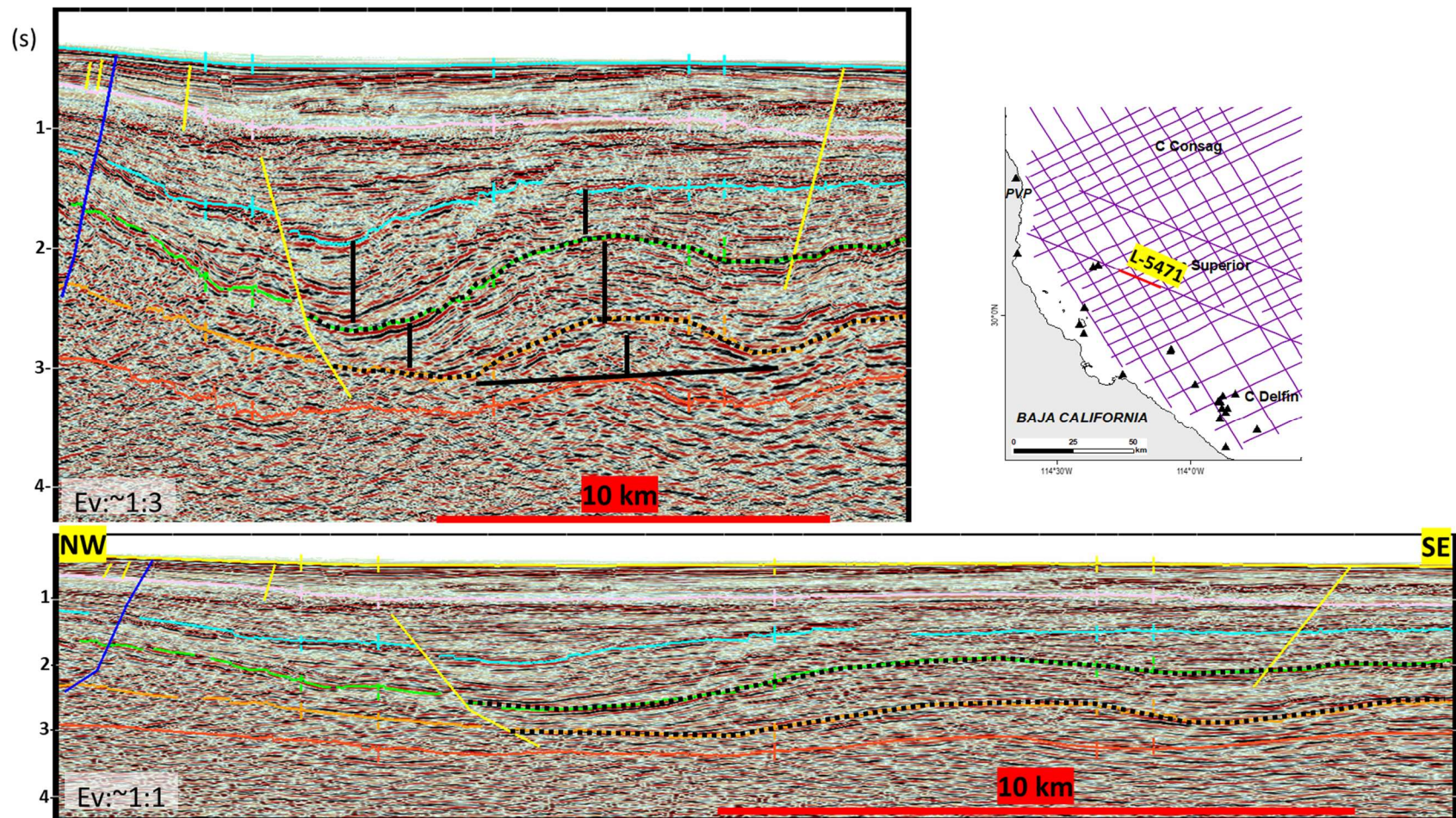


Figura 39. Antiforme profundo o estructura tipo *boudin*, con exageración vertical (arriba) y sin exageración vertical (abajo). Las líneas negras verticales representan los cambios de espesor lateral. La línea negra horizontal indica a partir de donde se midió el relieve vertical de la estructura.

