CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA



PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS EN CIENCIAS DE LA TIERRA CON ORIENTACIÓN EN GEOLOGÍA

REGISTRO VOLCÁNICO DE LAS CUENCAS RIFT DEL NORTE DEL GOLFO DE CALIFORNIA A PARTIR DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN

TESIS

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

Presenta:

Juan Carlos Hurtado Brito

Ensenada, Baja California, México, Marzo de 2012.

RESUMEN de la tesis de **Juan Carlos Hurtado Brito**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de **MAESTRO EN CIENCIAS** en Ciencias de la Tierra con orientación en **GEOLOGÍA**. Ensenada, Baja California. Marzo de 2012.

REGISTRO VOLCÁNICO DE LAS CUENCAS RIFT DEL NORTE DEL GOLFO DE CALIFORNIA A PARTIR DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN

Resumen aprobado por:	
Dr. Arturo Martín Baraias	

Dr. Arturo Martín Barajas Director de tesis

La actividad magmática reciente en el norte del Golfo de California (NGC) ocurre en la zona axial de las cuencas y en el margen peninsular, sin embargo gran parte de esta actividad está enmascarada por una potente cubierta sedimentaria acumulada por el Río Colorado desde el Mioceno Tardío.

En este trabajo, el análisis de líneas sísmicas de reflexión multicanal de alta resolución y datos batimétricos multihazcolectados durante los cruceros Ulloa99-5 y ROCA 2008, respectivamente, permitió identificar la actividad magmática reciente en el NGC. Esta actividad está representada por volcanes submarinos, depósitos volcaniclásticos e intrusivos. Con base en la morfología de los volcanes submarinos, extensión y profundidad de los depósitos volcaniclásticos y la geometría de los intrusivos, la actividad magmática en el NGC puede agruparse en cuatro zonas: 1) Zona San Luis, con volcanes submarinos con alturas máximas de ~120 ms (tiempo doble de viaje) con forma cónica y cima plana y depósitos volcaniclásticos someros, 2) Zona Delfín Superior, contiene un gran edificio volcánico mayor a 500 ms que ha generado depósitos volcaniclásticos con una extensión de hasta ~700 Km². Se observan intrusivos tipo sill asociados a este edificio volcánico, 3) Zona Delfín Inferior, presenta erupciones a lo largo de las fallas que controlan la subsidencia del graben axial de la cuenca Delfín Inferior. Las erupciones definen una cadena de cinco volcanes submarinos en el margen norte y dos más en la prolongación NE de la falla que limita el margen sur de la cuenca. Los depósitos volcaniclásticos en esta zona tienen una extensión promedio de ~2.5 Km a partir de su fuente y llegan a alcanzar hasta ~30 ms de espesor. En esta zona se encuentran intrusivos tipo sill asociados a fallas y volcanes submarinos y 4) Zona del Canal de Ballenas, tiene edificios volcánicos en los márgenes y en la zona axial. En su intersección con la cuenca Delfín Inferior, las líneas sísmicas muestran una delgada cubierta sedimentaria (~200 ms de espesor) que sobreyace a un reflector irregular de alta amplitud bajo el cual no se observan reflexiones coherentes, sugiriendo la presencia de un basamento volcánico. Las características que presenta la actividad magmática en cada zona pueden relacionarse al espesor sedimentario y a la composición del magma.

La composición química de 30 muestras colectadas en volcanes submarinos e islas volcánicas del NGC, indican que sólo magmas evolucionados (riolita-dacita>andesita) salen a la superficie. Para observar la influencia de la cubierta sedimentaria en el ascenso de magma basáltico en el NGC, se realizó un análisis de su nivel de flotación en la columna sedimentaria. La densidad del magma se obtuvo a partir de su composición química y la densidad del sedimento se obtuvo a partir del registro de lentitud (DT) de cuatro pozos de PEMEX. Los resultados muestran que un magma basáltico es negativamente flotante a ~5.5 Km de profundidad. Para estimar la altura que el magma basáltico puede alcanzar a partir de su nivel de flotación neutra ayudado por la presión litostática, se utilizó la estructura cortical de la cuenca Delfín Superior para realizar un modelo 1D de ascenso de magmas considerando únicamente contrastes de densidad. El resultado indica que un magma basáltico puede ascender hasta ~600 m de profundidad. Estos resultados concuerdan con el análisis de las líneas sísmicas de Ulloa en la cuenca Delfín Superior, en donde no se identificaron intrusivos en el primer kilómetro de profundidad. Los resultados sugieren que la potente cubierta sedimentaria actúa como un filtro de densidad para el ascenso de magma basáltico, lo que tiene implicaciones para procesos de diferenciación magmática y la formación de una corteza transicional continental-oceánica en el norte del Golfo de California.

Palabras Clave: Golfo de California, magmatismo, nivel de flotación neutra de magmas, interpretación sísmica.

ABSTRACT of the thesis presented by **Juan Carlos HurtadoBrito**as a partial requirement to obtain the **MASTER OF SCIENCE** degree in **GEOLOGY**. Ensenada, Baja California, México.March, 2012.

THE VOLCANIC RECORD IN RIFT BASINS OF THE NORTHERN GULF OF CALIFORNIA.AN ANALYSIS OF SEISMIC REFLECTION PROFILES.

Recent magmatic activity in the northern Gulf of California (NGC) occurs in the actively subsiding rift basins and over fault zones that cut the peninsular shelf. However, thick sedimentary deposits from the Colorado River mask a large number of magmatic events since latest Miocene.

The analysis of high-resolution multichannel seismic lines collected during the Ulloa99-5 cruise and multi-beam bathymetry in the Lower Delfin basin and the Ballenas Channel (ROCA 2008 cruise) allowed us to investigate the magmatic record within the first 1-2 km of sedimentary fill. This study shows prominent magmatic activity during Quaternary time in the northern Gulf of California. The magmatic events include submarine and subaereal volcanic cones, pyroclastic deposits and sill intrusions, which occur in four main zones. 1) San Luis zone along the peninsular continental shelf, includes small (~120 ms high), flat toped submarine cones and shallow interstratified pyroclastic deposits. The volcanic cones are located along dextral oblique faults that cut the continental shelf north of the Ballenas fracture zone. 2) Delfin Superior zone includes a large volcanic edifice (~500 mshigh) and related sills that has produced extensive pyroclastic deposits, the largest covering up to 700 km² northeast of the source vent. 3) The Lower Delfin basin contains multiple volcanic edifices along the faults that control the axial trough. Five volcanic cones along the north basin margin and two more in the south basin margin are clearly depicted in the multi-beam bathymetry. From its vent source to the distal reach the volcaniclastic deposits in the Lower Delfin basin are 2.5 km long, and 30 ms-thick. Here sills are concave upward intrusions associated to faults and submarine volcanic cones. 4) The Canal de Ballenas zone contains small volcanic edifices along the axial fracture zone and both its margins. The Ulloa99-5 seismic lines show a thin sedimentary cover (~200 ms-thick) over an irregular highamplitude seismic reflector interpreted as volcanic basement near the intersection with the Lower Delfin basin trough. The type of magmatic activity in NGC appears to be controlled by sediment thickness and magma composition.

Thirty rock samples from submarine and subaereal volcanoes from this region indicate that only evolved magma (rhyolite-dacite> andesite) reach the sediment surface. In order to investigate the control that sedimentary thickness has on the ascension of a basaltic magma, a neutral buoyancy model was produced using magma density and well log DT curves from

industry wells from the NGC. The model indicates that basaltic magma is negatively buoyant at ~5.5 km beneath the sediment-water interface. However, basaltic magma can reach 600 m beneath seafloor aided by the lithostatic pressure when considering density contrasts and the crustal structure proposed by González-Fernández et al. (2005) for the Upper Delfin basin. This model is consistent with the analysis of the Ulloa99-5 seismic lines and the lack of volcanic intrusions in the upper 1-1.5 km of sediments in the Upper Delfin, Consag and Wagner basins (except for Roca Consag). These results suggest that thick sedimentary deposits from the Colorado River impede ascent of basaltic magma. This has important implications for magma differentiation at depth and formation of a transitional (oceanic-continental) crust in the northern Gulf of California.

Keywords: Gulf of California, magmatism, rift basins, neutral buoyance of magma, seismic interpretation.

Dedicatorias

El presente trabajo está dedicado a mi familia, sin la cual este logro no hubiera sido posible.

A mi padre por su amor y apoyo incondicional y motivarme en momentos difíciles durante esta etapa. "Entre más años tengo, más quiero y entiendo a mi padre". Abel Pérez Rojas (1970).

A mis hermanos por echarme porras y demostrarme que están conmigo en las buenas y en las malas.

A mis suegros quienes sin su ayuda no hubiera sido posible concluir este trabajo, gracias por apoyarme en todo momento y hacerme sentir como su hijo.

Una dedicación especial de este trabajo es para dos personas que han sido una bendición en mi vida y que con su compañía, amor y comprensión me motivan a seguir adelante, mi esposa Guadalupe Bárcenas Estrada y mi hijo Lázaro Hurtado Bárcenas.

Agradecimientos

Al Dr. Arturo Martín Barajas por brindarme un poco de su conocimiento y sobre todo por apoyarme durante momentos difíciles en este proceso. Su ayuda fue vital para poder concluir este trabajo.

Al Dr. Edgardo Cañón Tapia por su disposición y ayuda en las dudas que se presentaron durante la elaboración de la tesis.

A todos y cada uno de los profesores que me impartieron clases durante mi estancia en CICESE (Edgardo Cañón Tapia, Mario González Escobar, José Manuel Romo Jones, Alejandro Hinojosa Corona, Carlos Flores Luna, Raúl Castro Escamilla, Bodo Weber, Margarita López Martínez, John FletcherMackrain, Antonio González Fernández y Stephen Smith).

Al Dr. Luis Delgado Argote por permitirme participar en su proyecto de riesgo geológico y compartir conmigo su conocimiento y por sus comentarios al presente trabajo.

A Martín Pacheco Romero por su ayuda con los registros de pozo.

A Sergio Arregui Ojeda por ayudarme con la logística de las líneas sísmicas utilizadas para este trabajo.

A Martha Elva Barrera por su ayuda con los trámites administrativos y por la amabilidad con la que siempre atiende a los estudiantes.

A Victor Frías por el tiempo dedicado a la impresión de líneas sísmicas y la tesis.

Al CICESE por permitirme realizar mis estudios de posgrado en sus instalaciones y al CONACYT por haberme apoyado con una beca durante dos años.

TABLA DE CONTENIDO

CAPITULO I. INTRODUCCIÓN	1
I.1 Importancia de la actividad magmática en rifts y cuencas sedimentarias	1
I.2 El <i>rift</i> del Golfo de California	1
I.3 Actividad magmática en el Golfo de California	3
I.4 Trabajos previos sobre la actividad magmática en el norte del Golfo de Californ	ia3
I.5 Objetivos	4
CAPÍTULO II. MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO REGIONA	L6
II.1 Evolución cinemática del Golfo de California	6
II.2 Estructura de las cuencas del norte del Golfo de California	6
II.3 Estructura de la corteza en el norte del Golfo de California (NGC)	9
II.4 Migración de la deformación	10
II.5 Registro del volcanismo cuaternario en el norte del Golfo de California	10
CAPITULO III. MATERIALES Y MÉTODOS	13
III.1 Área de estudio	13
III.2 Líneas sísmicas de Ulloa99-5 y Proyecto Geographix	13
III.2.1 Resolución sísmica	15
III.2.1.1 Resolución vertical	15
III.2.1.2 Resolución horizontal	15
III.3 Identificación de la actividad magmática en el norte del Golfo de California	16
III.3.1 Identificación de edificios volcánicos	16
III.3.2 Identificación de depósitos volcaniclásticos	17
III.3.3 Identificación de sills	17
III.4 Cálculo de la densidad a partir del registro de velocidad de pozo	17
III.5 Cálculo de densidad de magma a partir de su composición química	18
CAPITULO IV. RESULTADOS	22
IV.1 Registro volcánico en líneas sísmicas	22
IV.1.1 Edificios volcánicos	22

TABLA DE CONTENIDO (continuación)

IV.1.1.1 Edificios volcánicos en el Canal de Ballenas	24
IV.1.1.2 Edificios volcánicos en la cuenca Delfín Inferior	24
IV.1.1.3 Edificios volcánicos en la zona de Falla Volcanes	30
IV.1.1.4 Edificios volcánicos en la cuenca Delfín Superior	30
IV.1.1.5 Edificios volcánicos en la Plataforma de Puertecitos	33
IV.1.1.2 Escarpes con depósitos volcánicos	33
IV.2.1 Depósitos volcaniclásticos	38
IV.2.1.1 Depósitos volcaniclásticos en la zona San Luis	38
IV.2.1.2 Depósitos volcaniclásticos en la zona Delfín Superior Sur	41
IV.2.1.3 Depósitos volcaniclásticos en la zona Delfín Inferior	45
IV.2.1.4 Depósitos volcaniclásticos en el Canal de Ballenas	47
1V.1.3 Sills	50
IV.1.3.1 Facies 1	50
IV.1.3.2 Facies 2	50
IV.1.3.3 Facies 3	51
IV.1.3.4 Facies 4	51
IV.1.3.5 Distribución de sills	51
IV.2 Estimación de la densidad de magmas a partir de la composición química de roc	
volcánicas cuaternarias	56
IV.3 Densidad de los sedimentos a partir del registro de velocidad	61
IV.3.1 Pozo P	61
IV.3.2 Pozo W-1	63
IV.3.3 Pozo C	63
IV.3.4 Pozo W-3	66
IV.3.5 Densidad promedio de los sedimentos del norte del Golfo de California	66
IV.4 Niveles de flotación neutra de magmas de distinta composición en el norte del Golfo de California	70

TABLA DE CONTENIDO (continuación)

CAPÍTULO V. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	- 72
V.1 Localización del magmatismo reciente en el norte del Golfo de California y su	
relación con el fallamiento.	72
V.2 Densidad de los magmas en el norte del Golfo de California	76
V.3 Densidad de la cubierta sedimentaria	78
V.4 Efecto de la cubierta sedimentaria en el ascenso de magma basáltico en el norte d	lel
Golfo de California	79
V.5 Conclusiones	84
BIBLIOGRAFÍA	- 85
ANEXO 1	- 94
ANEXO 2	- 95
ANEXO 3	- 98
ANEXO 4	- 99

LISTA DE FIGURAS

Figura Página

Mapa tectónico simplificado del Golfo de California. El rectángulo rojo

muestra la localización del área de estudio, la cual se muestra con mayor detalle en la Figura 2. Las fallas y centros de dispersión (cuencas) son tomadas de Fenby y Gastil (1991). El movimiento relativo actual de las placas Norteamérica-Pacífico es en dirección NW37° (Atwater y Stock 1998). El área entre las líneas blancas punteadas corresponde a la Provincia Extensional del Golfo. Las principales cuencas del Golfo de California son etiquetadas. Abreviaciones: BG = Bahía Gonzaga, BM = Bahía Magdalena, DP = Dorsal del Pacífico, IAG = Isla Ángel de la Guarda, IT = Isla Tiburón, LP = La Paz, PVP = Provincia Volcánica de Puertecitos, SMO = Sierra Madre Occidental, V = Vizcaíno y ZTFB = Zona de Falla Transforme Ballenas. Nótese la diferencia batimétrica entre las cuencas del norte y sur del GC (tomando como límite el paralelo 28.5°N). Las cuencas del norte están llenas de sedimentos aportados principalmente por el Rio Colorado. Topografía y Batimetría de Ryan et al. (2009).

5

8

14

1

2

Estructura y principales fallas de las cuencas del norte del GC basada en interpretación de líneas sísmicas de reflexión de PEMEX y Ulloa99. Las líneas rojas marcan los ejes de las cuencas. La línea azul corresponde al eje de la estructura anticlinal que divide a las cuencas inactivas al este de las cuencas activas al oeste. Abreviaciones: CC= Cuenca Consag, CDI= Cuenca Delfín Inferior, CDSN= Cuenca Delfín Superior Norte, CDSS= Cuenca Delfín Superior Sur, CW= Cuenca Wagner, BG= Bahía San Luis Gonzaga, FCP= Falla Cerro Prieto, FCN= Falla Consag Norte, FCS= Falla Consag Sur, FP= Falla Percebo, FV= Falla Volcanes, FWN= Falla Wagner Norte, FWS= Falla Wagner Sur, IAG= Isla Ángel de la Guarda, PVP= Provincia volcánica de puertecitos, IS= Isla San Luis y ZTCB= Zona Transforme Canal de Ballenas. Fallas compiladas de: Aragón-Arreola (2006), González-Escobar et al. (2009 y 2010), Martín-Barajas et al. (en preparación) y Persaud et al. (2003). La batimetría es una interpolación de los datos de los cruceros Oregon 81 y 84, Cortes 96 y Ulloa 99.

Perfiles sísmicos del crucero ulloa99-5 y ubicación de los pozos utilizados para el cálculo de la densidad de sedimentos. Las etiquetas ul# corresponden al nombre de las líneas sísmicas. Las abreviaciones son: PVP = Provincia volcánica de puertecitos, BG = Bahía San Luis Gonzaga, IAG = Isla Ángel de la Guarda, IS = Isla San Luis y ZTCB = Zona Transforme Canal de Ballenas.

Diagrama de clasificación de rocas volcánicas (TAS) de Le Bas et al. (1986). El número entre paréntesis corresponde a la relación Fe₂O₃/FeO propuesta por Middlemost (1989). Las abreviaciones son: B = Basalto, AB = Andesita basáltica, A = Andesita, D = Dacita, R = Riolita, T = Traquita, TA = Traquiandesita, TAB = Traquiandesita basáltica y TB = Traquibasalto.

Figura		Página
5	Edificios volcánicos identificados en líneas sísmicas de ulloa99-5. El tamaño del símbolo refleja el diámetro de la base de cada aparato, mientras que el color muestra la relación que guarda con los sedimentos. Abreviaciones: BG = Bahía San Luis Gonzaga, IAG = Isla Ángel de la Guarda e IS = Isla San Luis.	23
6	Edificios volcánicos en el Canal de Ballenas y la cuenca Delfín Inferior. A y B) Volcanes AV1 y AV3 localizados en el margen W del canal de ballenas (Figura 5). Estos volcanes tienen una geometría cónica irregular y no tienen sedimento en sus flancos. C y D) Edificio volcánico AV2 localizado en el canal de ballenas (Figura 5). Note su geometría semicircular con la cima redondeada. El flanco NW está semi-cubierto por sedimentos. E y F) Volcán AV4 localizado 14 Km al NW del extremo norte de Isla Ángel de la Guarda (Figura 1). El perfil en planta se observa en la figura 8b. Este volcán está controlado por una falla (observe el cambio lateral abrupto a sedimentos). EV = Exageración vertical.	25
7	Edificios volcánicos en la cuenca Delfín Inferior. A y B) Edificios AV5 y AV6 localizados a ~13 Km al NW del extremo norte de Isla Ángel de la Guarda (Figura 5). La línea blanca es el perfil 2 de la Figura 8b. El flanco E del volcán AV5 está limitado por una falla. C y D) Edificio volcánico AV7 que se localiza en el margen norte de cuenca Delfín Inferior (Figura 5). Este volcán representa la mayor elevación sobre el fondo marino en el Norte del Golfo de California. E y F) Edificio AV8 localizado en el margen sur de la cuenca Delfín Inferior (Figura 5). Este volcán está delimitado por fallas. Note que los volcanes AV7 y AV8 retienen sedimentos en sus flancos NE y SW, respectivamente.	27
8	A) Localización del recuadro B. Abreviaciones igual que en la Figura 5. B) Datos batimétricos de alta resolución (DBAR) (área entre líneas blancas punteadas) en los que se observan los edificios volcánicos AV4 y AV6. Las líneas rojas son fragmentos de secciones sísmicas en la que se observan estos volcanes. La línea 1 corresponde a la Figura 6e y f. La línea 2 corresponde a la línea blanca marcada en la Figura 7b. La línea 3 es la localización del perfil sísmico del recuadro C. El aparato AV5 está fuera del límite de los DBAR pero se observa una pequeña elevación sobre el fondo marino en los datos de menor resolución, por lo tanto, es probable que las demás elevaciones que se encuentran en forma circular sean volcanes submarinos (marcas blancas). La forma del escarpe que se produce en el límite de los datos de distinta resolución es producto de la interpolación, sin embargo, si existe un cambio abrupto de elevación en esta zona. El escarpe corresponde al flanco W del volcán AV5 (Figura 7b). Datos batimétricos (50 x 50 m) con una exageración vertical de 5. C) Perfil sísmico 3. El flanco NE del volcán AV6 está controlado por una falla. Los depósitos volcaniclásticos que se observa en este perfil no afloran en el fondo marino.	28

Figura Página

A) Mapa batimétrico de alta resolución (datos multihaz) de la cuenca Delfín Inferior. El mapa en la esquina inferior izquierda (A) muestra la localización de las líneas sísmicas de Ulloa. En el mapa batimétrico se muestra la posición de los edificios volcánicos identificados en las líneas sísmicas (AV) y los promontorios considerados como edificios volcánicos en la batimetría (AP). La línea blanca punteada marca el límite de datos de alta resolución. Las líneas amarillas son las fallas que controlan la subsidencia de la cuenca Delfín Inferior. Las líneas rojas son los segmentos de secciones sísmicas mostradas en las Figuras 13 y 14. En el margen norte se observan varios promontorios, mientras que en el margen sur la cima del escarpe es plana. Las elevaciones que se encuentran fuera de los datos batimétricos de alta resolución (flechas blancas), posiblemente corresponden a volcanes submarinos. Abreviaciones: FDIS = Falla Delfín Inferior Sur y FDIN = Falla Delfín Inferior Norte. Los datos batimétricos tienen una resolución lateral de 50 m y se muestran con una exageración vertical de 5.