Capítulo 7. Conclusiones

La interpretación estructural de perfiles de reflexión sísmica de Pemex y de líneas sísmicas de alta resolución del crucero Ulloa99 permite proponer la geometría de las fallas principales y los patrones de falla que definen las cuencas Delfín Superior, Delfín Inferior y Consag en el norte del Golfo de California.

La zona de extensión y ruptura continental está contenida entre dos zonas de cizalla lateral derecha separadas 75 km. Se reporta por primera vez la Zona de Cizalla Tepoca, con orientación NW 30° y ~85 km de longitud que define el límite oriental de la cuenca Delfín Superior, mientras que la Zona de Fractura Volcanes es colineal con la falla transformante Canal de Ballenas con rumbo NW35° y está definida por segmentos de falla de 5 a 10 km con una longitud total de ~80 km y que controlan el escarpe del margen peninsular. La Zona de Cizalla Volcanes se ramifica al norte y algunas fallas se proyectan y cortan la plataforma continental de Puertecitos, mientras que otras fallas N-S son oblicuas y transfieren parte de la deformación al dominio extensional de la cuenca Delfín Superior en arreglo tipo “Cola de Caballo” (c.f. Persaud *et al.*, 2003).

Las zonas de cizalla Tepoca y Volcanes interactúan a través de una zona de transferencia formada por fallamiento NE-SW que produce varias minicuencas con depocentros asimétricos de más de 20 km de largo por 6-12 km de ancho. Los depocentros están separados por altos estructurales que se asocian a la presencia de estructuras antiformes profundas tipo *boudin*.

Se identificaron cinco secuencias sedimentarias limitadas por reflectores distintivos continuos y por relaciones discordantes de los reflectores sísmicos. Las secuencias 5 y 4 son continuas y subparalelas, con facies sísmicas de baja frecuencia. La secuencia 3 representa un marcado incremento de subsidencia y en la acumulación de sedimentos, y es a partir de esta secuencia que empieza a definirse la configuración actual de los depocentros modernos, que acumulan más de 2.5 s de sedimentos terrígenos. La base de la secuencia 3 se proyecta hacia la cuenca Tiburón y se correlaciona con el límite Plio-Pleistoceno definido en un pozo de Pemex (c.f. Martín-Barajas *et al.*, 2006). Esta correlación de la secuencia 3 es consistente con la edad reportada de la activación de la falla Canal de Ballenas de 1.8 Ma (Seiler *et al.*, 2009).

Con base a la distribución del basamento acústico, se estima una separación continental mínima de ~90 km en la dirección del transporte tectónico, que es similar a la separación de ≥ 100 km definida en la cuenca de Salton (Han *et al.*, 2016), pero es mucho menor que la reportada (150 a 280 km) en las cuencas del sur del Golfo de California (Lizarralde *et al.*, 2007).

Se propone una zona de transición continental-oceánica que limita la plataforma Puertecitos y las cuencas Delfín Superior, caracterizada por un alineamiento NE-SW de aparatos volcánicos e intrusivos. Las intrusiones magmáticas reportadas en la cuenca Delfín Superior norte sugieren que la ruptura continental y presencia de nueva corteza, no se restringe a la cuenca Delfín Inferior.