29

31

32

9

10

11

Edificios volcánicos de las zonas Delfín Inferior y Falla Volcanes. A y B) Volcán submarino AV9 localizado a ~11 Km al NW del margen norte de la cuenca Delfín Inferior (Figura 5). Este volcán está prácticamente cubierto por sedimentos. C y D) Edificio volcánico AV10 ubicado a ~13 Km al E de Bahía San Luis Gonzaga (Figura 5). Note que los sedimentos que se encuentran en el flanco NW están casi paralelos, mientras que los del flanco SE tienen una inclinación hacia el sur. E y F) Edifico volcánico AV12 localizado a 3 Km al sur de isla San Luis (Figura 5). Este aparato es el más pequeño que se identifico en el área de estudio. Observe la diferencia de tamaño entre el aparato AV9 de la zona Delfín Inferior, con los aparatos AV10 y AV12 de la zona de Falla Volcanes.

Edificios volcánicos en la zona de Falla Volcanes. A y B) Volcán submarino AV13 localizado 5 Km al NE de isla San Luis (Figura 5). C) Edificio volcánico AV14 que se encuentra a 6 Km al N de isla San Luis visualizado en la línea sísmica ul60 (Figura 5). Se observa que este volcán está limitado por fallas. D) Edifico volcánco AV14 en la línea sísmica ul12. Se observa que la pendiente del flanco NE (~4°) es mucho menor que la del flanco SW (~33°). E y F) Edifico volcánico AV15 localizado a 6.5 km al NE de isla San Luis (Figura 5). Notar que los tres volcanes presentan cimas planas y que están rodeados por zonas de reflexiones difusas que contienen algunos reflectores de alta amplitud. Las flechas negras en C y D indican el punto de intersección de las líneas sísmicas.

Página **Figura** Edificios volcánicos en la cuenca Delfín Superior y en la Plataforma de Puertecitos. A y B) Edifico AV11 localizado en el margen SW de la cuenca Delfín Superior Sur (Figura 5); presenta cimas secundarias alrededor de la elevación principal C) Volcán AV16 ubicado 16 Km al NE de isla San Luis visualizado en la línea sísmica ul58 (Figura 5); edifico con forma irregular con dos elevaciones en el flanco NW. D) Edificio AV16 en la línea sísmica ul80. E) 12 34 y F) Aparato AV17 ubicado a 9 Km de la costa E de Baja California (en la latitud 30.3°) (Figura 5). Observar la discontinuidad vertical por encima del volcán AV17, en la que los reflectores sísmicos pierden continuidad. Notar el buzamiento más acentuado de los sedimentos hacia el S de los volcanes AV16 y AV17. Las flechas en las figuras C y D corresponden a los puntos de intersección de las líneas sísmicas. A) Perfil sísmico a través de la cuenca Delfín Inferior. El graben axial de la cuenca está controlado por fallas normales de orientación noreste (1 y 2) que cortan depósitos volcaniclásticos. En el margen norte se encuentra el volcán AV7. B) Perfil sísmico en el extremo NE de la cuenca Delfín Inferior. En el margen norte no se observan volcanes submarinos en esta región de la cuenca Delfín Inferior, mientras que en el margen sur se encuentra el volcán AV8 13 **35** claramente controlado por fallas normales que definen el graben axial. La ubicación de los perfiles se muestra en la Figura 9. Abreviaciones: 1 = Falla Delfín Inferior Norte y 2 = Falla Delfín Inferior Sur. Las flechas en la parte superior de la Figura A indican el punto de corte de las secciones sísmicas mostradas en la Figura 14. Las secciones tienen una exageración vertical de 5. A) Margen sur de la cuenca Delfín Inferior. Se observan rocas volcánicas aflorando en el escarpe de la falla Delfín Inferior Sur. B) Depósitos volcánicos en el margen sur de la cuenca Delfín Inferior cortado por fallas normales con 14 36 caída al noroeste. Las flechas que se encuentran en la parte superior de las secciones indican el punto de corte con las secciones de la Figura 9. Las secciones tienen una exageración vertical de 5. Ubicación de las zonas en que se agruparon los depósitos volcaniclásticos. Se muestran los aparatos volcánicos identificados en líneas sísmicas como referencia. El tamaño de triángulo es independiente del tamaño del aparato 15 **39** volcánico. Los segmentos de líneas sísmicas en rojo indican las secciones sísmicas de figuras mostradas más adelante. Abreviaciones: BG = Bahía San Luis Gonzaga.

Figura		Página
16	Características sísmicas del depósito AV15_1. A) Sección sísmica sin interpretar. B) Relación del depósito AV15_1 con el volcán AV15. Debajo del depósito volcaniclástico sólo se observan algunas reflexiones difusas y múltiples. Debajo del volcán AV15 se observa una discontinuidad vertical de baja amplitud y estratos deformados, posiblemente estas características están asociadas a la presencia de un dique. Al NE del edificio volcánico AV14 se observa como la reflexión del fondo marino cambia de polaridad. Sobre este segmento del fondo marino se encuentra un <i>pockmark</i> . Un pockmark es un cráter en el fondo marino originado por la rápida expulsión de agua y/o gas (Judd y Hovland, 1992). Ver localización de la línea sísmica en la Figura 15.	40
17	Distribución y profundidad de los depósitos volcaniclásticos de la zona San Luis. La extensión mayor la presenta el depósito AV15_2 con ~14 Km y la profundidad promedio de todos los depósitos es de ~40 ms. La escala de color es la misma para las 4 figuras y corresponde a profundidad en tiempo doble de viaje a partir del fondo marino.	41
18	Depósitos volcaniclásticos de la zona Delfín Superior relacionados al aparato AV11. A) Línea sísmica sin interpretar. La cima de los depósitos volcaniclásticos tiene polaridad opuesta a la del fondo marino. B) Interpretación de la figura 18a. Los 5 depósitos volcaniclásticos se identificaron en el flanco SE del aparato AV11. En el flanco NW sólo se observa la cima del depósito más joven. La ubicación de la línea sísmica se muestra en la Fig. 15.	43
19	Distribución de los depósitos volcaniclásticos de la zona Delfín Superior. Todos los depósitos están asociados al volcán AV11 (triángulo negro). El depósito AV11_5 tiene una distribución mayor debido a que es el depósito más joven e impide la correlación de los depósitos subyacentes. La escala de color es la misma para todos los depósitos.	44
20	Horizonte AV11_5 y su relación con los depósitos sedimentarios sobreyacentes. Se observa que estos depósitos sedimentarios sobreyacen en discordancia al depósito volcaniclástico AV11_5. Los reflectores de la secuencia sobreyacente muestran una relación de <i>downlap</i> sobre el depósito volcaniclástico. La discordancia es evidente en el extremo NW de la cuenca y hacia el SE la secuencia se vuelve concordante.	45
21	Características sísmicas de los depósitos volcaniclásticos de la zona Delfín Inferior. Los depósitos AV7_1, EV_1 y EV2 presentan características sísmicas similares, tienen cimas planas de polaridad negativa. El depósito DV_3 tiene una geometría lenticular y una cima irregular. El depósito DV_2 cambia lateralmente de reflexiones paralelas a reflexiones caóticas. Observe las perturbaciones sísmicas sobre el fondo marino del graben axial de la cuenca Delfín Inferior, posiblemente corresponden a plumas de gas.	46

Figura		Página
22	Distribución y profundidad de los depósitos volcaniclásticos de la zona Delfín Inferior. El triángulo negro corresponde a la fuente de cada depósito (en el caso de que se haya identificado). La distribución de los depósitos de esta zona es menor que la observada en depósitos de las zonas Delfín Superior y San Luis. La escala de colores es igual que la de la Figura 19.	48
23	Perfil sísmico en la zona Canal de Ballenas. A) Perfil sísmico en el Canal de Ballenas. Los sedimentos se observan como un paquete de baja amplitud con reflexiones continuas y paralelas. Debajo de los sedimentos los reflectores son caóticos. B) Interpretación de la figura 23a. En esta zona el espesor de sedimento puede considerarse nulo con respecto al que se observa en las demás zonas. El fondo marino tiene la misma morfología de un posible basamento volcánico. Ver ubicación del perfil sísmico en la Figura 15. Este perfil sísmico tiene control automático de ganancia.	49
24	Facies de <i>sills</i> identificadas en el norte del Golfo de California. Las flechas amarillas indican deformación de los sedimentos sobreyacentes. Las flechas negras significan migración de fluidos. A y B) Facies 1. <i>Sills</i> en forma de U asociados a falla. C y D) Facies 1, 2 y 3 y su relación entre ellas. Observar la deformación que causan las facies 2 y 3 y las evidencias sísmicas (montículos de ventilas hidrotermales) de la migración de fluidos causada por la intrusión. E y F) <i>Sills</i> que corresponden a la facies 4. Estos cuerpos pueden estar asociados a fallas y/o discontinuidades. Abreviaciones: FDIS = Falla Delfín Inferior Sur.	52
25	Localización de <i>sills</i> identificados en las líneas sísmicas de Ulloa99-5 en el norte del Golfo de California. El punto marca el centro del sill, el color se refiere a la facies y el tamaño indica su longitud. Los segmentos en rojo de las líneas sísmicas corresponden a las secciones de las figuras 26 y 27. El área de la línea negra punteada encierra a los <i>sills</i> identificados dentro de la cuenca Delfín Inferior. Los <i>sills</i> predominan en la cuenca Delfín Inferior y están asociados a la falla Delfín Inferior Sur (Figura 2). Los <i>sills</i> que se encuentran en la cuenca Delfín Superior Sur están relacionados con el edificio volcánico AV11.	53
26	Línea sísmica ul60 a través de la cuenca Delfín Inferior. En esta línea se identificaron las facies 1 y 4 asociadas a la falla que delimita el margen sur de esta cuenca. Los <i>sills</i> de la facies 4 se encuentran emplazados por debajo de una discordancia. Los márgenes de esta cuenca así como la parte axial presentan depósitos volcániclásticos. Las flechas rojas indican el ascenso de magma a través de las fallas que controlan el graben axial de la cuenca Delfín Inferior. Abreviaciones: FDIN = Falla Delfín Inferior Norte y FDIN = Falla Delfín Inferior Sur. Línea sísmica sin control automático de ganancia. Localización del perfil sísmico en la Figura 25.	53

Figura		Página
27	Línea sísmica ul62 al pie del margen continental de Baja California (Figura 25). Sills localizados en el extremo SW de la cuenca Delfín Superior Sur. Estos sills se encuentran relacionados al volcán AV11. Cuerpos identificados como sills de la facies 4 se encuentran asociados a la falla que controla el margen norte de esta cuenca. Línea sísmica sin control automático de ganancia.	55
28	Localización de las muestras utilizadas para el cálculo de densidad de magma. Las dos muestras de Roca Consag (dacitas) y las cuatro muestras de la cuenca Delfín Superior (riolitas de AV11) se encuentran en el mismo lugar, por lo que no se puede diferenciar su localización a esta escala. La localización de las muestras de la cuenca Delfín Inferior se observan con más detalle en la Figura 29. Los triángulos negros corresponden a volcanes submarinos identificados en líneas sísmicas.	57
29	Muestras recolectadas en la cuenca Delfín Inferior (Anexo 1). Los edificios volcánicos del margen norte están constituidos por lapilli y bombas vítreas vesiculadas. La muestra de basalto corresponde a una roca microfanerítica y es un xenolito de microgabro (Martín-Barajas comunicación personal). Ver localización en la Figura 28.	58
30	Diagrama TAS de las muestras del NGC. La mayoría de las muestras corresponden a magmas diferenciados.	59
31	Rangos de densidad para magmas del NGC de distinta composición. Los puntos amarillos corresponden a los valores de densidad de cada muestra. Cada muestra incluye dos valores de densidad dependiendo del contenido mínimo y máximo de agua para cada tipo de magma.	60
32	Registros geofísicos del pozo P-1. En la columna 1 la interpretación litológica es con base en el registro SP y descripciones de muestras de canal (Reporte final de pozo, PEMEX, 1982). En la columna 2 se observa la curva de tiempo de tránsito (DT). En la columna 3 se presenta la curva de densidad (azul) obtenida con la ecuación de Gardner (1974) a partir del registro DT. La curva roja corresponde a un ajuste polinomial de primer grado con un coeficiente de correlación de 0.97.	62
33	Registros geofísicos del pozo W-1. La interpretación litológica está basada en el registro GR y en descripciones de muestras de canal reportadas en el informe final del pozo (PEMEX, 1982). En la columna 2 se observa la curva de tiempo de tránsito (DT). En la columna 3 se presenta la curva de densidad (azul) obtenida con la ecuación de Gardner (1974) a partir del registro DT. El ajuste que mejor representa los datos es un polinomio de segundo grado con un coeficiente de correlación de 0.98.	64

Figura		Página
34	Interpretación litológica y registros geofísicos del pozo C. En la primera columna de la izquierda se muestra la interpretación litológica basada en el registro GR y descripciones de muestras de canal. En la columna 2 se observa la curva de tiempo de tránsito (DT). En la columna 3 se presenta la curva de densidad (azul) obtenida con la ecuación de Gardner (1974) a partir del registro DT y el ajuste que mejor representa los datos (línea roja). El ajuste es un polinomio de segundo grado con un coeficiente de correlación de 0.97.	65
35	Interpretación litológica y registros geofísicos del pozo W-3. En la primera columna de la izquierda se muestra la interpretación litológica basada en el registro SP y descripciones de muestras de canal. En la columna 2 se observa la curva de tiempo de tránsito (DT). En la columna 3 se presenta la curva de densidad (azul) obtenida con la ecuación de Gardner (1974) a partir del registro DT y el ajuste que mejor representa los datos (línea roja). El ajuste es un polinomio de segundo grado con un coeficiente de correlación de 0.97.	67
36	Comparación entre el registro de densidad del pozo (DRP) y la densidad obtenida a partir del registro de tiempo de tránsito (DT) por medio de la ecuación de Gardner (1974) (DTT) en el pozo W-3. En los primeros 1400 m de profundidad la DTT se ubica en la parte central de la DRP, a partir de esta profundidad la DTT es ligeramente menor que la DRP. El mayor desajuste se localiza en el intervalo 2500-2700 m de profundidad con una diferencia máxima de 0.1 g/cm³.	68
37	Curvas de densidad de los pozos P, W-1, W-3 y C obtenidas mediante el ajuste de polinomios de primer y segundo orden a los datos de densidad. La línea roja representa el promedio de las curvas de ajuste que muestran el aumento de la densidad con la profundidad en el NGC.	69
38	Niveles de flotación neutra para magma de distinta composición en el norte del Golfo de California. La línea azul es una extrapolación de la curva de densidad hasta el nivel superior de los basaltos. La presión crítica del agua se alcanza a ~1 Km de profundidad por debajo del fondo marino, lo que significa que a esa profundidad un magma riolítico comienza a exolver volátiles y la vesiculación disminuye rápidamente la densidad del magma.	71

Figura		Página
39	Distribución de la actividad magmática en el norte del Golfo de California. Los triángulos rojos corresponden a edificios volcánicos identificados en líneas sísmicas y batimetría. Los círculos verdes indican el centro de los <i>sills</i> . La línea roja delimita el área en que se reconocieron depósitos volcaniclásticos. Los aparatos volcánicos y <i>sills</i> se encuentran a lo largo de las fallas de movimiento lateral derecho cerca de la costa de Baja California y de las fallas que se desprenden de éstas y controlan la subsidencia en las cuencas Delfín Inferior y Delfín Superior. Abreviaciones y nombres y recopilación de fallas igual que en la Figura 2.	74
40	A) Altura crítica (Hc) que debe alcanzar la columna de magma en la región fuente o de acumulación para sobrepasar la resistencia ténsil de la roca y comenzar a ascender. B) Propagación del dique a través de la corteza. Cuando el magma pasa por una capa de menor densidad comienza a perder presión. Si el magma sale o no a la superficie depende de la densidad y espesor de la corteza, la resistencia ténsil de la roca encajonante y de la densidad del magma (ver detalles en anexo 4).	81
41	A) Localización del perfil de refracción sísmica en la cuenca Delfín superior (línea roja). B) Modelo cortical de González-Fernández et al. (2005) para la cuenca Delfín Superior y sitios que en los que se calculó la profundidad mínima de emplazamiento de magma basáltico.	81

LISTA DE TABLAS

Γabla		Página
I	Volúmenes molares, coeficientes de expansión termal y compresibilidades de los componentes mayores de una roca. Tomada de Spera (2000).	21
II	Temperatura, presión y cantidades de agua máxima utilizadas para el cálculo de la densidad de magmas.	21
Ш	Características geométricas y medidas de los aparatos volcánicos identificados en el área de estudio. Para los aparatos identificados en líneas sísmicas se reporta la altura en ms y la conversión a metros se realiza utilizando una velocidad de 1500 m/s, que corresponde a la velocidad promedio que se obtuvo de los aparatos identificados en líneas sísmicas y batimetría. Cuando hay más de dos grados de diferencia entre las pendientes del aparato, se reporta el rango de pendientes que se midieron en sus flancos.	37

I.1 Importancia de la actividad magmática en rifts y cuencas sedimentarias

La actividad magmática juega un papel importante durante la etapa de rompimiento continental (*syn-rift*) ya que la inyección de magma en diques es un mecanismo que promueve la focalización de la deformación y la ruptura de la litósfera continental (Buck, 2009). Además, la actividad magmática proporciona información de la composición de su fuente, de los procesos de diferenciación magmática, de la temperatura y fertilidad del manto y del estado térmico de la litósfera (Lizarralde et al. 2007 y Schmitt y Vázquez, 2006). Estos parámetros ayudan a acotar los modelos numéricos que simulan el proceso de rompimiento de la litósfera continental y la formación de nueva litósfera oceánica (Buck, 2009).

El magmatismo *syn-rift* puede ser un componente importante del relleno de las cuencas sedimentarias formadas durante este proceso y puede tener un fuerte impacto en la evolución hidrológica de estas cuencas, así como en la generación y entrampamiento de hidrocarburos. Los depósitos volcánicos e intrusivos constituyen capas de mayor resistencia que dan soporte a las cuencas sedimentarias, modificando así los procesos de compactación y circulación de fluidos (Chevallier et al. 2001; Jamtveit et al. 2004 y Svensen et al. 2006). Los intrusivos representan fuentes de calor que influyen en la maduración de materia orgánica (Fjeldskaar et al. 2008 y Galushkin, 1997) y producen estructuras que pueden funcionar como trampas de hidrocarburos (Hansen y Cartwright, 2006). Los intrusivos también favorecen la liberación de gases invernadero debido al metamorfismo que producen en sedimentos ricos en materia orgánica (Aarnes et al. 2010; Lizarralde et al. 2011 y Svensen et al. 2004 y 2007)

I.2 El rift del Golfo de California

El Golfo de California (GC) es un *rift* oblicuo que separa las placas Norteamérica-Pacífico (Figura 1). A lo largo de este límite se ha formado un sistema de cuencas *rift* que presentan distintos estilos morfotectónicos. En la parte sur de este sistema (al sur del paralelo

28.5°N), las cuencas son estrechas y están conectadas entre sí por fallas transformantes (Figura 1) (Lonsdale, 1989). En estas cuencas ocurre la generación de piso oceánico por lo menos desde hace ~3.5 Ma, edad que corresponde a la anomalía magnética más antigua registrada en la cuenca Alarcón (DeMets, 1995 y Lonsdale, 1989). En contraste, en el norte (al norte del paralelo 28.5°N) del GC la deformación está distribuida en una amplia depresión somera (~70 x 200 km), la cual contiene 4 cuencas segmentadas (ej. Delfín, Wagner, Consag) contenidas entre las fallas transformantes de Canal de Ballenas y Cerro Prieto (Persaud et al. 2003). En este segmento del riftno se han observado anomalías magnéticas asociadas a generación de piso oceánico aún cuando los márgenes del GC han acumulado 255 ± 10 Km de separación (Oskin et al. 2001). Esta evidente diferencia en la generación de piso oceánico se puede atribuir a la partición de la deformación en una zona más amplia entre el escarpe del Golfo y el margen oeste de Sonora (Oskin, 2002; Persaud et al. 2003 y Seiler et al. 2010), al flujo de corteza inferior de los márgenes del rift hacia las cuencas (González-Fernández et al. 2005; Lewis et al. 2001 y Persaud et al. 2007) o al gran espesor de sedimentos (> 7 Km) que ha depositado el Río Colorado desde fines del Mioceno Tardío (Dorsey, 2010; Helenes et al. 2009; Martín-Barajas et al. en preparación y Pacheco-Romero et al. 2006).

Mientras que en las cuencas Guaymas y Alarcón se han formado 280 y 135 km de nueva corteza, respectivamente (Lizarralde et al. 2007), en el norte del GC se desconoce la magnitud de nueva corteza que se ha formado entre los márgenes de corteza continental adelgazada (Fuis y Kohler 1984 y Lewis et al. 2001). Se ha propuesto que las cuencas del norte pueden estar sobre una corteza transicional (González-Fernández et al. 2005 y Persaud et al. 2003), pero se desconoce la composición y los mecanismos de interacción entre la actividad magmática y los sedimentos deltaicos depositados por el Río Colorado, los cuales alcanzan más de 7 km de espesor en las cuencas Tiburón, Delfín Superior y Wagner (Aragón-Arreola y Martín-Barajas 2007; González-Fernández et al. 2005; González-Escobar et al. 2009 y Pacheco-Romero et al. 2006)

I.3 Actividad magmática en el Golfo de California

En la Provincia Extensional del Golfo de California la actividad volcánica asociada a la etapa de extensión (< 12 Ma)ha sido intermitente. De 12-6 Ma fue de tipo bi-modal (basalto-riolita) y posteriormente predomina una composición riolítica-andesítica en los márgenes y dominantemente basáltica en las cuencas proto-oceánicas del sur del GC (Martín-Barajas, 2000). El magmatismo *syn-rift* también muestra una diversificación geoquímica importante de lavas alcalinas, toleíticas y calco-alcalinas, lo que sugiere una diversidad en la composición de la fuente y de los procesos de fusión parcial y diferenciación magmática. En este proceso de diferenciación es posible que el magma padre haya evolucionado a través de un proceso de cristalización fraccionada con cantidades variables de asimilación de otras fuentes (Martín-Barajas, 2000).

La actividad magmática cuaternaria en las cuencas del sur del GC es dominantemente basáltica-andesítica(Castillo et al. 2002 y Saunders et al. 1982), mientras que en el norte(incluyendo Cerro Prieto y el Salton Sea) predominan erupciones e intrusiones someras de composición dacítica-riolítica con una composición isotópica que sugiere diferenciación de fundidos tipo MORB, con cantidades pequeñas (< 10%) de fundidos o contaminación de la corteza continental granítica o sedimentaria (Martín-Barajas et al. 1995; Paz-Moreno y Demant, 1999; Schmitt y Hulen, 2008 y Schmitt y Vázquez, 2006).

I.4 Trabajos previos sobre la actividad magmática en el norte del Golfo de California

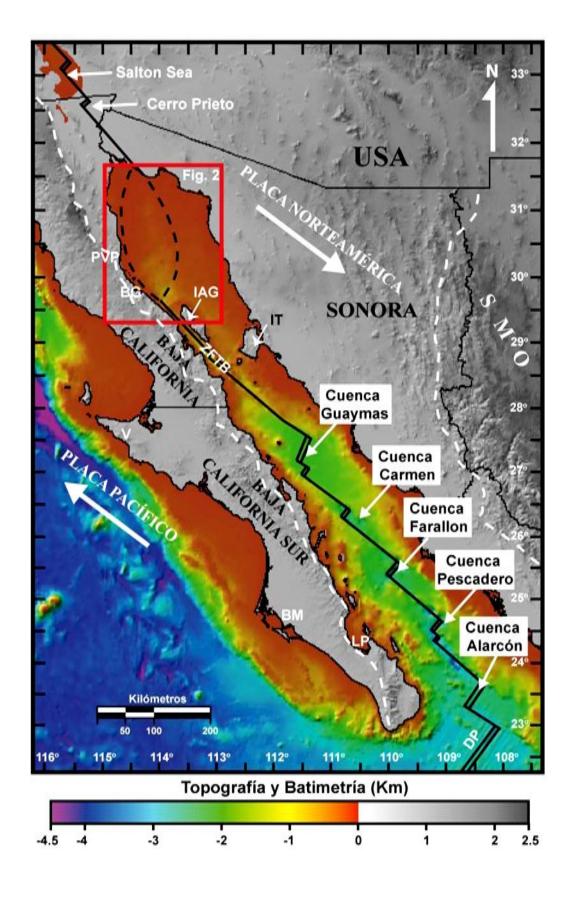
El volcanismo cuaternario en el norte del Golfo de California (NGC) ha sido estudiado principalmente en volcanes y depósitos que afloran en las márgenes y en las cuencas de Salton y Cerro Prieto (Herzig, 1990; Herzig y Jacobs, 1994; Schmitt y Hulen, 2008 y Schmitt y Vázquez, 2006). En la parte marina, se han identificado edificios volcánicos e intrusivos cuaternarios en líneas sísmicas de reflexión multicanal (González-Fernández et al. 2005; Henyey y Bischoff, 1973; Paz-López, 2000 y Persaud et al. 2003) y se han realizado estudios petrográficos y geoquímicos en volcanes submarinos (Martín-Barajas et al. 2008) y en Isla San Luis (Paz-Moreno y Demant, 1999). Sin embargo, se desconocen muchas de las características geométricas y las relaciones de contacto de los edificios volcánicos submarinos, sus depósitos y el sedimento encajonante.

Las cuencas del NGC son lugares de extensión activa donde coexiste sedimentación y volcanismo, estas características las hacen muy atractivas para documentar el papel de la actividad magmática durante el proceso de *rift*, así como la influencia que pueda tener una potente capa sedimentaria en la formación de nueva litósfera y el ascenso de magma a la superficie. En este trabajo se presenta una cartografía de depósitos volcánicos e intrusivos identificados en el primer ~1-1.5 Km de sedimento en las cuencas Delfín Inferior, Delfín Superior, Consag y Wagner a partir de perfiles sísmicos de reflexión de alta resolución. Ante la pregunta de ¿por qué predominan magmas riolíticos en las erupciones recientes?, se infieren los niveles de flotación neutra para distintas composiciones de magmas del NGC utilizando contrastes de densidad entre el magma y el sedimento encajonante.

I.5 Objetivos

El objetivo de este trabajo es establecer un posible control de la cubierta sedimentaria en el ascenso de magma, así como su papel en la formación de una corteza transicional en el norte del Golfo de California. Las metas para lograr este objetivo son: 1) realizar una cartografía detallada de los depósitos volcánicos e intrusiones en las cuencas del NGCa partir de líneas sísmicas de alta resolución, 2) estimar la densidad del magma a partir de análisis químicos de rocas volcánicas colectadas en las cuencas del NGC e islas volcánicas, 3) obtener un perfil de densidad de la columna sedimentaria a partir de registros de velocidad de 4 pozos de PEMEX que se encuentran en la zona de estudio y 4) comparar el perfil de densidad de la columna sedimentaria con la densidad del magma, para estimar niveles de flotación neutra para magmas de distintas composiciones.

Figura 1. Siguiente hoja. Mapa tectónico simplificado del Golfo de California. El rectángulo rojo muestra la localización del área de estudio, la cual se muestra con mayor detalle en la Figura 2. Las fallas y centros de dispersión (cuencas) son tomadas de Fenby y Gastil (1991). El movimiento relativo actual de las placas Norteamérica-Pacífico es en dirección NW37° (Atwater y Stock 1998). El área entre las líneas blancas punteadas corresponde a la Provincia Extensional del Golfo. Las principales cuencas del Golfo de California son etiquetadas. Abreviaciones: BG = Bahía Gonzaga, BM = Bahía Magdalena, DP = Dorsal del Pacífico, IAG = Isla Ángel de la Guarda, IT = Isla Tiburón, LP = La Paz, PVP = Provincia Volcánica de Puertecitos, SMO = Sierra Madre Occidental, V = Vizcaíno y ZTFB = Zona de Falla Transforme Ballenas. Nótese la diferencia batimétrica entre las cuencas del norte y sur del GC (tomando como límite el paralelo 28.5°N). Las cuencas del norte están llenas de sedimentos aportados principalmente por el Rio Colorado. Topografía y Batimetría de Ryan et al. (2009).



CAPÍTULO II. MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO REGIONAL

II.1 Evolución cinemática del Golfo de California

El límite entre las placas Pacífico-Norteamérica se definió en el actual Golfo de California durante la transición gradual de un régimen de subducción a una etapa de extensión litosférica en el Mioceno Medio (~12 Ma) (Gastil et al. 1979; Stock y Hodges, 1989). El movimiento relativo post-subducción entre la placa Norteamérica y Pacífico fue distribuido a ambos lados de la península de Baja California, concentrándose la mayor parte en la Provincia Extensional del Golfo (PEG) durante el Mioceno tardío y Plioceno (Fletcher et al. 2007; Stock y Hodges, 1989).

Se han propuesto dos modelos para explicar la evolución cinemática de este límite posterior a 12 Ma. En el primer modelo, se propone que de 12.3 a 6 Ma el movimiento lateral derecho entre las placas fue acomodado por fallas transcurrentes al oeste de Baja California, mientras que una fase de extensión ortogonal comenzó en el GC (Stock y Hodges, 1989). La subsidencia asociada propició la primera incursión marina en la etapa conocida como proto-golfo (Karig y Jensky, 1972). Posteriormente, a los 6 Ma las fallas al oeste de Baja California se vuelven inactivas y una etapa de transtensión comienza en el GC, iniciando así la transferencia de Baja California a la placa Pacífico(Oskin y Stock, 2003; Stock y Hodges, 1989). En el segundo modelo (Fletcher et al. 2007; Gans, 1997), después del cese de la subducción (12.3 Ma) comienza una etapa de transtensión en ambos lados de Baja California y progresivamente la transtensión fue mayor en el Golfo de California. Este modelo considera que hubo un cambio en la dirección del movimiento relativo Pacífico-Norteamérica hacia el norte (de 300° a 323° de azimuth) hace 7.8 Ma(Atwater y Stock, 1998).

II.2 Estructura de las cuencas del norte del Golfo de California

Actualmente, la arquitectura axial del GC está formada por una serie de cuencas *pull-apart* ligadas por fallas transformes "en *echelón*" con paso derecho (Fenby y Gastil, 1991; Lonsdale, 1989). Las cuencas del sur son estrechas y profundas y están claramente

limitadas por fallas transformantes, en cambio, las cuencas del norte se encuentran dentro de una amplia depresión con batimetría somera y sus límites están definidos entre las fallas laterales Canal de Ballenas y Cerro Prieto, con zonas de cizalla ahora inactivas en el margen de Sonora (Aragon-Arreola y Martin-Barajas 2007). Las cuencas activas del norte del GC son: Delfín Inferior (CDI), Delfín Superior Sur (CDSS), Delfín Superior Norte (CDSN), Consag (CC) y Wagner (CW) (Figura 2).

Las cuencas Delfín Inferior y Delfín Superior están limitadas por fallas normales de dirección NNE que transfieren la deformación entre las dos principales zonas de cizalla, Canal de Ballenas y Cerro Prieto (Aragón Arreola, 2006; Persaud et al. 2003). Estas cuencas están separadas de cuencas inactivas al este por un alto de basamento que produce una estructura anticlinal. En el margen Oeste, las cuencas activas están limitadas por la falla Volcanes, que es una zona de falla co-lineal con la falla de Canal de Ballenas, mientras que en el margen Este se observa una zona de deformación transtensional poco definida en el flanco oeste del alto estructural (Martín-Barajas et al. en preparación). La cuenca Delfín Inferior tiene una orientación ~N25°E y una longitud de ~30 Km y esta segmentada en dos depresiones (Persaud et al. 2003). Con base en datos batimétricos, se observa que las cuencas Delfín Superior Sur y Delfín Superior Norte son subparalelas y tienen una orientación ~N35°E y una longitud de ~70 y ~60 Km respectivamente. Las cuencas Delfín Superior Sur y Delfín Superior Norte están segmentadas en dos depresiones a lo largo del eje de cada cuenca. En las cuencas Delfín, las fallas que se encuentran en margen NW buzan principalmente hacia el SE, mientras que las fallas que se encuentran en los flancos SE buzan hacia el NW (Persaud et al. 2003).

La cuenca Consag tiene una orientación ~N20°W y una longitud de ~30 Km y está limitada por fallas normales en ambos flancos. La CW tiene una orientación ~N20°E y una longitud de ~23 km y está limitada al NE por la falla Cerro Prieto y al SE por la Falla Wagner. El flanco W es una zona de falla de orientación general N-S y la falla principal se conoce como Falla Consag Sur (Figura 2) (González-Escobar et al. 2010; González-Escobar et al. 2009).

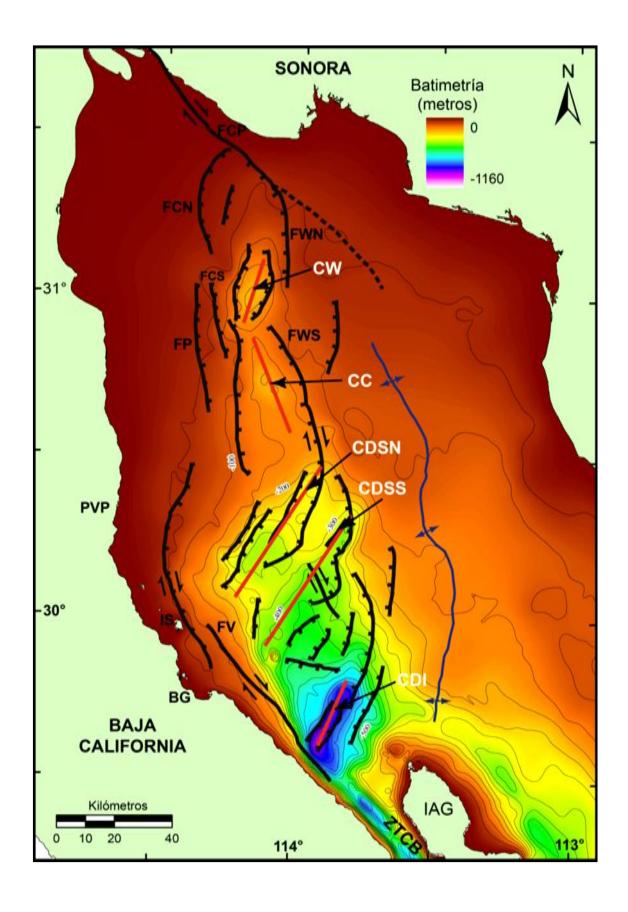


Figura 2. Hoja anterior. Estructura y principales fallas de las cuencas del norte del GC. Las flechas y los *ticks* indican el sentido de movimiento y la caída de las fallas, respectivamente. Las líneas rojas marcan los ejes de las cuencas. La línea azul corresponde al eje de la estructura anticlinal que divide a las cuencas inactivas al este de las cuencas activas al oeste. Abreviaciones: CC= Cuenca Consag, CDI= Cuenca Delfín Inferior, CDSN= Cuenca Delfín Superior Norte, CDSS= Cuenca Delfín Superior Sur, CW= Cuenca Wagner, BG= Bahía San Luis Gonzaga, FCP= Falla Cerro Prieto, FCN= Falla Consag Norte, FCS= Falla Consag Sur, FP= Falla Percebo, FV= Falla Volcanes, FWN= Falla Wagner Norte, FWS= Falla Wagner Sur, IAG= Isla Ángel de la Guarda, PVP= Provincia volcánica de puertecitos, IS= Isla San Luis y ZTCB= Zona Transforme Canal de Ballenas. Fallas compiladas de: Aragón-Arreola (2006), González-Escobar et al.(2009 y 2010), Martín-Barajas et al. (en preparación) y Persaud et al. (2003). La batimetría es una interpolación de los datos de los cruceros Oregon 81 y 84, Cortes 96 y Ulloa 99.

II.3 Estructura de la corteza en el norte del Golfo de California(NGC)

Estimaciones de la profundidad del Moho obtenidas a partir de conversión de fase P a S a lo largo de un perfil en la latitud 31°N, revelan que el espesor de la corteza cerca de la costa Pacífico es de ~33 ± 3 Km y que aumenta a ~44 ± 4 Km al Oeste del Batolito Peninsular (Lewis et al. 2001). La corteza se adelgaza rápidamente a través del Este del Batolito Peninsular y el Escarpe Principal del Golfo y mantiene un espesor constante de ~15-18 \pm 2 Km en los márgenes y dentro del NGC (Lewis et al. 2001). Un adelgazamiento de la corteza de W a E a través de la Península también ha sido reportado a partir de funciones receptor con variaciones entre 37 y 21 Km(Persaud et al. 2007). Estudios recientes de sísmica de refracción en el NGC reportan un espesor cortical de 19, 14 y 17 Km en la línea de costa (30.5°N), en la Cuenca Delfin Superior y en la Cuenca Tiburón, respectivamente (González-Fernández et al. 2005). Entre las cuencas Delfín Superior y Tiburón es interpretado un alto estructural donde la corteza tiene 19.5 Km de espesor (González-Fernández et al. 2005). La mitad superior de la corteza en estas cuencas corresponde al relleno sedimentario y posiblemente la mitad inferior son intrusiones magmáticas en sedimentos del Mioceno Tardío que forman una corteza transicional que impide la creación de corteza oceánica típica.

II.4 Migración de la deformación

La extensión en el Golfo de California ha migrado de los márgenes hacia la zona axial moderna en donde ocurre la mayor deformación. Estudios de sísmica de reflexión muestran varias cuencas inactivas al este de los nuevos centros de dispersión (Aragon-Arreola y Martin-Barajas 2007 y Aragón-Arreola et al. 2005). Basándose en variaciones del espesor sedimentario syn-rift y en registro faunístico, Aragón-Arreola y Martín-Barajas (2007) proponen que la migración de la deformación hacia el Oeste (*ej*. de cuenca Tiburón a cuenca Delfín Superior) ocurrió entre el Plioceno-Pleistoceno. Nagy y Stock (2000) mencionan que la deformación migró hacia el Oeste dos veces: 1) a los ~3 Ma la deformación migró de la cuenca Tiburón Superior a la cuenca Delfín Superior y 2) a los ~2 Ma el centro de extensión migró de la cuenca Tiburón Inferior a la cuenca Delfín Inferior. Estos cambios en la definición del límite de placas en la zona de Canal de Ballenas produjeron eventos de calentamiento que son registrados por análisis de trazas de fisión en apatitos, los cuales sugieren una edad mínima de 1.8 Ma para la relocalización de la deformación de las cuencas Tiburón a las Cuencas Delfín (Seiler et al. 2009).

II.5 Registro del volcanismo cuaternario en el norte del Golfo de California

Después de la actividad volcánica pliocénica de Puertecitos (~2.5 Ma), la actividad volcánica Cuaternaria en el norte del GC se registra cerca de la costa este de la Península, en los ejes de las cuencas Delfín Inferior y Superior y en ambos márgenes de la zona de Falla Canal de Ballenas (Persaud et al. 2003). Al norte la actividad volcánica reciente se encuentra en las cuencas de Cerro Prieto y Salton y un promontorio volcánico en el margen suroeste de la cuenca Wagner. De manera general, esta actividad es dominantemente riolítica-dacítica con andesitas subordinadas en la cuenca Delfín Inferior y en Isla San Luis (Herzig, 1990; Martín-Barajas et al. 2008 y Paz-Moreno y Demant, 1999).

Esta actividad presenta una afinidad sub-alcalina y su composición isotópica (Nd y Sr) sugiere que es producto de la diferenciación de un magma padre tipo MORB con poca contaminación (< 10%) de corteza granítica o sedimentaria (Herzig y Jacobs, 1994; Martín-Barajas et al. 2008; Schmitt y Hulen, 2008 y Schmitt y Vázquez, 2006). Análisis de isótopos de oxígeno en zircones de riolitas de la cuenca Salton indican que éstas se

originaron por la fusión episódica de basaltos tipo MORB, debido a una circulación hidrotermal profunda (Schmitt y Hulen, 2008 y Schmitt y Vázquez, 2006).