Literatura citada

- Aragón-Arreola, M. y Martín-Barajas, A. 2007. Westward migration of extension in the northern Gulf of California, Mexico. *Geology*, 35 (16), 571-574.
- Aragón-Arreola, M., Morandi, M., Martín-Barajas, A., Delgado-Argote, L., González-Fernández, A. 2005. Structure of the rift basins in the central Gulf of California: Kinematic implications for oblique rifting. *Tectonophysics*, 409, 19-38.
- Atwater, T. 1970. Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 3513-3536.
- Atwater, T. 1989. Plate tectonic history of the Northeast Pacific and western North America, en D. Winterer, M. Hussong, y D. R.W (Eds.), *The Eastern Pacific and Hawaii*, Boulder, CO, Geological Society of America, *Geology of North America*, VN. 21-72.
- Badley, M. E. 1985. *Practical Seismic Interpretation*, Int. Human Resour. Dev. Corp., Boston, Mass.
- Bonini, M., Souriot, T., Boccaletta, M., y Brun, J.P. 1997. Successive orthogonal and oblique extension episodes in a rift zone: Laboratory experiments with application to the Ethiopian Rift. *Tectonics*, 16 (2) 347-362.
- Brun, J.P. y Choukroune P. 1983. Normal faulting, block tilting and décollement in a stretched crust. *Tectonics*, 2, (4) 345-356.
- Buck, W., Lavier, L. y Pollakov, A. 2005. Modes of faulting at mid-ocean ridges. *Nature*, 434, 719-723. Doi:10.1038/nature03358.
- Catuneanu, O. 2006. *Principles of sequence stratigraphy*. Department of earth and atmospheric sciences. (1a ed.). Elsevier, Italia.
- Clayton, R., Trampert, J., Rebollar, C., Ritsema, J., Persaud, P., Paulssen, H., Pérez-Campos, X., Wettum, A., Pérez-Verti, A. y DiLuccio, F. 2004. The NARS-Baja Seismic Array in the Gulf of California Rift Zone. *MARGINS*, Newsletter No. 13.2-8.
- Corti, G., Bonini, M., Conticelli, S., Innocenti, F., Manetti, P., Sokoutis, D. 2003. Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma. *Earth-Sci. Rev.* 63, 169-247. Doi:10.1016/S0012-8252(03)00035-7.
- Couch, R. W., Ness, G. E., Sánchez-Zamora, O., Calderón-Riveroll, G., Doguin, P., Plawman, T., Coperude, S., Huehn, B., y Gumma, W. 1991. Gravity anomalies and crustal structure of the Gulf and Peninsular Province of the Californias, in *The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias*, (eds J. P. Dauphin y B. R. T. Simoneit) 47, 25- 45 (AAPG Mem).
- DeMets, C. 1995. A reappraisal of seafloor spreading lineations in the Gulf of California: implications for the transfer of Baja California to the Pacific Plate and estimates of Pacific-North America motion. *Geophysical Research Letters* 22 (124), 3545-3548.