Isla San Luis es uno de los centros eruptivos más recientes en el NGC. Paz-Moreno y Demant (1999) han divido la estratigrafía de esta isla en 4 unidades volcánicas. Estas unidades, de mayor a menor edad son: 1) tobas de lapilli y ceniza de estratificación delgada, las cuales representan un evento hidromagmático de alta energía que puede estar relacionada con la etapa emergente de la isla, 2) flujos de lava dacíticos que corresponden a eventos sub-aéreos vulcanianos, 3) tobas dacíticas compuestas de capas delgadas de pómez y ceniza con megarizaduras, antidunas y estratificación cruzada de bajo ángulo que corresponden a un depósito de nube rasante (*surge*), ocasionado por actividad hidromagmática y 4) tobas riolíticas no soldadas que contienen fragmentos de pómez (de 1 a 40 cm de tamaño) y fragmentos accidentales de basamento volcánico sobreyacidas por flujos de lava que forman dos estructuras de domo (uno en el centro y otro en el norte de la isla). Dataciones de conchas de depósitos de playa intercalados con los eventos volcánicos y análisis de hidratación de vidrio sugieren una edad de 4725 años para el evento más antiguo y de 1200 años para el evento más joven (Hausback et al. 2003).

En líneas sísmicas de reflexión se han identificado varios eventos magmáticos en el norte del GC. Henyey y Bischoff (1973) identificaron un gran edificio volcánico compuesto de pómez riolítica en el extremo SW de la cuenca Delfín Superior Sur. Persaud et al. (2003) identificó 12 edificios volcánicos y sills en las líneas sísmicas de Ulloa99. Los edificios volcánicos se encuentran principalmente en la cuenca Delfín Inferior y cerca de la costa este de la Península, mientras que los sillsse encuentran en las cuencas Delfín Inferior y Delfín Superior Sur. Paz-López (2000) interpretó difracciones como intrusivos en un perfil sísmico que pasa por el extremo SW de la cuenca Delfín Superior Sur y por la cuenca Delfín Inferior. En este perfil se observa que además de intrusivos someros en ambas cuencas (< 2 s tiempo doble de viaje (TDDV)), al parecer también hay intrusiones a profundidades entre 4 y 7 s en la cuenca Delfín Superior Sur y menores a 4 s en la cuenca Delfín Inferior.

En síntesis, existen numerosas evidencias de actividad magmática en las cuencas activas del norte del Golfo de California. Algunos productos de esta actividad se quedan a profundidad bajo el fondo marino intercalados con los sedimentos (intrusivos), otros sobresalen del fondo marino (volcanes submarinos) y algunos más emergen de la superficie marina (islas volcánicas). En esta tesis el objetivo es ampliar el inventario de eventos magmáticos con base en criterios morfológicos y de facies sísmicas utilizando las líneas sísmicas de Ulloa99 y datos batimétricosmultihaz, los cuales permiten la caracterización morfológica del fondo marino en algunas zonas del Norte del Golfo de California.

CAPITULO III. MATERIALES Y MÉTODOS

III.1 Área de estudio

El área de estudio comprende las cuencas del norte del Golfo de California. La malla sísmica del proyecto Ulloa 99-5 cubre la mayor parte de las cuencas Delfín Inferior, Delfín Superior, Consag y la parte sur de la cuenca de Wagner (Figura 3). La expresión batimétrica de las cuencas Delfín indica una rápida subsidencia que no alcanza a ser rellenada por los depósitos deltaicos del Río Colorado, como ocurre en las cuencas de Cerro Prieto y Salton al norte y en esta región se localiza la mayor actividad sísmica y volcánica del *rift* del Golfo de California.

III.2Líneas sísmicas de Ulloa99-5 y Proyecto Geographix

Los perfiles sísmicos utilizados en este trabajo fueron colectados en 1999 a bordo del barco Francisco de Ulloa de CICESE, con el equipo de sísmica de alta resolución de LamontDohertyEarthObservatory (LDEO) de la Universidad de Columbia, N.Y. Se recolectaron ~3500 Km de sísmica de reflexión con un streamer de 600 m y 48 canales. Como fuente se utilizó un cañón de aire que se disparó cada 6.25/12.5 m. El intervalo de muestreo fue de 1 ms y el tiempo de registro de 2 segundos. Las líneas sísmicas son de el sitio "http://www.marinedominio público se encuentran en geo.org/tools/search/Files.php?data_set_uid=3735". La secuencia de procesado utilizada en LDEO consistió en: 1) correcciones de tiempo, 2) edición de trazas, 3) análisis de velocidad basado en coeficientes de semblanza, 4) normal moveout y apilamiento, 5) corrección por divergencia esférica, 6) deconvolución predictiva (con una longitud de filtro de 30 ms y un gap de 16 ms), 7) migración Stolt, 8) filtro pasa-bandas (30-240 Hz) y 9) ganancia variante en tiempo (Persaud et al. 2003). Se cuenta con líneas sísmicas con y sin ganancia variante en tiempo. Para la interpretación de fallas y horizontes se utilizó el software Geographix de LandMark, mediante el de licencias plataforma uso universitarias LandmarkUniversity Grand Program otorgadas a CICESE.

¹ Es un proceso que permite recuperar la amplitud de la señal sísmica que se atenúa debido a la expansión del frente de onda.

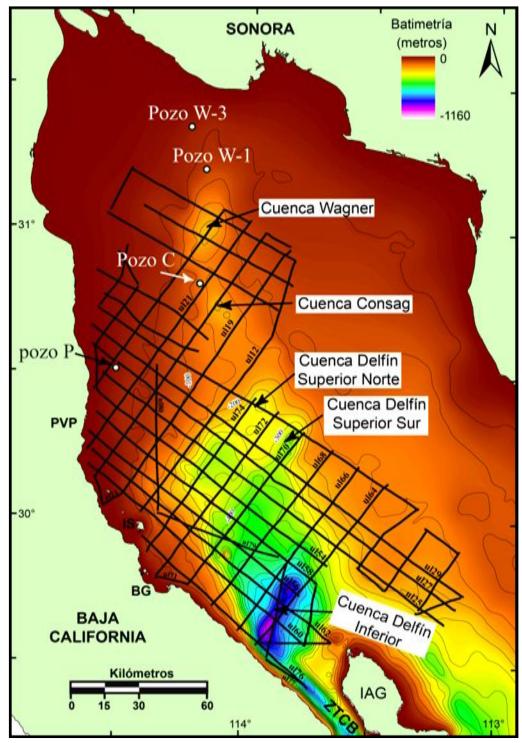


Figura 3. Perfiles sísmicos del crucero ulloa99-5 y ubicación de los pozos utilizados para el cálculo de la densidad de sedimentos. Las etiquetas ul# corresponden al nombre de las líneas sísmicas. Las abreviaciones son: PVP = Provincia volcánica de puertecitos, BG = Bahía San Luis Gonzaga, IAG = Isla Ángel de la Guarda, IS = Isla San Luis y ZTCB = Zona Transforme Canal de Ballenas.

III.2.1 Resolución sísmica

La resolución sísmica se refiere a la distancia mínima que deben tener dos puntos para ser identificados como eventos diferentes. Es importante tener esto en cuenta al momento de interpretar puesto que de esto depende el espesor y extensión lateral mínimos que podemos distinguir. La resolución varía vertical y lateralmente y dependen de parámetros diferentes.

III.2.1.1 Resolución vertical

La capacidad para distinguir dos reflexiones sísmicas provenientes de diferente profundidad depende de la resolución vertical. La resolución vertical está determinada por la longitud de onda (λ):

$$\lambda = \frac{V}{f}(1)$$

Donde:

V = velocidad (m/s)

f = frecuencia dominante (Hz)

Estimaciones teóricas revelan que el espesor mínimo resoluble corresponde a $\lambda/8$ (Widess, 1973). Sin embargo, este umbral es subjetivo porque depende en gran medida de la cantidad de ruido que presenten los datos y una resolución más de acuerdo con la realidad corresponde a $\lambda/4$ (Yilmaz, 1987).

Considerando una velocidad de 2000 m/s, una frecuencia dominante de 100 Hz y $\lambda/4$, obtenemos una resolución vertical de 5 m para la sísmica de Ulloa99-5. La resolución vertical puede mejorar con el proceso de deconvolución, ya que se sustituye a la fuente (con reverberaciones) por un pico o s*pike*de duración mínima (Yilmaz, 1987).

III.2.1.2 Resolución horizontal

La resolución horizontal se refiere a que tan cerca dos puntos situados lateralmente pueden reconocerse como eventos diferentes (Yilmaz, 1987). La resolución lateral está determinada por el radio de la Zona de Fresnel (*r*), el cual se obtiene:

$$r = \frac{V}{2} \sqrt{\frac{t}{f}} (2)$$

Dónde:

V = velocidad (m/s)

t = tiempo doble de viaje (s)

f = frecuencia dominante (Hz)

Considerando una velocidad de 2000 m/s, un tiempo doble de viaje de 0.5s y una frecuencia dominante de 100 Hz, obtenemos una resolución horizontal de 71 m para la sísmica de Ulloa99-5.

III.3 Identificación de la actividad magmática en el norte del Golfo de California

El registro de la actividad magmática en las líneas sísmicas de ulloa99-5 en el NGC se puede presentar principalmente en tres formas: 1) edificios volcánicos, 2) depósitos volcaniclásticos y 3) sills. Un edificio volcánico es una construcción de material volcaniclástico e intrusivos que se forma alrededor de un centro de emisión de magma. Los depósitos volcaniclásticos son la acumulación de material volcánico que pudo haberse depositado al momento de la erupción o por un proceso posterior de retrabajo. Los sills y diques son cuerpos tabulares de material ígneo que intrusiona en rocas pre-existentes. Los sills se emplazan de forma paralela o sub-paralela a la estratificación y presentan distintas geometrías.

III.3.1 Identificación de edificios volcánicos

En líneas sísmicas, los edificios volcánicos se observan como elevaciones abruptas sobre el fondo marino que presentan reflexiones internas caóticas. Generalmente la cima de estos edificios tiene una reflexión de alta amplitud. En ocasiones, estos cuerpos pueden estar enterrados por sedimentos y se distinguen de un cuerpo intrusivo por la relación *onlap*que tienen con los sedimentos sobreyacentes.

III.3.2 Identificación de depósitos volcaniclásticos

Estos depósitos son difíciles de identificar en líneas sísmicas porque pueden presentar características parecidas a depósitos sedimentarios (Badley, 1985). Generalmente, los depósitos volcaniclásticos se caracterizan por tener reflexiones de alta amplitud, una cima rugosa o plana, reflexiones internas caóticas y pueden tener una geometría de montículo o estar de manera concordante con la secuencia sedimentaria (Berndt et al. 2001; Berndt et al. 2000; Planke et al. 1999). Su identificación es más confiable si se observa una relación directa con un edificio volcánico (Badley, 1985).

III.3.3 Identificación de sills

Los *sills* se identifican por ser reflexiones de alta amplitud y tener una relación discordante o concordante con los sedimentos encajonantes(Badley, 1985; Planke et al. 2005). Normalmente, los *sills* presentan terminaciones abruptas y pueden tener cima plana o rugosa, la cual puede ser continua o escalonada (Miles y Cartwright, 2010 y Planke et al. 2005). Los sills pueden presentar forma de cacerola, los cuales tienen un segmento interno plano, segmentos laterales transgresivos y segmentos externos planos (Chevallier y Woodford, 1999). La intrusión de *sills* generalmente ocasiona deformación de los estratos sobreyacentes y produce la expulsión de fluidos debido al calentamiento que origina en la roca encajonante (Planke et al. 2005)

III.4 Cálculo de la densidad a partir del registro de velocidad de pozo

Para obtener la densidad del sedimento en el NGC se utilizó el registro de tiempo de tránsito (DT) de 4 pozos. Este registro mide el tiempo de tránsito de las ondas de sonido a través de las rocas como una medición indirecta de la porosidad y/o cementación de un intervalo estratigráfico en pozos exploratorios. Mientras mayor es el tiempo de tránsito, menor es la velocidad. Aún cuando el objetivo principal del registro DT es la determinación de la porosidad, también se puede utilizar para estimar la variación de la densidad con la profundidad a través de la ecuación (3) de Gardner (1974):

$$\rho = .23V^{0.25}$$
(3)

Dónde:

 $\rho = Densidad (g/cm^3)$

V =Velocidad en pies por segundo (ft/s)

Los coeficientes utilizados en la ecuación 3 resultan del mejor ajuste aplicado a datos de densidad y velocidad de distintos tipos de rocas sedimentarias. Estos datos han sido obtenidos de experimentos de laboratorio y de mediciones en campo, y abarcan rocas de cuencas sedimentarias de distinta edad y de un amplio rango de profundidades (hasta ~7500 m) (Anexo 1).

Para realizar una depuración al registro, se ajustó un polinomio (del orden que mejor representó los datos) y se eliminaron los datos que estuvieron fuera de una desviación estándar respecto a la tendencia del polinomio. Posteriormente, las unidades del registro DT μseg/ft (microsegundos/pie) se convirtieron a ft/seg y se aplicó la ecuación (3) para obtener valores de densidad en g/cm³. Una vez obtenidos los valores de densidad se ajustó un polinomio a los datos para observar como varía la densidad con la profundidad.

III.5 Cálculo de densidad de magma a partir de su composición química

La densidad de magmas de distinta composiciónen el NGC se estimó con base en su composición química. De acuerdo a Bottinga y Weill (1970), la densidad de un líquido silicatado puede ser obtenida por:

$$\rho = \sum X_i M_i / \sum X_i \bar{V}_i \quad (4)$$

Dónde:

 ρ = Densidad (g/cm³)

 X_i = Fracción molar del iésimo componente (moles)

 M_i = Masa del iésimo componente (gramos)

 \overline{V}_i = Volumen molar parcial del iésimo componente (cm³/mol)

Con la ecuación 4 podemos conocer la densidad del magma en función de su composición, sin embargo, la presión y temperatura también son factores importantes. La medición experimental de la densidad de líquidos silicatados a distintas temperaturas así como la medición de la velocidad de propagación de ondas sónicas en estos líquidos, ha permitido conocer los coeficientes de expansión termal y compresibilidad para los componentes mayores de una roca. Con estos resultados, podemos conocer la densidad de un magma a distintas temperaturas y presiones. De acuerdo a Spera (2000), incorporando la presión y la temperatura en la determinación del volumen, tenemos:

$$V(X,T,P) = \sum X_i \left[\overline{V}_{i,T_r} + (\partial \overline{V}_i/\partial T)_P (T-T_r) + (\partial \overline{V}_i/\partial P)_T (P-P_r) \right] (5)$$

Dónde:

 $V = \text{Volumen (cm}^3/\text{mol)}$

 $\partial \bar{V}_i/\partial T$ = Coeficiente de expansión termal (cm³/mol·°C)

T = Temperatura a la que se desea calcular el volumen (°C)

 T_r = Temperatura de referencia (1400 °C)

 $\partial \bar{V}_i/\partial P = \text{M\'odulo de compresibilidad (cm}^3/\text{mol}\cdot\text{Mpa})$

P = Presión a la que se desea calcular el volumen (Mpa)

 P_r = Presión de referencia (0.1 Mpa)

Entonces, sustituyendo la ecuación 5 en la ecuación 4 la densidad en función de la composición, temperatura y presión se obtiene de:

$$\rho\left(X,T,P\right) = \frac{\sum X_i M_i}{\sum X_i \left[\bar{V}_{i,T_r} + (\partial \bar{V}_i/\partial T)_P (T - T_r) + (\partial \bar{V}_i/\partial P)_T (P - P_r)\right]} \tag{6}$$

Debido a que los análisis químicos reportan el fierro como fierro total, las rocas se clasificaron en el diagrama TAS (SiO₂ vs Na₂O + K₂O) (Le Bas et al. 1986) y las cantidades de Fe₂O₃ y FeO se obtuvieron con la relación propuesta por Middlemost (1989) (Figura 4). Como contenido mínimo de agua se utilizó el porcentaje de pérdida por ignición (LOI) de

los análisis. Los valores de volumen molar parcial, coeficiente de expansión termal y compresibilidad utilizados para cada componente se muestran en la Tabla I. La presión, temperatura y contenido de agua máximo para cada composición se muestra en la Tabla II. Para calcular la densidad del magma se utilizó la temperatura típica de erupción para cada composición (Cas y Wright, 1987). La presión se considero constante y se utilizó un valor de 100 Mpa. El contenido de agua máximo para las riolitas se obtuvo de la curva de saturación de agua de Moore et al. (1998) para magmas rolíticos a presión de 100 Mpa (4%). Mientras que para los basaltos se considero el 1% como cantidad máxima de agua, puesto que los basaltos tipo MORB generalmente tienen concentraciones de agua menores a 1% (Wallace y Anderson, 2000). Para las andesitas y dacitas se interpolaron los valores de las riolitas y basalto, utilizando 2% para las andesitas y 3% para las dacitas.

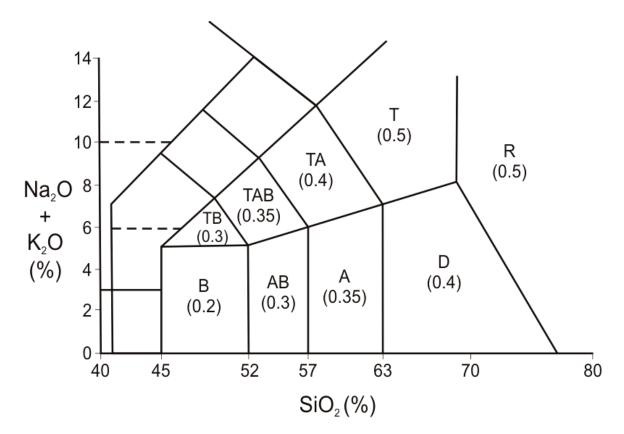


Figura 4. Diagrama de clasificación de rocas volcánicas (TAS) de Le Bas et al. (1986). El número entre paréntesis corresponde a la relación Fe_2O_3/FeO propuesta por Middlemost (1989). Las abreviaciones son: $B=Basalto,\,AB=Andesita$ basáltica, $A=Andesita,\,D=Dacita,\,R=Riolita,\,T=Traquita$, $TA=Traquiandesita,\,TAB=Traquiandesita$ basáltica y TB=Traquibasalto.

Tabla I. Volúmenes molares, coeficientes de expansión termal y compresibilidades de los componentes mayores de una roca. Tomada de Spera (2000).

Óxido	$\overline{V}_{1400^{\circ}C}$ (cm^3/mol)	$(\partial \overline{V}_i/\partial T)_P$ (10 ⁻³ cm ³ /mol ^{.0} C)	$(\partial \overline{V}_i/\partial P)$ (10-3 cm ³ /mol·Mpa)
SiO ₂	26.86	0	-1.89
TiO ₂	23.16	7.24	-2.31
Al_2O_3	37.42	0	-2.26
Fe ₂ O ₃	42.13	9.09	-2.53
FeO	13.65	2.92	-0.45
MnO	14.13	0	0
MgO	11.69	3.27	0.27
CaO	16.53	3.74	0.34
Na ₂ O	28.88	7.68	-2.4
K ₂ O	45.07	12.08	-6.75
H_20	26.27	9.46	-3.15

Tabla II. Temperatura, presión y cantidades de agua máxima utilizadas para el cálculo de la densidad de magmas.

			H ₂ O max	
Composición	Temperatura (°C)	Presión (Mpa)	(%)	
Riolita	900		4	
Dacita	1000	100	3	
Andesita	1100	100	2	
Basalto	1200		1	

CAPITULO IV. RESULTADOS

IV.1 Registro volcánico en líneas sísmicas

En este apartado se presentan las características símicas de los eventos magmáticos identificados en el área de estudio, los cuáles se clasifican en: 1) Edificios volcánicos, 2) depósitos piroclásticos y 3) *sills*, así como su geometría, distribución espacial y relaciones de contacto que guarden con el sedimento encajonante u otros eventos magmáticos. En este apartado se muestran las líneas sísmicas con ganancia variante en tiempo.

IV.1.1 Edificios volcánicos

Las elevaciones interpretadas como edificios volcánicos identificadas en líneas sísmicas y en datos batimétricos de alta resolución se clasificaron según la longitud de su base y su altura. La altura medida en las líneas sísmicas y en la batimetría se reporta en tiempo doble de viaje (milisegundos (ms)) y metros, respectivamente. A cada edificio identificado en líneas sísmicas se le asignó un número secuencial precedido por el subfijo "AV". El orden de la numeración es de sur a norte. Los edificios volcánicos se clasificaron primeramente con base en la relación que guardan con el sedimento. Si más de la mitad de la altura del edificio o tres cuartas partes de altura de algún flanco (considerada a partir de su base) está cubierta por sedimentos, el edificio se clasifica como "semi-enterrado". Edificios con menor cubierta de sedimentos a la anterior descrita se clasificaron como "descubiertos". Si todo el edificio está cubierto por sedimentos se clasifica como "enterrado". Los depósitos piroclásticos e intrusivos relacionados con los edificios se describen en secciones por separado. Los edificios identificados en datos batimétricos se etiquetaron con las letras "AP" seguidas por un número.

La descripción de los edificios volcánicos se presenta por zonas, las cuales corresponden a distintos rasgos morfotectónicos que se encuentran dentro del área de estudio. Estas zonas son: 1) Canal de Ballenas, 2) Cuenca Delfín Inferior, 3) Cuenca Delfín Superior, 4) Zona de Falla Volcanes y 5) Plataforma de Puertecitos (Figura 5). Las medidas y las relaciones geométricas de cada edificio se muestran al final de este apartado en la Tabla III.

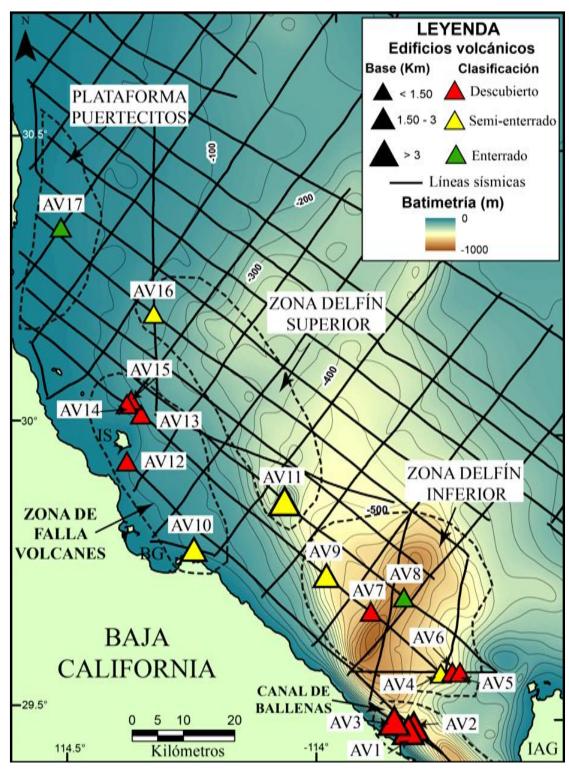


Figura 5. Edificios volcánicos identificados en líneas sísmicas de ulloa99-5. El tamaño del símbolo refleja el diámetro de la base de cada aparato, mientras que el color muestra la relación que guarda con los sedimentos. Abreviaciones: BG = Bahía San Luis Gonzaga, IAG = Isla Ángel de la Guarda e IS = Isla San Luis.

IV.1.1.1 Edificios volcánicos en el Canal de Ballenas

En el Canal de Ballenas se identificaron tres edificios volcánicos: AV1, AV2 y AV3. Los edificios AV1 y AV3 se encuentran en el escarpe que limita el flanco W del Canal de Ballenas y presentan formas cónicas irregulares (Figura 6a y b), mientras que el edificio AV2 se localiza en la base del escarpe y presenta una forma de domo (Figura 6c y d). Los diámetros de las bases de los edificios varían entre 1 y 1.4 Km y el edificio más alto es AV1 con 390 ms.En esta zona hay poca acumulación de sedimentos, por lo que los edificios se encuentran descubiertos. Sólo el flanco NW del edificio AV2 está semicubierto por 110 ms de sedimento. Estos tres edificios se encuentran asociados a la falla transforme Canal de Ballenas.

IV.1.1.2 Edificios volcánicos en la cuenca Delfín Inferior

En esta zona se identificaron 12 edificios volcánicos, seis en líneas sísmicas y seis en datos batimétricos de alta resolución. Los edificios identificados en líneas sísmicas son AV4, AV5, AV6, AV7, AV8 y AV9, mientras que los identificados en datos batimétricos son AP1, AP2, AP3, AP4, AP5 Y AP6. En la región de la cuenca Delfín Inferior los edificios se presentan en los bordes del graben axial y también en ambos márgenes alejados del graben axial, el cual muestra una batimetría distintiva alargada en dirección noreste (Figura 9).

Los edificios AV4, AV5 y AV6 se encuentran en el margen sur de la cuenca Delfín Inferior y tienen formas cónicas con cimas redondeadas (Figuras 6e y f y 7a y b). La base de estos edificios varía entre 1.1 y 1.4 km de ancho. Estos edificios están delimitados por fallas y presentan un cambio lateral abrupto a sedimentos (Figuras 6e, 7a y 8c). En los datos batimétricos, los edificios AV4 y AV6 se distinguen claramente, mientras que el edificio AV5 está fuera de los datos de alta resolución, pero aun así se nota una elevación ligera en los datos de menor resolución (Figura 8b). Junto a esta elevación se observan otras seis elevaciones que pueden corresponder a edificios volcánicos. En los datos sísmicos y batimétricos se observa que los flancos sur de los volcanes AV4, AV5 y AV6 tienen una acumulación de sedimentos.

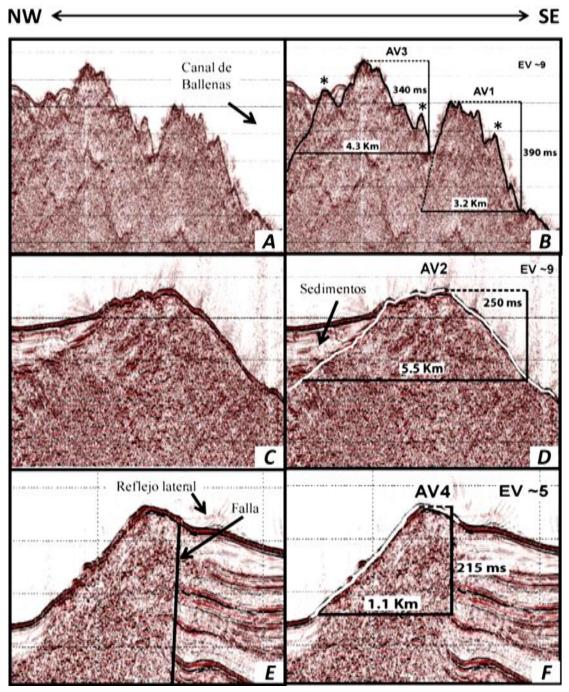


Figura 6. Edificios volcánicos en el Canal de Ballenas y la cuenca Delfín Inferior. A y B) Volcanes AV1 y AV3 localizados en el margen W del canal de ballenas (Figura 5). Estos volcanes tienen una geometría cónica irregular y no tienen sedimento en sus flancos. C y D) Edificio volcánico AV2 localizado en el canal de ballenas (Figura 5). Note su geometría semicircular con la cima redondeada. El flanco NW está semi-cubierto por sedimentos. E y F) Volcán AV4 localizado 14 Km al NW del extremo norte de Isla Ángel de la Guarda (Figura 1). El perfil en planta se observa en la figura 8b. Este volcán está controlado por una falla (observe el cambio lateral abrupto a sedimentos). EV = Exageración vertical.

En el margen norte de la cuenca Delfín Inferior se encuentran los edificios AP2, AP3, AP4, AP5, AP6 y AV7 y en el margen sur se localizan los edificios AV8 y AP1 y (Figura 9).

Los edificios de los márgenes de la cuenca Delfín Inferior se encuentran en los bloques de piso de las fallas que controlan la subsidencia de esta cuenca (Figura 9). Los edificios del margen norte están alineados a lo largo del rumbo de la falla Delfín Inferior Norte y presentan formas cónicas con la cima redondeada. Los flancos SE de estos edificios (los que limitan la cuenca) son de mayor altura que los flancos NW (Figuras 7c y d y 9), llegando a tener una diferencia de hasta 250 m. En la parte central de este margen se observa una elevación alargada en dirección E, de la cual sobresalen los edificios AP3, AV7 y AP4 (Figura 9). El edificio AV7 es la mayor elevación que se encuentra en esta zona, con una altura de 430 m (a partir del piso de la cuenca Delfín Inferior) y también presenta la mayor pendiente en el flanco SE (~36°). Los edificios AP2, AP5 y AP6 son elevaciones menores (entre 20 y 40 m a partir de sus flancos N) que presentan pendientes entre 4 y 26°. En la línea sísmica ul60 se observa que el edificio AV7 obstruye la entrada de sedimento hacia la cuenca Delfín Inferior (Figura 7c).

Los dos edificios identificados en el margen sur de la cuenca Delfín Inferior (AV8 y AP1) están asociados con la falla Delfín Inferior Sur (Figura 9). En la línea sísmica ul62, el edificio AV8 se visualiza como una elevación que presenta reflexiones internas (Figura 7e y f). Estas reflexiones pueden corresponder a sedimentos que están cubriendo el flanco SW de AV8 ya que la línea sísmica pasa por un flanco de este edificio (Figura 9). En la línea sísmica también se observa que el flanco norte del edificio AV8 está delimitado por la falla Delfín Inferior Sur, mientras que el flanco sur está controlado por una falla normal, que al parecer es una ramificación de la falla Delfín Inferior Sur (Figuras 7f y 9). El edificio AP1 se observa como una elevación cónica de ~32 m de altura que se encuentra a 2 Km al NW del edificio AV8 (Figura 9).

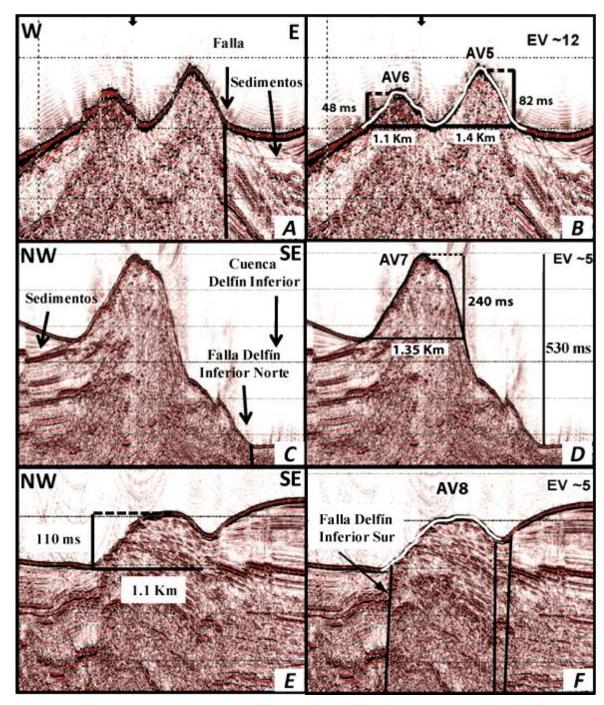


Figura 7. Edificios volcánicos en la cuenca Delfín Inferior. A y B) Edificios AV5 y AV6 localizados a ~13 Km al NW del extremo norte de Isla Ángel de la Guarda (Figura 5). La línea blanca es el perfil 2 de la Figura 8b. El flanco E del volcán AV5 está limitado por una falla. C y D) Edificio volcánico AV7 que se localiza en el margen norte de cuenca Delfín Inferior (Figura 5). Este volcán representa la mayor elevación sobre el fondo marino en el Norte del Golfo de California. E y F) Edificio AV8 localizado en el margen sur de la cuenca Delfín Inferior (Figura 5). Este volcán está delimitado por fallas. Note que los volcanes AV7 y AV8 retienen sedimentos en sus flancos NE y SW, respectivamente.

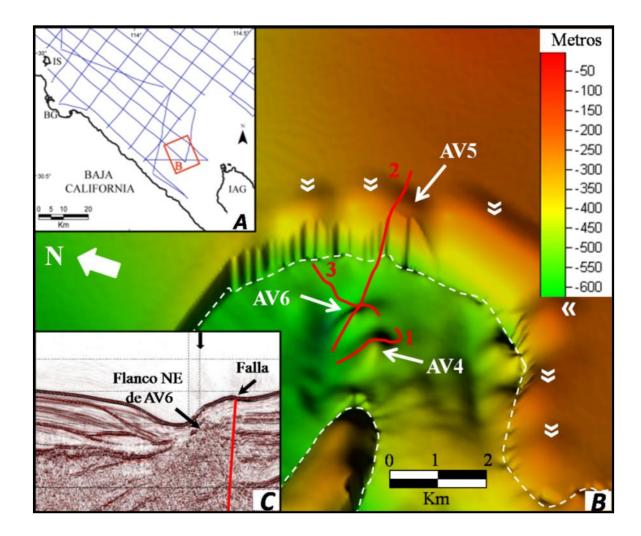


Figura 8. A) Localización del recuadro B. Abreviaciones igual que en la Figura 5. B) Datos batimétricos de alta resolución (DBAR) (área entre líneas blancas punteadas) en los que se observan los edificios volcánicos AV4 y AV6. Las líneas rojas son fragmentos de secciones sísmicas en la que se observan estos volcanes. La línea 1 corresponde a la Figura 6e y f. La línea 2 corresponde a la línea blanca marcada en la Figura 7b. La línea 3 es la localización del perfil sísmico del recuadro C. El aparato AV5 está fuera del límite de los DBAR pero se observa una pequeña elevación sobre el fondo marino en los datos de menor resolución, por lo tanto, es probable que las demás elevaciones que se encuentran en forma circular sean volcanes submarinos (marcas blancas).La forma del escarpe que se produce en el límite de los datos de distinta resolución es producto de la interpolación, sin embargo, si existe un cambio abrupto de elevación en esta zona. El escarpe corresponde al flanco W del volcán AV5 (Figura 7b). Datos batimétricos (50 x 50 m) con una exageración vertical de 5. C) Perfil sísmico 3. El flanco NE del volcán AV6 está controlado por una falla. Los depósitos volcaniclásticos que se observa en este perfil no afloran en el fondo marino.

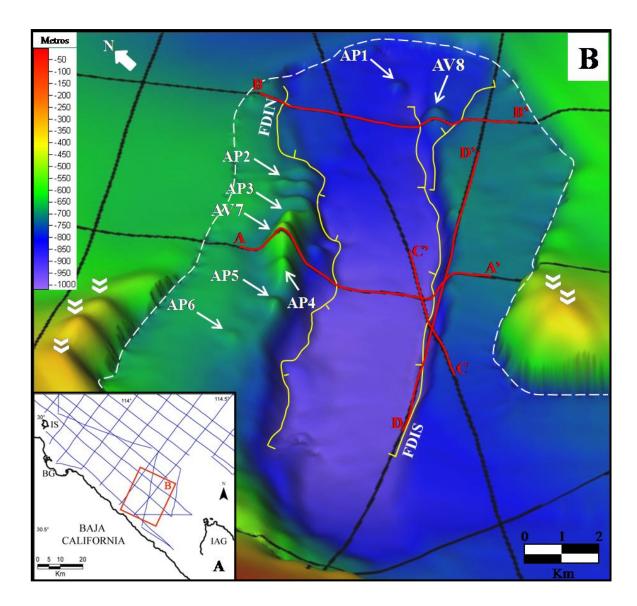


Figura 9. A) Mapa batimétrico de alta resolución (datos multihaz) de la cuenca Delfín Inferior. El mapa en la esquina inferior izquierda (A) muestra la localización de las líneas sísmicas de Ulloa. En el mapa batimétrico se muestra la posición de los edificios volcánicos identificados en las líneas sísmicas (AV) y los promontorios considerados como edificios volcánicos en la batimetría (AP). La línea blanca punteada marca el límite de datos de alta resolución. Las líneas amarillas son las fallas que controlan la subsidencia de la cuenca Delfín Inferior. Las líneas rojas son los segmentos de secciones sísmicas mostradas en las Figuras 13 y 14. En el margen norte se observan varios promontorios, mientras que en el margen sur la cima del escarpe es plana. Las elevaciones que se encuentran fuera de los datos batimétricos de alta resolución (flechas blancas), posiblemente corresponden a volcanes submarinos. Abreviaciones: FDIS = Falla Delfín Inferior Sur y FDIN = Falla Delfín Inferior Norte. Los datos batimétricos tienen una resolución lateral de 50 m y se muestran con una exageración vertical de 5.

Al norte de la cuenca Delfín Inferior se encuentra el edificio AV9 (Figura 5), el cual presenta una forma cónica con una cima irregular (Figura 10a). En la cima de este edificio se observa una depresión (de 30 ms) cerca del flanco SE (Figura 10b). Este edificio tiene una base de ~2.35 Km y una altura de ~320 ms, de los cuales ~300 ms están cubiertos por sedimentos y depósitos volcaniclásticos (Figura 10b).

IV.1.1.3Edificios volcánicos en la zona de Falla Volcanes

La zona de Falla Volcanes es la prolongación hacia el norte de la zona de Falla de Canal de Ballenas (Figura 2). Los edificios volcánicos que se asocian con esta zona de falla son: AV10, AV12, AV13, AV14 y AV15.

Los edificios volcánicos identificados en esta zona son más y pequeños y presentan características geométricas diferentes a las de los edificios de otras zonas. Mientras los edificios volcánicos de otras zonas presentan formas cónicas con cimas irregulares, los edificios de esta zona, con excepción de AV10, presentan cimas planas y semi-planas. El edificio que tiene la base más grande es AV10 (~2.1 Km) (Figura 10c y d), mientras que el edificio AV15 es el más alto (~100 ms). Los edificios AV12, AV13 y AV14 se caracterizan por tener bases entre 470 y 650 m y alturas entre 14 y 45 ms. Con excepción del edificio AV10, los demás edificios se encuentran alrededor de isla San Luis (Figura 5) y están descubiertos (Figuras 10e y f y 11). Los edificios asociados a la Falla Volcanes se encuentran dentro de una zona con reflexiones difusas, en la que sólo destacan algunos reflectores de alta amplitud (Figura 11).

IV.1.1.4 Edificios volcánicos en la cuenca Delfín Superior

En la cuenca Delfín Superior se encuentran los edificios AV11 y AV16. Estas estructuras volcánicas presentan una geometría irregular y están semi-enterrados por sedimentos (Figuras 12a-d). El edificio AV11 presenta una forma cónica con una cima semi-plana con irregularidades, de la cual se desprenden 2 elevaciones, una en el centro y otra en el flanco SE (Figuras 12a y b).

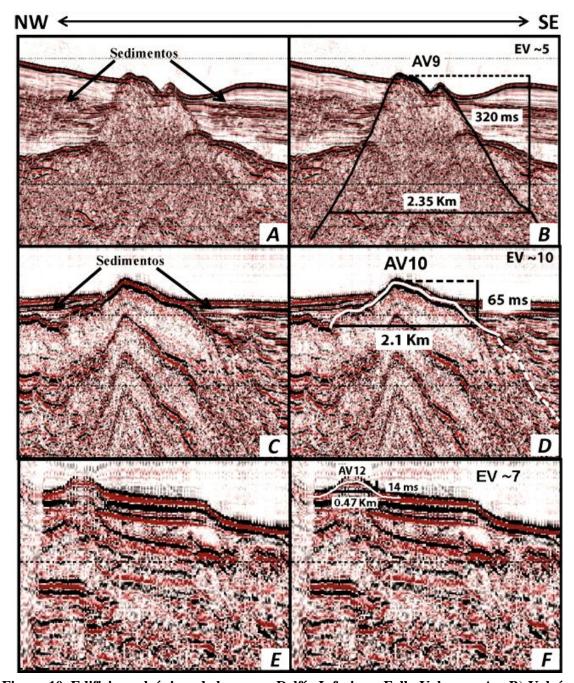


Figura 10. Edificios volcánicos de las zonas Delfín Inferior y Falla Volcanes. A y B) Volcán submarino AV9 localizado a ~11 Km al NW del margen norte de la cuenca Delfín Inferior (Figura 5). Este volcán está prácticamente cubierto por sedimentos. C y D) Edificio volcánico AV10 ubicado a ~13 Km al E de Bahía San Luis Gonzaga (Figura 5). Note que los sedimentos que se encuentran en el flanco NW están casi paralelos, mientras que los del flanco SE tienen una inclinación hacia el sur. E y F) Edifico volcánico AV12 localizado a 3 Km al sur de isla San Luis (Figura 5). Este aparato es el más pequeño que se identificó en el área de estudio. Observe la diferencia de tamaño entre el aparato AV9 de la zona Delfín Inferior, con los aparatos AV10 y AV12 de la zona de Falla Volcanes.