- DeMets, C., y Dixon, T. 1999. New kinematic models for Pacific-North America motion from 3 Ma to present, I: Evidence for steady motion and biases in the NUVEL-1A Model. *Geophysical Research Letters*. 26 (13),1921-1924.
- Direen, N., Stagg, H., Symonds., P y Norton, I. 2015. Variations in rift symmetry: cautionary examples from the southern rift system (Australia-Antártica). *Geological Society, London, Special Publications*.369 (1).453-475. Doi:10.1144/SP369.4
- Dixon, T., F. Farina, C. DeMets, F. Suarez-Vidal, J. Fletcher, B. Marquez-Azua, M. Miller, O. Sanchez, y P. Umhoefer. 2000. New Kinematic models for Pacific-North America motion from 3 Ma to present: 2. Evidence for a “Baja California shear zone”. *Geophysical Research Letters*, 27, 3961–3964.
- Dorsey, R., y Umhoefer, P. 2012. Influence of sediment input and plate motion obliquity on basin development along an active oblique divergent plate boundary: Gulf of California and Salton Trough en *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. (eds Busby, C. y Azor, A.) Blackwell Publishing, Doi:10.1002/9781444347166.ch10
- Dorsey, R., Fluette, A., McDougall, K., Housen, B., Janecke, S., Axen, G., y Shirvell, C. 2007. Chronology of Miocene-Pliocene deposits at Split Mountain Gorge, southern California: A record of regional tectonics and Colorado River evolution. *Geology*, 35 (1), 57-60.
- Elders, W., Rex, R., Meidav, T., Robinson, P. y Biehler, S. 1972. Crustal Spreading in Southern California. *Science, New Series*, 178 (4056), 15-24.
- Fenby, S. y Gastil, G. 1991. Geologic–Tectonic map of the Gulf of California and surrounding areas en *The Gulf and Peninsular Province of the Californias* (eds Dauphin J.P. y Simoneit, B.R.T.) 47, 79–83 (AAPG Mem)
- Fitch, A. A. 1976. *Seismic reflection interpretation*. Gebruder Borntraeger. Cambridge, U.K.
- Fletcher, J.M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O. y Gehrels, G.E. 2007. Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena Shelf and southern Gulf of California; insights from detrital zircon U/Pb ages from the Magdalena Fan and adjacent areas. *Geological Society of America Bulletin*, 119 (11–12), 1313–1336.
- Fuis, G. S. y Kohler, W. M. 1984. Crustal structure and tectonics of the Imperial Valley region, California, en *The Imperial Basin-Tectonics, Sedimentation and Thermal Aspects* (eds A. C. Rigsby). Pac. Sect., Soc. for Sediment. Geol. Los Angeles, Ca. 1 –13.
- Gadallah, M. R. y Fisher, R. L. 2005. *Applied Seismology*. Pennwell, Oklahoma, USA. 473p.
- Gans, P.B. 1997. Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: *Tectonics*, 16 (13), 388-408.
- General Bathymetric Chart of the Oceans. Recuperado en 2018 de: https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data
- González-Escobar, M., Suárez, F., Hernández- Pérez, J., Martín-Barajas, A. 2010. Seismic reflection-based evidence of a transfer zone between the Wagner and Consag basins: implications for defining the structural geometry of the northern Gulf of California. *Geo-Mar Lett*. V30, 575–584. DOI 10.1007/s00367-010-0204-0

- González-Fernández, J., Dañobeitia, J., Delgado-Argote, L., Michaud, F., Córdoba, D. y Bartolomé, R. 2005. Mode of extension and rifting history of upper Tiburón and upper Delfín basins, northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 110 (B01313), 1-17.
- Han, L., Hole, A., Stock, J., Fius, G., Kell, A., Driscoll, N., Kent, G., Harding, A., Rymer, M., González-Fernández, A. y Lázaro-Mancilla, O. 2016. Continental rupture and the creation of new crust in the Salton Trough rift, Southern California and northern Mexico: Results from the Salton Seismic Imaging Project. *Journal of Geophysical Research*. 121(I10), 469-7489. doi.org/10.1002/2016JB013139
- Harding, T. P. 1990. Identification of wrench faults using subsurface structural data: Criteria and pitfalls. *AAPG Bull*, 74(10), 1590– 1609.
- Hausback, B. P. 1984. Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, in Frizzell, V.A., ed., *Geology of the Baja California Peninsula*: Tulsa OK, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, 219- 236.
- Helenes-Escamilla, J., Carreño, A. y Carrillo-Berumen, M. 2009. Middle to late Miocene chronostratigraphy and development of the northern Gulf of California. *Marine micropaleontology*, 72 (I1), 10-25.
- Heney, T. L. y Bischoff, J. L. 1973. Tectonic elements in the northern part of the Gulf of California. *Geological Society of American Bulletin*. 84, 315–330.
- Holt, J., Holt, E. y Stock, J. 2000. An age constraint on Gulf of California rifting from the Santa Rosalia Basin, Baja California Sur, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 112 (I4), 540-549.
- Hurtado-Brito, J. 2012. Registro volcánico de las cuencas rift del norte del Golfo de California a partir de sísmica de reflexión. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, 121 p.
- Jolivet, I., Famin, V., Mehl, C., Parra, T., Aubourg, C., L Hébert, R y Philippot, P. 2004. Strain localization during crustal-scale boudinage to form extensional metamorphic domes in the Aegean Sea. *Geological Society of America. Special Paper V380*. 185-210. DOI.10.1130/0-8137-2380-9.185
- Karig, D.E. y Jensky, W.A. 1972. The Proto-Gulf of California: *Earth and Planetary Science Letters*, 17. 169-174.
- Lewis, J. L., Day, S. M., Magistrale, H., Castro, R. R., Astiz, L., Rebollar, C., y Brune, J. N. 2001. Crustal thickness of the peninsular ranges and gulf extensional province in the Californias. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106, (I8), 13599-13611.
- Liao, J., y Geyra, T. 2015. From continental rifting to seafloor spreading: Insight from 3D thermo-mechanical modeling. *Gondwana Research*. V28,I4.1329-1343. DOI 10.1016/j.gr.2014.11.004
- Lindseth, R.O. 1987. Digital processing of geophysical data: a review. Society of Exploration Geophysicists. Teknica Ltd. Calgary, Canadá.
- Lizarralde, D., Axen, G., Brown, H., Fletcher, J., González-Fernández, A., Harding, A., Holbrook W., Kent G., Paramo P., Sutherland F. y Umhoefer, P. 2007. Variation in styles of rifting in the Gulf of California. *Nature*, 448(7152), 466-469.