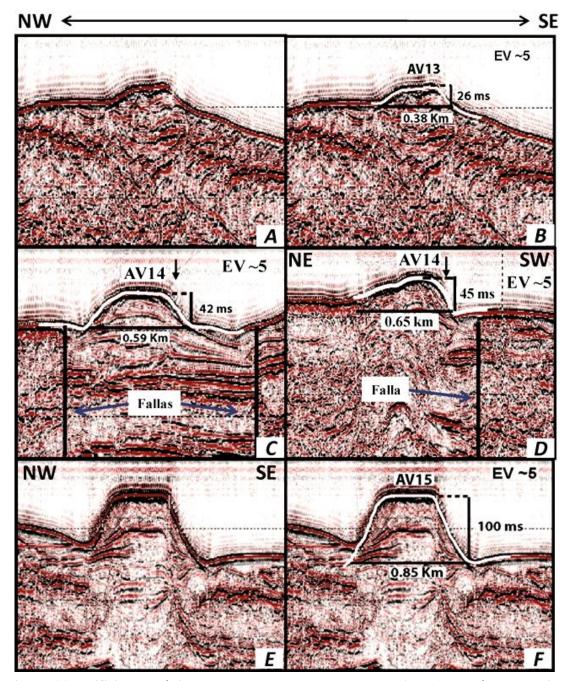


Figura 11. Edificios volcánicos en la zona de Falla Volcanes. A y B) Volcán submarino AV13 localizado 5 Km al NE de isla San Luis (Figura 5). C) Edificio volcánico AV14 que se encuentra a 6 Km al N de isla San Luis visualizado en la línea sísmica ul60 (Figura 5). Se observa que este volcán está limitado por fallas. D) Edifico volcánico AV14 en la línea sísmica ul12. Se observa que la pendiente del flanco NE (~4°) es mucho menor que la del flanco SW (~33°). E y F) Edifico volcánico AV15 localizado a 6.5 km al NE de isla San Luis (Figura 5). Notar que los tres volcanes presentan cimas planas y que están rodeados por zonas de reflexiones difusas que contienen algunos reflectores de alta amplitud. Las flechas negras en C y D indican el punto de intersección de las líneas sísmicas.

Las medidas de este edificio son mínimas, puesto que la base puede considerarse más profunda con base en la relación discordante que guardan sus flancos con el sedimento. El edificio AV16 tiene una forma semicircular, alargada en dirección NW-SE, con dos elevaciones en su flanco NW (Figura 12c y d). El flanco SE de este edificio es más largo y las medidas de base y altura pueden aumentar considerablemente si se toman en cuenta las dimensiones del flanco sureste. Las pendientes de este edificio varían entre 4° y 33°, registrándose la mayor pendiente en el flanco norte y la menor pendiente en el flanco sur (Figura 12d).

IV.1.1.5 Edificios volcánicos en la Plataforma de Puertecitos

En la Plataforma de Puertecitos sólo se identificó el edificiovolcánico AV17. Este edificio presenta una forma cónica con la cima plana (Figura 12e). Tiene una base de ~1 Km, una altura de 67 ms y está sepultado por ~170 ms de sedimento (Figura 12f). Los sedimentos que se encuentran en el flanco NE tienen una estratificación aparente horizontal, mientras que la estratificación de los sedimentos del flanco SW buza hacia el SW (Figura 12f).

IV.1.1.2 Escarpes con depósitos volcánicos

En este apartado se describe la presencia de depósitos volcánicos en los márgenes de la cuenca Delfín Inferior (Figura 11). Los dos márgenes de esta cuenca están controlados por fallas. El margen norte por la falla Delfín Inferior Norte (FDIN) y el margen sur por la falla Delfín Inferior Sur (FDIS) (Figura 9). Estos márgenes tienen características morfológicas muy diferentes, mientras el flanco norte presenta varios edificios volcánicos, el flanco sur tiene una cima plana y el material volcánico sólo aflora en el escarpe de falla. Este escarpe tiene 220 m de altura en su parte central y ~16 Km de longitud. La altura disminuye hacia los extremos del graben axial (Figuras 5 y 9). En la figura 14 se observa que el escarpe de falla del margen sur de la cuenca Delfín Inferior es cortado por fallas normales.

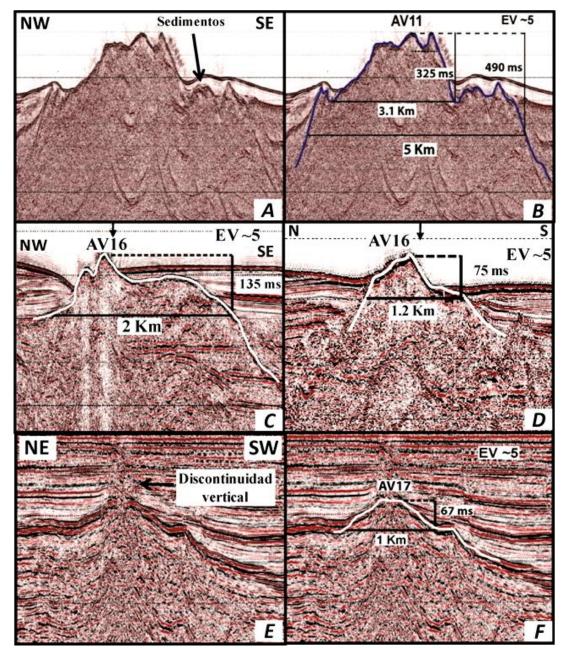
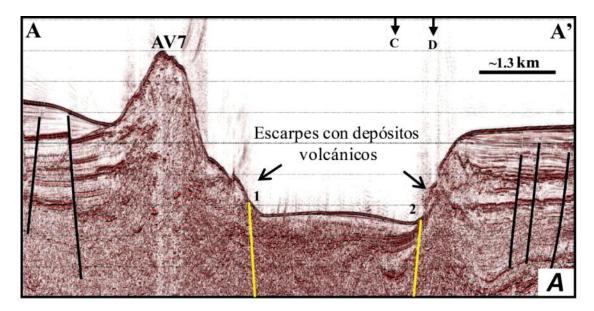


Figura 12. Edificios volcánicos en la cuenca Delfín Superior y en la Plataforma de Puertecitos. A y B) Edifico AV11 localizado en el margen SW de la cuenca Delfín Superior Sur (Figura 5); presenta cimas secundarias alrededor de la elevación principal C) Volcán AV16 ubicado 16 Km al NE de isla San Luis visualizado en la línea sísmica ul58 (Figura 5); edifico con forma irregular con dos elevaciones en el flanco NW. D) Edificio AV16 en la línea sísmica ul80. E) y F) Aparato AV17 ubicado a 9 Km de la costa E de Baja California (en la latitud 30.3°) (Figura 5). Observar la discontinuidad vertical por encima del volcán AV17, en la que los reflectores sísmicos pierden continuidad. Notar el buzamiento más acentuado de los sedimentos hacia el S de los volcanes AV16 y AV17. Las flechas en las figuras C y D corresponden a los puntos de intersección de las líneas sísmicas.



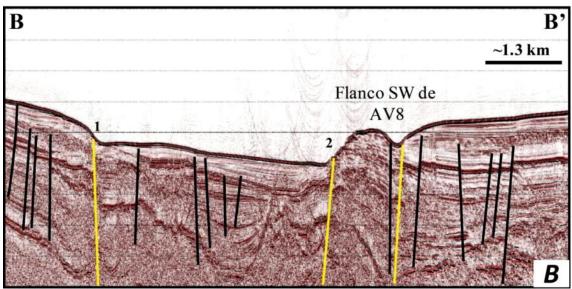


Figura 13. A) Perfil sísmico a través de la cuenca Delfín Inferior. El graben axial de la cuenca está controlado por fallas normales de orientación noreste (1 y 2) que cortan depósitos volcaniclásticos. En el margen norte se encuentra el volcán AV7. B) Perfil sísmico en el extremo NE de la cuenca Delfín Inferior. En el margen norte no se observan volcanes submarinos en esta región de la cuenca Delfín Inferior, mientras que en el margen sur se encuentra el volcán AV8 claramente controlado por fallas normales que definen el graben axial. La ubicación de los perfiles se muestra en la Figura 9. Abreviaciones: 1 = Falla Delfín Inferior Norte y 2 = Falla Delfín Inferior Sur. Las flechas en la parte superior de la Figura A indican el punto de corte de las secciones sísmicas mostradas en la Figura 14. Las secciones tienen una exageración vertical de 5.

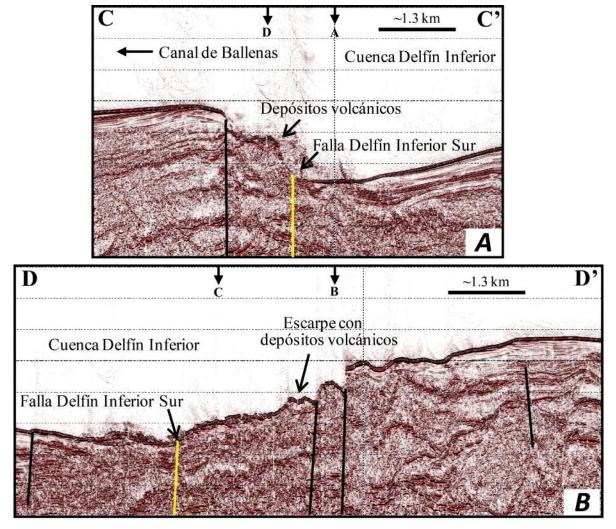


Figura 14. A) Margen sur de la cuenca Delfín Inferior. Se observan rocas volcánicas aflorando en el escarpe de la falla Delfín Inferior Sur. B) Depósitos volcánicos en el margen sur de la cuenca Delfín Inferior cortado por fallas normales con caída al noroeste. Las flechas que se encuentran en la parte superior de las secciones indican el punto de corte con las secciones de la Figura 9. Las secciones tienen una exageración vertical de 5.

Tabla III. Siguiente hoja. Características geométricas y medidas de los aparatos volcánicos identificados en el área de estudio. Para los aparatos identificados en líneas sísmicas se reporta la altura en ms y la conversión a metros se realiza utilizando una velocidad de 1500 m/s, que corresponde a la velocidad promedio que se obtuvo de los aparatos identificados en líneas sísmicas y batimetría. Cuando hay más de dos grados de diferencia entre las pendientes del aparato, se reporta el rango de pendientes que se midieron en sus flancos.

Zona	Edificio	Relación con el sedimento	Geometría	Cima	Base (Km)	Altura (ms)	Altura (m)	Pendientes (°)
Canal de Ballenas	AV1	Descubierto	Cónica/irregular	Semiplana/irregular	3.2	390	293	20
	AV2	Descubierto	Domo	Redondeada	5.5	215	161	5 - 6.5
	AV3	Descubierto	Cónica/irregular	Irregular	4.3	340	255	11 - 25
Delfín Inferior (sísmica)	AV4	Semi-ent.	Cónica	Redondeada	1.1	215	161	5 - 11
	AV5	Descubierto	Cónica	Redondeada	1.4	80	60	7.5
	AV6	Descubierto	Cónica	Redondeada	1.1	48	36	7
	AV7	Descubierto	Cónica	Semiplana/irregular	1.35	240	180	18 - 36
	AV8	Enterrado	Semicircular	Redondeada	1.1	110	72	3 - 10
	AV9	Semi-ent.	Cónica	Semiplana/irregular	2.35	320	240	20 - 25
	AV10	Semi-ent.	Cónica	Picuda	2.1	65	49	5
Zona de Falla volcanes	AV12	Descubierto	Cónica	Plana	0.47	14	11	7
	AV13	Descubierto	Cónica	Plana	0.38	26	20	7 - 13
	AV14	Descubierto	Cónica	Plana	0.59	42	32	4 - 17
	AV15	Descubierto	Cónica	Plana	0.85	100	75	20 - 25
Delfín Superior	AV11	Semi-ent.	Cónica	Irregular	5	490	368	29
	AV16	Semi-ent.	Irregular	Irregular	2	135	101	4 - 33
Plataforma Puertecitos	AV17	Enterrado	Cónica	Plana	1	67	50	8
Delfín Inferior (batimetría)	AP1	NA	Cónica	Redondeada	0.7	NA	35	5 - 8
	AP2	NA	Cónica	Redondeada	0.4	NA	40	4 - 9
	AP3	NA	Cónica	Redondeada	0.9	NA	140	9 - 32
	AP4	NA	Cónica	Redondeada	1	NA	120	10 - 28
	AP5	NA	Cónica	Redondeada	0.55	NA	30	6 - 26
	AP6	NA	Cónica	Redondeada	0.65	NA	20	5
	AV8	NA	Cónica	Redondeada	1	NA	90	3 - 10

IV.2.1 Depósitos volcaniclásticos

Los horizontes sísmicos interpretados como depósitos volcaniclásticos en el área de estudio se encuentran en las cuencas Delfín Inferior, Delfín Superior Sur, en el Canal de Ballenas y cerca de la costa de Baja California. Cuando los depósitos volcaniclásticos están relacionados a un edificio volcánico se etiquetaron con el nombre del edificio y un número. La numeración es consecutiva correspondiendo el número menor al depósito más profundo. Cuando estos horizontes no están relacionados con algún edificio volcánico se etiquetaron con el prefijo DV seguido por un número. En estos casos la numeración es consecutiva pero independiente del orden estratigráfico. Los horizontes que son interpretados como depósitos volcaniclásticos se agruparon en 4 zonas con base en sus características sísmicas, extensión y ubicación. Las zonas son: 1) San Luis, 2) Delfín Superior Sur, 3) Delfín Inferior y 4) Canal de Ballenas (Figura 15). Algunos depósitos pueden estar en dos zonas pero se incluyeron en la zona donde tienen mayor expresión y/o donde se ubica su fuente. En esta sección se muestran las líneas sísmicas sin control automático de ganancia, con excepción de la línea sísmica ul76, esto con la finalidad de identificar reflexiones coherentes por debajo de un reflector somero de alta amplitud (Figura 23).

IV.2.1.1 Depósitos volcaniclásticos en la zona San Luis

Esta zona se localiza cerca de la costa central de Baja California al sur de la provincia Volcánica de Puertecitos (Figura 15). En esta zona se identificaron cuatro horizontes interpretados como depósitos volcaniclásticos. Dos horizontes están relacionados al edificio AV15 (AV15_1 y AV15_2), uno al edificio AV16 y otro se encuentra cerca de los edificios AV10 y AV12, pero no se observa una relación directa con ellos (DV_1). Los horizontes presentan una cima rugosa de alta amplitud. Debajo de estos horizontes las reflexiones se vuelven difusas y predominan los múltiples² (Figura 16). Los depósitos en esta zona son someros y se identificaron a una profundidad máxima de ~40 ms (tiempo doble de viaje (TDDV)) y un largo que varía entre 10 y 14 Km (considerando el eje más largo de cada depósito) (Figura 17). Al SW del edificio AV14 la reflexión del fondo marino presenta un cambio de polaridad y una amplitud mayor a la que se observa lateralmente (Figura 16).

² Reflector sísmico registrado más de una vez debido al rebote de la energía sísmica.

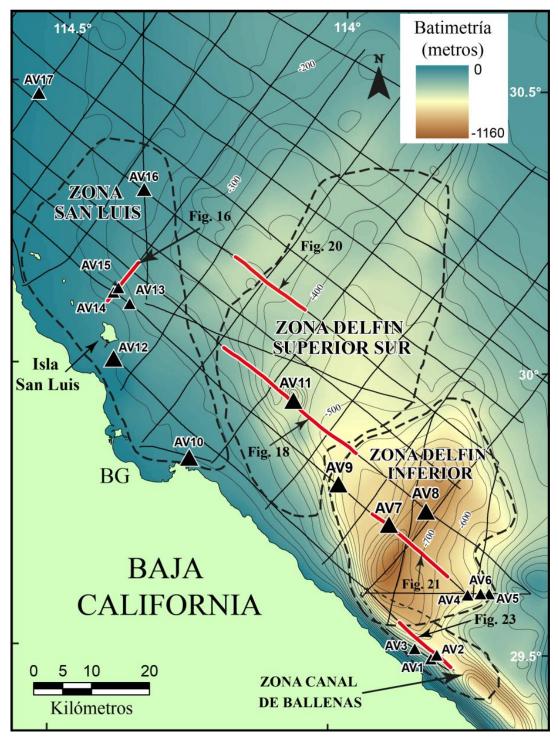


Figura 15. Ubicación de las zonas en que se agruparon los depósitos volcaniclásticos. Se muestran los aparatos volcánicos identificados en líneas sísmicas como referencia. El tamaño de triángulo es independiente del tamaño del aparato volcánico. Los segmentos de líneas sísmicas en rojo indican las secciones sísmicas de figuras mostradas más adelante. Abreviaciones: BG = Bahía San Luis Gonzaga.

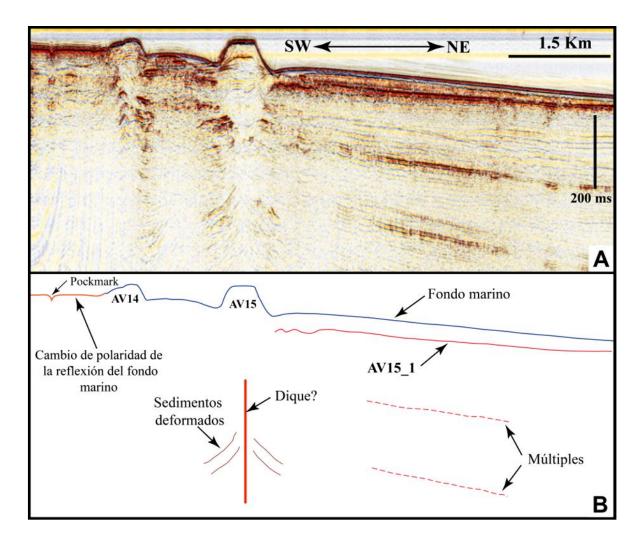


Figura 16. Características sísmicas del depósito AV15_1. A) Sección sísmica sin interpretar. B) Relación del depósito AV15_1 con el volcán AV15. Debajo del depósito volcaniclástico sólo se observan algunas reflexiones difusas y múltiples. Debajo del volcán AV15 se observa una discontinuidad vertical de baja amplitud y estratos deformados, posiblemente estas características están asociadas a la presencia de un dique. Al NE del edificio volcánico AV14 se observa como la reflexión del fondo marino cambia de polaridad. Sobre este segmento del fondo marino se encuentra un *pockmark*. Un *pockmark* es un cráter en el fondo marino originado por la rápida expulsión de agua y/o gas (Judd y Hovland, 1992). Ver localización de la línea sísmica en la Figura 15.

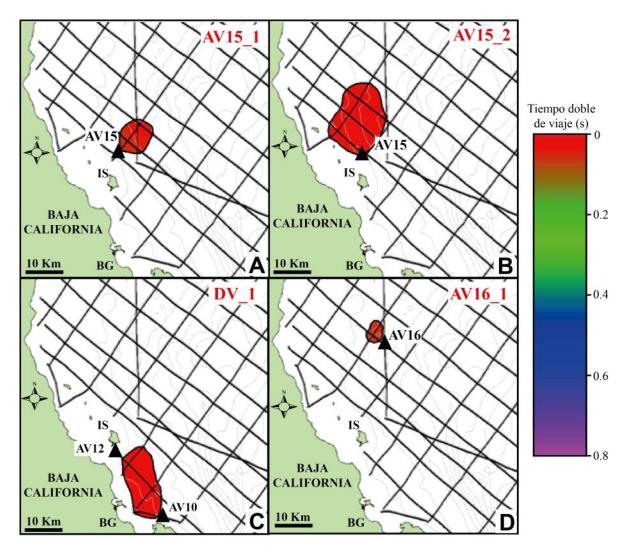


Figura 17. Distribución y profundidad de los depósitos volcaniclásticos de la zona San Luis. La extensión mayor la presenta el depósito AV15_2 con ~14 Km y la profundidad promedio de todos los depósitos es de ~40 ms. La escala de color es la misma para las 4 figuras y corresponde a profundidad en tiempo doble de viaje a partir del fondo marino.

IV.2.1.2 Depósitos volcaniclásticosen la zona Delfín Superior Sur

Los depósitos volcaniclásticos de esta zona están relacionados al edificiovolcánico AV11 ubicado en el límite sur de la cuenca Delfín Superior Sur (Figura 15). Relacionados a este volcán submarino se identificaron 5 depósitos volcaniclásticos (AV11_1 – AV11_5). La cima de estos depósitos está bien definida en el flanco SE del edificio AV11, mientras que en el flanco NW sólo se observa el depósito más joven y algunos reflectores difusos que

difícilmente se pueden correlacionar en otras líneas sísmicas (Figura 18). Estos depósitos se caracterizan por reflectores de alta amplitud que tienen predominantemente una cima plana de polaridad negativa, las cuales desaparecen conforme se alejan del volcánAV11 (Figura 18). Es común observar reflexiones caóticas por debajo de estos reflectores que disminuyen su espesor conforme se alejan del edificio volcánico (Figura 18). En los depósitos más profundos (antiguos) es más difícil su correlación debido a que gran cantidad de energía sísmica es reflejada en los depósitos superiores y a la presencia de reflectores difusos posiblemente originados por la presencia de gas.

Los tres depósitos volcaniclásticos más jóvenes son niveles estratigráficos que corresponden a discordancias, siendo el más evidente el horizonte AV11_5 (Figura 20). El horizonte AV11_5 corresponde a una discordancia regional que se encuentra en toda la cuenca Delfín Superior Sur (Figura 19). Está discordancia es la base de una secuencia progradantedownlap que es claramente identificable en los flancos de la cuenca y se vuelve concordante en la parte central (Figura 20). Este horizonte está deformado y/o perturbado en el depocentro SW de la cuenca Delfín Inferior Sur. Esta deformación puede ser ocasionada por intrusivos que no se observan en las líneas sísmicas o por la migración de fluidos. En este depocentro el horizonte AV11_5 adquiere una amplitud mucho mayor a la observada en el resto de la cuenca y en algunos segmentos presenta una cima caótica bajo la cual no se observan reflectores. En el extremo norte de la cuenca Delfín Inferior, este horizonte presenta una cima rugosa con reflexiones internas caóticas y presenta una geometría lenticular con un espesor máximo de ~35 ms. Aunque en este segmento cambian las características sísmicas predominantes de este horizonte, se considera parte del depósito AV11_5 debido a que se encuentra en el mismo nivel estratigráfico. En la parte central de la cuenca Delfín Superior Sur el depósito volcaniclástico AV11 5 está cubierto por un paquete de sedimentos de baja amplitud con reflexiones internas continuas y paralelas (Figuras 18 y 20).

La profundidad de los depósitos volcaniclásticos de la zona Delfín Superior Sur varía entre 80 y 700 ms (TDDV) y su distribución alcanza hasta 48 Kma partir del volcán (Figura 19).

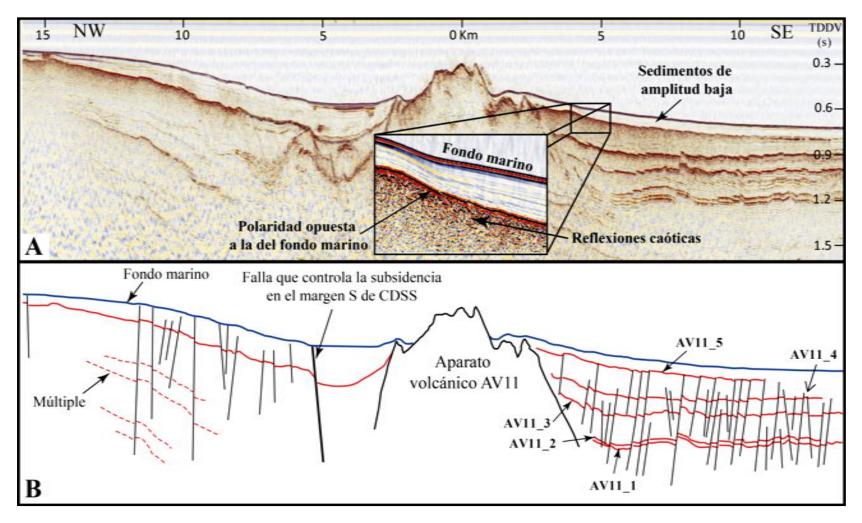


Figura 18. Depósitos volcaniclásticos de la zona Delfín Superior relacionados al aparato AV11. A) Línea sísmica sin interpretar. La cima de los depósitos volcaniclásticos tiene polaridad opuesta a la del fondo marino. B) Interpretación de la figura 18a. Los 5 depósitos volcaniclásticos se identificaron en el flanco SE del aparato AV11. En el flanco NW sólo se observa la cima del depósito más joven. La ubicación de la línea sísmica se muestra en la Figura 15.

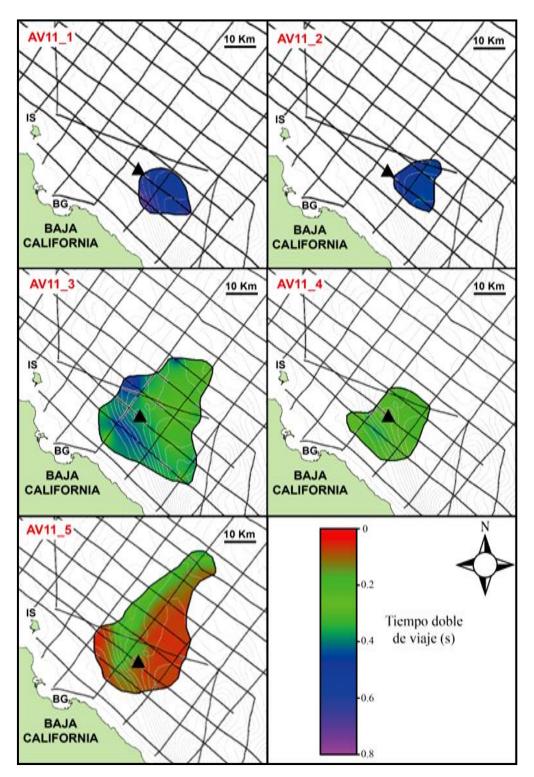


Figura 19. Distribución de los depósitos volcaniclásticos de la zona Delfín Superior. Todos los depósitos están asociados al volcán AV11 (triángulo negro). El depósito AV11_5 tiene una distribución mayor debido a que es el depósito más joven e impide la correlación de los depósitos subyacentes. La escala de color es la misma para todos los depósitos.

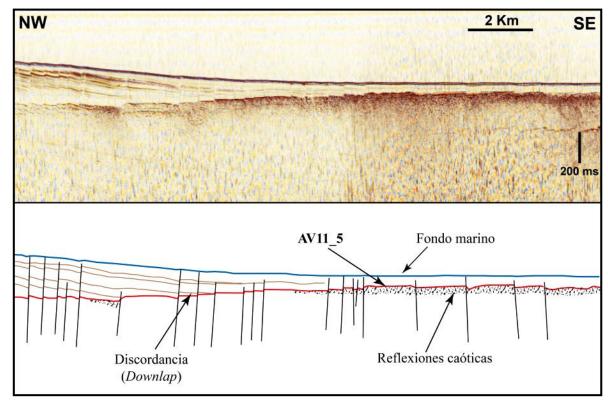


Figura 20. Horizonte AV11_5 y su relación con los depósitos sedimentarios sobreyacentes. Se observa que estos depósitos sedimentarios sobreyacen en discordancia al depósito volcaniclástico AV11_5. Los reflectores de la secuencia sobreyacente muestran una relación de *downlap* sobre el depósito volcaniclástico. La discordancia es evidente en el extremo NW de la cuenca y hacia el SE la secuencia se vuelve concordante.

IV.2.1.3 Depósitos volcaniclásticos en la zona Delfín Inferior

Esta zona básicamente comprende la cuenca Delfín Inferior (Figura 15), en donde se identificaron 8 depósitos volcaniclásticos. Dos depósitos se relacionan con el volcán submarino AV9 (AV9_1 y AV9_2) y otros dos a los volcanes AV8 y AV7 (AV8_1 y AV7_1), respectivamente. Dos depósitos que no tienen relación evidente con algún edificio volcánico se localizan en el margen norte de la cuenca Delfín Inferior y otro más se localiza en el graben axial de la cuenca (DV_2 y DV_3). Dos depósitos están relacionados al escarpe sur de la cuenca y se etiquetaron como EV_1 y EV_2 (Figura 21). Se etiquetaron con las letras EV porque su fuente es el escarpe volcánico del margen sur del graben axial de la cuenca Delfín Inferior.

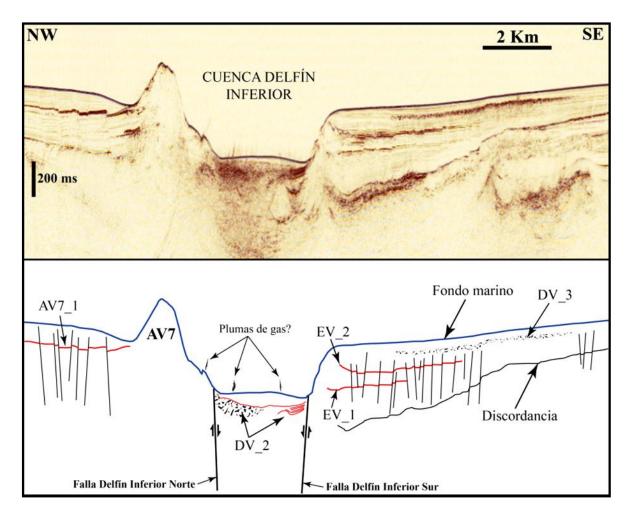


Figura 21. Características sísmicas de los depósitos volcaniclásticos de la zona Delfín Inferior. Los depósitos AV7_1, EV_1 y EV2 presentan características sísmicas similares, tienen cimas planas de polaridad negativa. El depósito DV_3 tiene una geometría lenticular y una cima irregular. El depósito DV_2 cambia lateralmente de reflexiones paralelas a reflexiones caóticas. Observe las perturbaciones sísmicas sobre el fondo marino del graben axial de la cuenca Delfín Inferior, posiblemente corresponden a plumas de gas.

El depósitoAV9_2 presenta una cima de alta amplitud y polaridad positiva y se extiende con estas características ~1 Km a cada lado del edificio volcánico AV9. En el flanco NW del edificio volcánico AV9 ya no es posible correlacionar este horizonte debido al reflejo lateral de una estructura de forma cónica. En el flanco SE el reflector termina junto al edificio volcánico AV7 (Figura 22b).

El depósitoDV_3 ubicado en el flanco sur de la cuenca Delfín Inferior tiene una cima irregular y un patrón interno caótico (Figura 21), éstas características son similares a las

que presenta el depósito AV11_5 en el flanco norte de la cuenca Delfín Inferior (Figura 21).

En esta zona destaca un paquete de reflectores de alta amplitud que se localiza en el graben axial de la cuenca Delfín inferior. Este paquete tiene un espesor máximo de ~50 ms y en el flanco sur, estas reflexiones son paralelas y lateralmente (en dirección norte) se vuelven caóticas (Figura 21). Los depósitos AV7_1, AV8_1, AV9_1, EV_1 y EV_2 identificados en esta zona regularmente presentan una cima plana de polaridad negativa.

El rango de profundidad de los depósitos de esta zona es de 100-700 ms y la mayor longitud se observó en el depósito AV9_2 con su eje más largo de 15 Km.

IV.2.1.4 Depósitos volcaniclásticos en el Canal de Ballenas

Esta zona comprende el extremo norte del Canal de Ballenas y sólo se cuenta con dos líneas sísmicas situadas en el margen W del Canal de Ballenas. En estas dos líneas el espesor promedio de sedimentos es de ~80 ms, observándose hasta ~180 ms de espesor sedimentario en una pequeña depresión al SE del volcán AV2 (Figura 23). Debajo de los sedimentos se observauna reflexión de alta amplitud bajo el cual no se observan reflexiones coherentes (Figura 23).

En el Canal de Ballenas probablemente existe un basamento volcánico somero, ya que a diferencia de otras zonas que muestran reflectores por debajo de los depósitos volcaniclásticos, en la zona norte del Canal de Ballenas el reflector de alta amplitud producido por los depósitos volcánicos absorbe toda la energía.

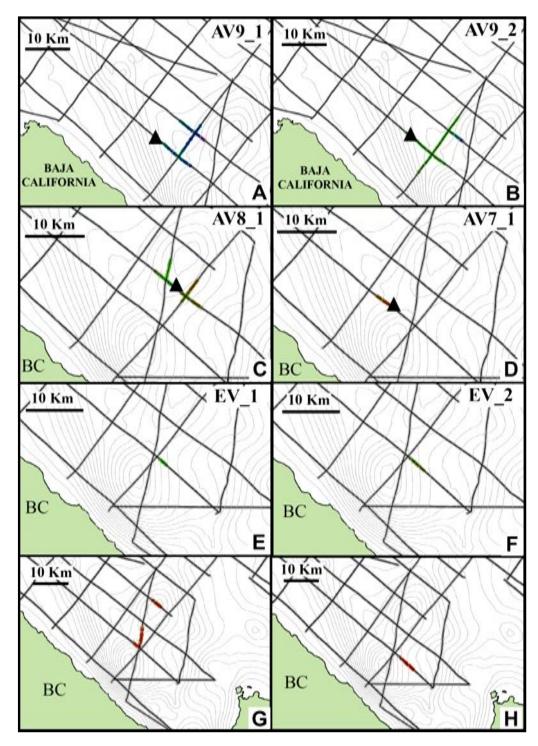


Figura 22. Distribución y profundidad de los depósitos volcaniclásticos de la zona Delfín Inferior. El triángulo negro corresponde a la fuente de cada depósito (en el caso de que se haya identificado). La distribución de los depósitos de esta zona es menor que la observada en depósitos de las zonas Delfín Superior y San Luis. La escala de colores es igual que la de la Figura 19.

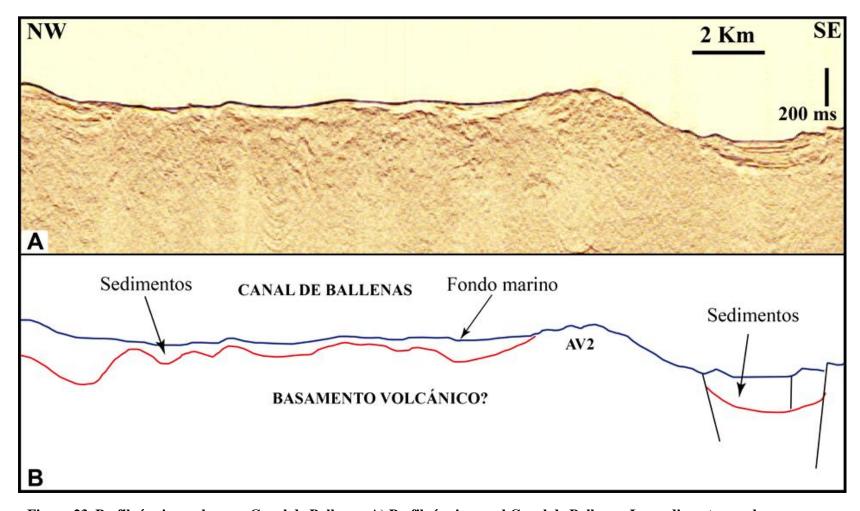


Figura 23. Perfil sísmico en la zona Canal de Ballenas. A) Perfil sísmico en el Canal de Ballenas. Los sedimentos se observan como un paquete de baja amplitud con reflexiones continuas y paralelas. Debajo de los sedimentos los reflectores son caóticos.B) Interpretación de la figura 23a. En esta zona el espesor de sedimento puede considerarse nulo con respecto al que se observa en las demás zonas. El fondo marino tiene la misma morfología de un posible basamento volcánico. Ver ubicación del perfil sísmico en la Figura 15. Este perfil sísmico tiene control automático de ganancia.

IV.1.3 Sills

En el norte del Golfo de California se identificaron 35 cuerpos que son interpretados como *sills*. Estos *sills* se clasificaron en cuatro tipos o facies con base en su geometría. Las características que comparten las facies 1, 2 y 3 es que la cima se define con reflexiones de alta amplitud con terminación lateral abrupta. Otros criterios de identificación es que los intrusivos tipo*sill* muestran segmentos que cortan a la estratificación y generalmente deforman a los estratos sobreyacentes. La facies 4 representa reflexiones de alta amplitud paralelas a la estratificación con o sin deformación de estratos superiores. En el Anexo 3 se presenta la localización y características de los *sills*.

IV.1.3.1 Facies 1

Presentan una forma cóncava con la cima plana. Son cuerpos con forma de U sobre los cuales se observa generalmente la deformación del sedimento sobreyacente (Figura 24b). Es común observar evidencias zonas de reflexiones difusas y/o perturbadas por encima de las terminaciones laterales de los *sills* (Figura 24a y b). Estas características pueden asociarse amigración de fluidos. La longitud de la parte interna de los *sills* de la facies 1 varía de 270 a 500 m, mientras que la profundidad de emplazamiento, cuando se logra identificar, varía entre 150 y 360 ms (Tiempo doble de viaje (TDDV)). La facies 1 generalmente se encuentra junto con *sills* de la facies 3. La facies 1 se encuentra en la cuenca Delfín Inferior(DI) (Figura 25).

IV.1.3.2 Facies 2

Esta facies corresponde a cuerpos que presentan una cima discontinua, pueden estar de forma paralela y/o inclinada a la estratificación y por lo general causan deformación del sedimento en algunas secciones o presentan algunos segmentos transgresivos (Figura 24d). Tienen la apariencia de pequeños cuerpos emplazados en un mismo nivel estratigráfico. Esta facies se asocia a la facies 1,3 y/o 4. La longitud de las zonas de esta facies varía de 800 a 900 m, mientras que la profundidad de emplazamiento es similar a la de la facies 1 y se localizaron entre 150 y 360 ms (TDDV) de profundidad en las líneas sísmicas. Esta facies se localiza en la cuenca DI y en el extremo SW de la cuenca Delfín Superior Sur (Figura 25).

IV.1.3.3 Facies 3

Corresponde a *sills* que presentan forma de cacerola con un segmento interno plano y segmentos laterales que intrusionan los sedimentos de forma discordante (transgresivos) (Figuras 24c y d). La longitud de la parte interna varía de 250 a 1450 m. La profundidad de emplazamiento oscila entre 130 y 630 ms. La cima de estos cuerpos es plana y/o rugosa y es común observar deformación del sedimento sobreyacente (Figuras 1c y d). Esta facies en ocasiones se encuentra asociada a fallas y sólo está presente en la cuenca DI (Figura 25). En ocasiones se observan zonas de reflexiones difusas por encima de los extremos de los *sills*, al igual que en la facies 1. En el graben axial de la cuenca DI se observa que *sills* de la facies 3 alimentan pequeños *sills* de la facies 1.

IV.1.3.4 Facies 4

Son cuerpos paralelos a la estratificación que pueden estar asociados a fallas y/o discontinuidades (Figura 1e y f). Presentan cimas planas o rugosas. Su longitud varía entre 200 y 2000 m. Regularmente no se observa deformación de los estratos sobreyacentes. Esta facies se encuentra en la cuenca DI y en la parte SW de la cuenca Delfín Superior Sur (Figura 25).

IV.1.3.5 Distribución de sills

Los *sills* en las líneas sísmicas de Ulloa-95 en el norte del Golfo de California se observaron en la cuenca DI y en el extremo SW de la cuenca Delfín Superior Sur (Figura 25). En la cuenca Delfín Inferior la mayoría de los *sills* se presentan en el margen sur y están asociados al escarpe producido por la Falla Delfín Inferior Sur (FDIS) (Figura 26). En este margen se encuentran *sills* de las facies 1, 3 y 4 (Figuras 25). Los *sills* de la facies 4 se encuentran por debajo de una discordancia (Figura 26). En la parte central de la cuenca Delfín Inferior se presentan 6 *sills* de la facies 1 a ~150 ms de profundidad. En el margen norte de la cuenca Delfín Inferiorse encuentran las facies 1 y 3. La facies 1 se encuentra al NW del volcán AV9 mientras que los *sills* de la facies 3 se localizan entre los volcanes AV7 y AV9. Los *sills* se dejan de observar hacia el NE de la cuencaDI.