- Lomnitz, C., Mooser, F., Allen, C., Brune, J. y Thatcher, W. 1970. Sismicidad y tectónica de la región norte del Golfo de California, México. Resultados preliminares. *Revista de la Unión geofísica mexicana*. 10 (2), 37-48.
- Lonsdale, P. 1989. Geology and tectonic history of the Gulf of California. The eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America. *Geology of North America*, v. N, Chapter 26, 499-521.
- Lonsdale, P. 1991. Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular California, en *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, (eds J. P. Dauphin y B. T. Simoneit) 87–125, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma.
- Magistrale, H., Kanamori, H. y Jones, C. 1992. Forward and inverse three-dimensional P wave velocity models of the southern California crust. *Journal of Geophysical Research*, 97, 14115- 14135.
- Mammerickx, J. y Klitgord, D. 1982. Northern East Pacific Rise: Evolution From 25 m.y.B.P. to the Present. *Journal of Geophysical research*, 87 (B8), 6751-6759.
- Martín-Barajas, A., González-Escobar M., Abdeslem-García, J., y Aragón-Arreola, M. 2006. Evolución tectoestratigráfica de las Cuencas del Norte del Golfo de California. Procesamiento e interpretación de datos de sísmica de reflexión. Reporte técnico 410303843, Pemex.
- Martín-Barajas, A., González-Escobar, M., Fletcher, J., Pacheco, M., Oskin, M., y Dorsey, R. 2013. Thick deltaic sedimentation and detachment faulting delay the onset of continental rupture in the Northern Gulf of California: Analysis of seismic reflection profiles. *Tectonics*, 32 (I5), 1294-1311.
- McClay, R., Dooley, T., Whitehouse, P. y Mills, M. 2002. 4D evolution of rift systems: insights from scaled physical models. *AAPG Bull.* 86 (I6), 935-959.
- McQuillin, R., Bacon, M. y Barclay, W. 1979. An introduction to seismic interpretation. Gulf Publishing Company. Houston. 199 p.
- Michaud, F., Sosson, M., Royer, J., Chabert, A., Bourgois, J., Calmus, T., Mortera, C., Bigot-Cormier, F., Bandy, W., Dymont, J., Pontoise, B. y Sichler, B. 2004. Motion partitioning between the Pacific plate, Baja California and the North America plate: The Tosco-Abreojos fault revisited. *Geophysical Research Letters*, 31 (L08604). doi:10.1029/2004GL019665
- Nagy, E., y Stock, J. 2000. Structural controls on the continent-ocean transition in the northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 105(B7), 16251-16269.
- Oskin, M., Stock, J. y Martín-Barajas, A. 2001. Rapid localization of Pacific North America plate motion in the Gulf of California: *Geology*, 29, 459–462.
- Oskin, M., y Stock, J. 2003. Marine incursions synchronous with plate boundary localization in the Gulf of California. *Geology*, 31, 23–26.
- Persaud, P., Stock, J., Steckler, M., Martín-Barajas, A., Diebold, J., González-Fernández, A. y Mountain, G. 2003. Active deformation and shallow structure of the Wagner, Consag and Delfín Basins, Northern Gulf of California, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 8 (B7), 2355 p.
- Philippon, M., Willingshofer, E., Sokoutis, D., Corti, G., Sani, F., Bonini, M. y Cloetingh, S. 2015. Slip re-orientation in oblique rifts. *Geology* 43, 147–150. Doi:10.1130/G36208.1.

- Puthe, C., y Gerya, T. 2014. Dependence of mid-ocean ridge morphology on spreading rate in numerical 3-D models. *Gondwana Research* 25.270–283. Doi:10.1016/j.gr.
- Sánchez-Zamora, O., Doguin, P., Couch, R. W. y Ness, G. E. 1991. Magnetic anomalies of the Northern Gulf of California: structural and thermal interpretations en *The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias* (eds Dauphin, J. P. & Simoneit, B. R.) 47, pp. 377–402 (AAPG Mem).
- Seiler, C., Gleadow, A.J., Fletcher, J.M. y Kohn, B.P. 2009. Thermal evolution of a sheared continental margin: Insights from the Ballenas transform in Baja California, Mexico *Earth and Planetary Science Letters*, 285, 61-74.
- Sheriff R.E. y Gerald, L.P. 1995. *Exploration Seismology*. Cambridge University Press. (2a. ed). New York. 592 p.
- Sojo-Amezquita, A. 2012. Características estructurales de la frontera entre las cuencas Consag y Delfín Superior, Golfo de California, México. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, 50 p.
- Spencer, J. y Normark, W. 1979; Tosco-Abreojos fault zone: A Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, Mexico. *Geology*, 7, 554-557.
- Stock, J. 2000. Relation of the Puertecitos Volcanic Province, Baja California, Mexico, to development of the plate boundary in the Gulf of California. *Special Papers-Geological Society of America*, 143-156.
- Stock, J. y Hodges K. 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate. *Tectonics*, 8 (11), 99–115.
- Sykes, L. R. 1968. Seismological evidence for transform faults, seafloor spreading and continental drift in the history of the earth's crust. *Journal of Geophysical Research*, 75 (i32). 120-150. Doi:10.1029/JB075i032p06598
- Tron, V. y Brun, J. 1991. Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems. *Tectonophysics* (188), 71-84.
- Umhoefer, P.J., Darin, M.H., Bennett, S.E.K., Skinner, L.A., Dorsey, R.J. y Oskin, M.E. 2018. Breaching of strike-slip faults and successive flooding of pull-apart basins to form the Gulf of California seaway from ca. 8–6 Ma. *Geology*, 46 (18), 695-698.
- Vargas-Magaña, Y. 2011. Estructura en el sector noroeste del Golfo de California a partir de sísmica de reflexión. Tesis de Maestría en Ciencias. Universidad Autónoma de Nuevo León. Facultad de Ciencias de la Tierra. 146 p.
- Withjack, M. Schlische, y Olsen, P. 2002. Rift-basin structure and its influence on sedimentary systems. *Sedimentation in Continental Rifts*. SEPM Spec Publ No.73, 57–81.
- Withjack, M. y Jamison, M. 1986. Deformation produced by oblique rifting. *Tectonophysics*, 126 (12-4), 99-124.
- Yilmaz, Ö. 1987. *Seismic Data Processing*. Investigations in Geophysics, Society of Exploration Geophysicists. 2da Ed. Tulsa, Oklahoma. 526 p.

- Yilmaz, Ö. 2001. Seismic Data Analysis. Investigations in Geophysics. Society of Exploration Geophysicists. 2da Ed. Tulsa, Oklahoma. 1000 p.
- XYZ data Satellite Geodesy at the Scripps. Recuperado en 2018 de: https://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi
- Zwann, F., Schreurs, G., Naliboff, J. y Buitter, S. 2016. Insights into the effects of oblique extension on continental rift interaction from 3D analogue and numerical models. Tectonophysics, 693, 239-260. Doi:10.1016/j.tecto.2016.02.036.