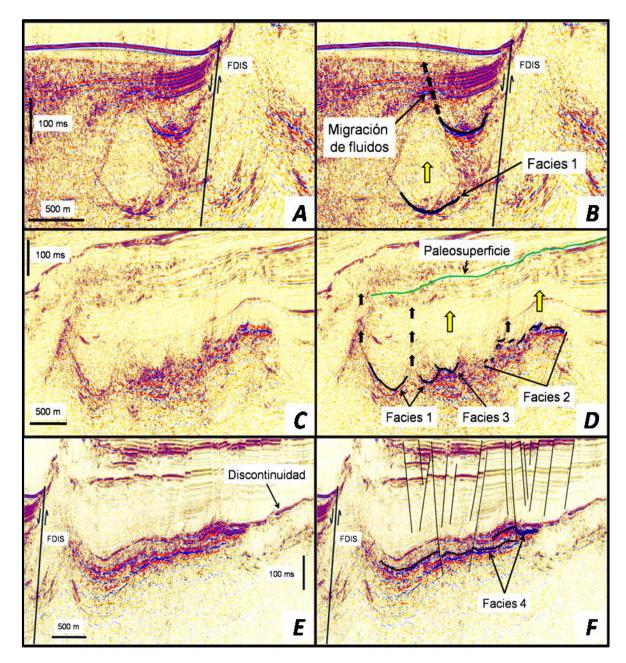


Figura 24. Facies de *sills* identificadas en el norte del Golfo de California. Las flechas amarillas indican deformación de los sedimentos sobreyacentes. Las flechas negras significan migración de fluidos. A y B) Facies 1. *Sills* en forma de U asociados a falla. C y D) Facies 1, 2 y 3 y su relación entre ellas. Observar la deformación que causan las facies 2 y 3 y las evidencias sísmicas (montículos de ventilas hidrotermales) de la migración de fluidos causada por la intrusión. E y F) *Sills* que corresponden a la facies 4. Estos cuerpos pueden estar asociados a fallas y/o discontinuidades. Abreviaciones: FDIS = Falla Delfín Inferior Sur.

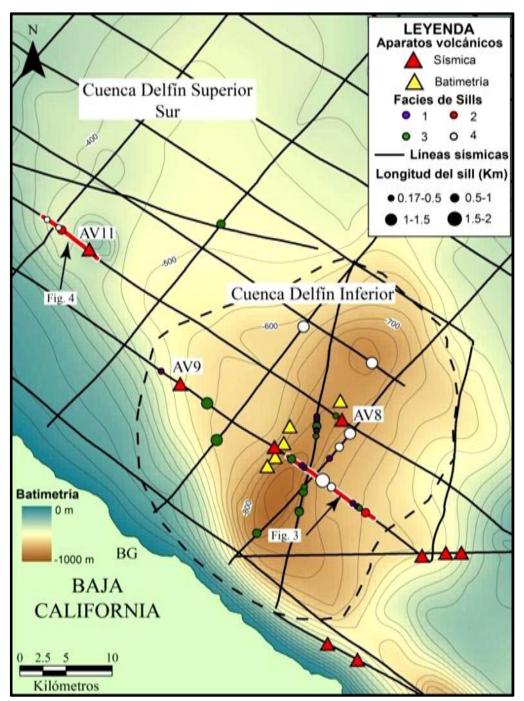


Figura 25. Localización de *sills* identificados en las líneas sísmicas de Ulloa99-5 en el norte del Golfo de California. El punto marca el centro del *sill*, el color se refiere a la facies y el tamaño indica su longitud. Los segmentos en rojo de las líneas sísmicas corresponden a las secciones de las figuras 26 y 27. El área de la línea negra punteada encierra a los *sills* identificados dentro de la cuenca Delfín Inferior. Los *sills* predominan en la cuenca Delfín Inferior y están asociados a la falla Delfín Inferior Sur (Figura 2). Los *sills* que se encuentran en la cuenca Delfín Superior Sur están relacionados con el edificio volcánico AV11.

En el flanco norte de la cuenca DI se observan deformaciones (domos) del sedimento que pueden ser originadas por intrusiones que se encuentran por debajo de los 2s (TDDV). En el extremo SW de la cuenca Delfín Superior se encuentran las facies 2 y 4 junto al volcán AV11 (Figuras 2 y 4). En esta cuenca se observan menor cantidad de *sills* con respecto a la cuenca Delfín Inferior. Los *sills* de la facies 4 están asociados a la falla que controla el margen norte de esta cuenca (Figura 27).

De manera general, los *sills* en el norte del Golfo de California se encuentran asociados a fallas y/o edificios volcánicos que emergen de la superficie del fondo marino. Predominan en los extremos SW de las cuencas Delfín Inferior y Delfín Superior Sur. En las líneas sísmicas, estos *sills* varían de longitud de 170 a 2000 m y se encuentran en un rango de profundidad de 150 a 1000 ms.

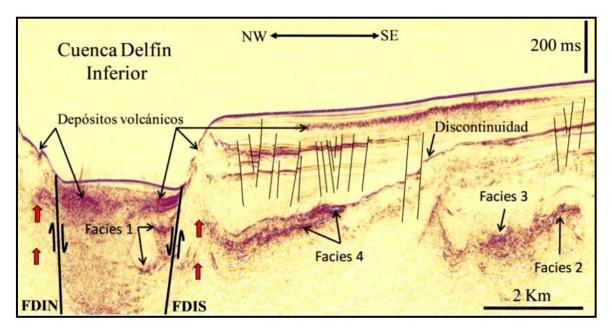


Figura 26. Línea sísmica ul60 a través de la cuenca Delfín Inferior. En esta línea se identificaron las facies 1 y 4 asociadas a la falla que delimita el margen sur de esta cuenca. Los sills de la facies 4 se encuentran emplazados por debajo de una discordancia. Los márgenes de esta cuenca así como la parte axial presentan depósitos volcániclásticos. Las flechas rojas indican el ascenso de magma a través de las fallas que controlan el graben axial de la cuenca Delfín Inferior. Abreviaciones: FDIN = Falla Delfín Inferior Norte y FDIN = Falla Delfín Inferior Sur. Línea sísmica sin control automático de ganancia. Localización del perfil sísmico en la Figura 25.

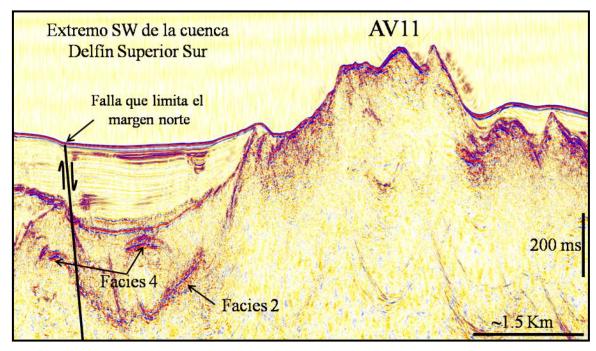


Figura 27. Línea sísmica ul62 al pie del margen continental de Baja California (Figura 25). Sills localizados en el extremo SW de la cuenca Delfín Superior Sur. Estos sills se encuentran relacionados al volcán AV11. Cuerpos identificados como sills de la facies 4 se encuentran asociados a la falla que controla el margen norte de esta cuenca. Línea sísmica sin control automático de ganancia.

IV.2Estimación de la densidad de magmas a partir de la composición química de rocas volcánicas cuaternarias

La densidad de magmas de distinta composición se obtuvo a partir de 30 análisis químicos de muestras colectadas en el NGC. Los sitios de los que se tienen muestras con análisis geoquímicos de óxidos mayores y elementos traza son las cuencas Delfín Inferior (16) y Delfín Superior (4), el Canal de Ballenas (1), Roca Consag (2) y las islas San Luis (3), Coronado (3) y Ángel de la Guarda (1) (Figuras 28 y 29 y Anexo 2).

De acuerdo a la clasificación TAS, 10 muestras son riolitas, siete dacitas, 11 andesitas y dos basaltos (Figura 30). Las riolitas se localizan en las cuencas Delfín Inferior y Delfín Superior y en Isla San Luis. En la cuenca Delfín Inferior las riolitas se recolectaron de los volcanes AP2 y AV7, descritos en el apartado de edificios volcánicos, y en el escarpe que limita el norte de la depresión axial de la cuenca Delfín Inferior (Figura 29). En la cuenca Delfín Superior, las riolitas se recolectaron del volcán AV11 (Figura 28). Las dacitas se encuentran en ambos lados del Canal de Ballenas, una en la isla Coronado y otra en la costa central de isla Ángel de la Guarda. Hacia el norte el volcán de Isla San Luis incluye lavas dacíticas (Paz-Moreno y Demant, 1992), y otra muestra de lava dacítica proviene de Roca Consag localizada en la cuenca Wagner (Figura 28). Las muestras de andesitas provienen, una de Isla San Luis y 10 de los márgenes norte y sur de la cuenca Delfín Inferior (en el margen norte se encuentran en los volcanes AV7 y AP4) (Figuras 28 y 29). Los dos muestras de basalto se localizan, una en la parte profunda del Canal de Ballenas y otra en la cuenca Delfín Inferior en el volcán AP4 (P. Lonsdale comunicación escrita) (Figuras 28 y 29).

Litológicamente las muestras de andesita y riolita corresponden a depósitos volcaniclásticos de Isla San Luis. Otras muestras que corresponden a rocas piroclásticas provienen del volcán AV11 localizado en la cuenca Delfín Superior y de los volcanes AP2, AP3, AP4 y AV7 localizados en la cuenca Delfín Inferior. El basalto del Canal de Ballenas también es un depósito volcaniclástico asociado a un pequeño monte submarino. Las dacitas corresponden a flujos de lava de las islas Coronado y Ángel de la Guarda.

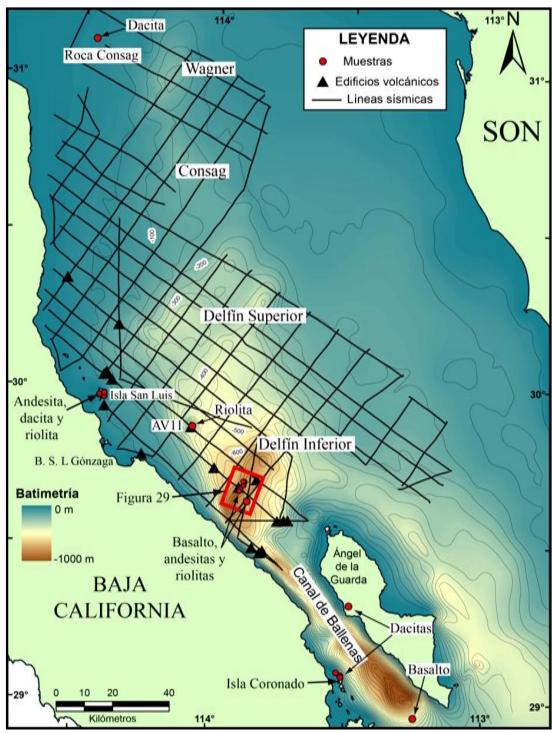


Figura 28. Localización de las muestras utilizadas para el cálculo de densidad de magma. Las dos muestras de Roca Consag (dacitas) y las cuatro muestras de la cuenca Delfín Superior (riolitas de AV11) se encuentran en el mismo lugar, por lo que no se puede diferenciar su localización a esta escala. La localización de las muestras de la cuenca Delfín Inferior se observan con más detalle en la Figura 29. Los triángulos negros corresponden a volcanes submarinos identificados en líneas sísmicas.

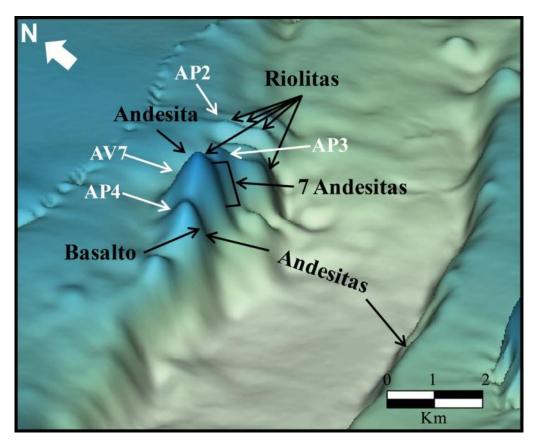


Figura 29. Muestras recolectadas en la cuenca Delfín Inferior (Anexo 1). Los edificios volcánicos del margen norte están constituidos por lapilli y bombas vítreas vesiculadas.La muestra de basalto corresponde a una roca microfanerítica y es un xenolito de microgabro (Martín-Barajas comunicación personal). Ver localización en la Figura 28.

Roca Consag es una lava microfírica asociada a un posible domo sin evidencia de depósitos piroclásticos asociados. El basalto colectado en la cuenca Delfín Inferior es anómalo ya que presenta textura microfanerítica de gabro y se interpreta como un posible xenolitohipabisal en los depósitos piroclásticos que forman el edificio volcánico AP4(Martín-Barajas, comunicación personal).

Los análisis químicos utilizados (Anexo 2) para el cálculo de densidad fueron recalculados al 100% sin tomar en cuenta la pérdida por ignición (LOI). La densidad se obtuvo en función de la composición, presión y temperatura con la ecuación (6). Para cada muestra se obtuvieron dos valores de densidad, la densidad máxima se obtuvo con la cantidad mínima de agua (LOI) y la densidad mínima con la cantidad máxima de agua.

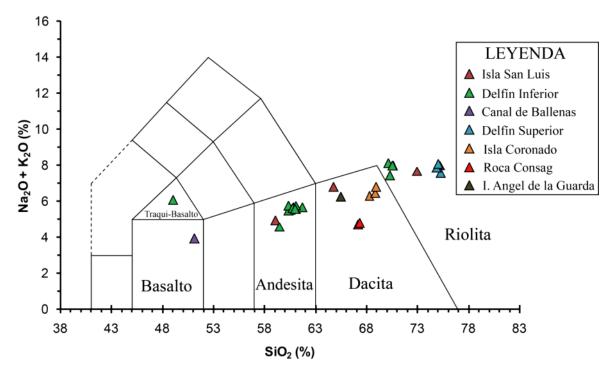


Figura 30. Diagrama TAS de las muestras del NGC. La mayoría de las muestras corresponden a magmas diferenciados.

Siguiendo la metodología del capítulo III, el contenido mínimo de agua utilizado para el cálculo de la densidad máxima fue de 0.6% para las riolitas y de 0% para las demás composiciones (basalto, andesita y dacita). Para calcular la densidad mínima del magma se utilizaron los valores de la Tabla II, excepto para la muestra de andesita 13 que presenta un valor de pérdida por ignición de 2.4%. La muestra de basalto de la cuenca Delfín Inferior (DI12) reporta un valor de LOI de 6.26%,lo más probable es que este resultado se deba a algún error del análisis químico, por lo que su densidad máxima y mínima se obtuvo con valores de 0 y 1%, respectivamente.La muestra de riolita DI4 es la única de esta composición en la que no se reporta LOI, y para calcular su densidad máxima se utilizó el promedio de las demás riolitas que fue de 1.9%.

En el diagrama TAS (Figura 30) se puede observar que la actividad volcánica en el norte del Golfo de California está representada por andesitas, dacitas y riolitas. El traqui-basalto localizado en la cuenca Delfín inferior tiene una textura microgranular, por lo que corresponde a una roca hipabisal. La muestra de basalto de la parte profunda del Canal de Ballenas es el magma menos diferenciado que ha sido descrito en el norte del Golfo de

California. Esta roca proviene de un pequeño volcán submarino en el eje del Canal en donde los sedimentos tienen muy poco espesor.

Los rangos de densidad obtenidos son de 2.22 - 2.37 g/cm³para las riolitas, 2.30 - 2.47 g/cm³para las dacitas, 2.42 - 2.55 g/cm³para las andesitas y 2.60 - 2.68 g/cm³para los basaltos (Figura 31).

En la Figura 31 se puede observar que hay traslape de los rangos de densidad de las riolitas, dacitas y andesitas, pero no de basalto, el cual se separa del rango de las andesitas.

RANGOS DE DENSIDAD DE MAGMAS DEL NGC

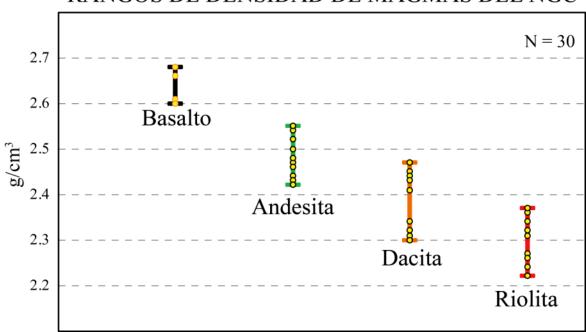


Figura 31. Rangos de densidad para magmas del NGC de distinta composición. Los puntos amarillos corresponden a los valores de densidad de cada muestra. Cada muestra incluye dos valores de densidad dependiendo del contenido mínimo y máximo de agua para cada tipo de magma.

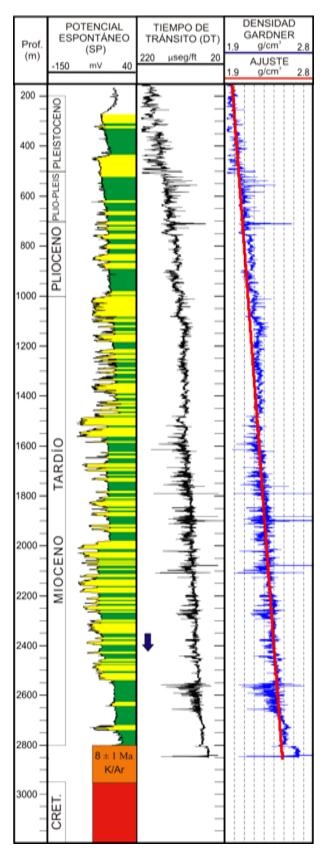
IV.3 Densidad de los sedimentos a partir del registro de velocidad

Se utilizó el registro de velocidad (DT) de los pozos P, W-1, C y W-3ubicados en el NGC para obtener la variación de la densidad del sedimento con la profundidad (Figura 3). También se utilizaron los registros de potencial espontáneo (SP) y rayos gamma (GR) para realizar una interpretación litológica de la secuencia sedimentaria de las cuencas Consag y Wagner y de la Plataforma de Puertecitos (Figura 3). La edad de los sedimentos en estos pozos se conoce a partir de análisis micropaleontológicos realizados por Heleneset al. (2009) y en PEMEX (1982). La cima de los sedimentos consolidados se considera donde la densidad toma un valor de 2.4 g/cm³.

IV.3.1 Pozo P

El pozo Pse localiza en la Plataforma Puertecitos (Figura 3) y tiene una profundidad de 3191 m. Este pozo cortó basamento cristalino (3191-2950 m de profundidad) que corresponde a una diorita cuarcífera (PEMEX, 1982). No se tienen edades radiométricas pero se infiere que es de edad Cretácico Superior, consistente con la edad del Batolito Peninsular. Sobreyaciendo a la diorita se encuentra un flujo de lava andesítica de 150 m de espesor (2950 – 2800 m) con una edad K-Ar de 8 ± 1 Ma (Martín-Barajas et. 2006). Los 2800 m superiores corresponden a una secuencia sedimentaria del Mioceno Tardío-Pleistoceno. El Mioceno Tardío tiene un espesor de 1800 m (2800–1000 m de profundidad) y está representado por una alternancia de lutitas y areniscas (~50:50). La secuencia Plioceno-Pleistoceno tiene un espesor de 1000 m y contiene gruesos paquetes de lodolita (~50 m) con areniscas intercaladas (Figura 32).

El polinomio de primer grado muestra un buen ajuste (r = 0.97) con los datos de densidad calculados en toda la columna sedimentaria y sólo el intervalo de las lavas andesíticas produce un salto hacia valores más altos de densidad cercanos a 2.63 g/cm³. En el rango de profundidad de 150 a 2800 m, la densidad de los sedimentos varía de 2 a 2.5 g/cm³. La cima de los sedimentos consolidados se encuentra a ~2400 m de profundidad.



POZO P



Figura 32. Registros geofísicos del pozo P-1. En la columna 1 la interpretación litológica es con base en el registro SP y descripciones de muestras de canal (Reporte final de pozo, PEMEX, 1982). En la columna 2 se observa la curva de tiempo de tránsito (DT). En la columna 3 se presenta la curva de densidad (azul) obtenida con la ecuación de Gardner (1974) a partir del registro DT. La curva roja corresponde a un ajuste polinomial de primer grado con un coeficiente de correlación de 0.97.

IV.3.2 Pozo W-1

El pozo W-1 se localiza 30 Km al norte del depocentro de la cuenca Wagner (Figura 3), tiene una profundidad de 5590 m yen la base de la secuencia sedimentaria se encuentra un intervalo 2950 m de espesor constituido por una alternancia de lodos y arenas (~50:50) de edad Mioceno sin diferenciar (Helenes et al. 2009). Sobreyaciendo a esta secuencia se encuentra un paquete de arenas y lodos de ~2660 m de espesor de edad Plioceno y la base y cima de este paquete contienen intervalos de arenisca de hasta 150 m de espesor. Los 380 m superiores de este pozo corresponden a una secuencia arenosa del Pleistoceno (Figura 33).

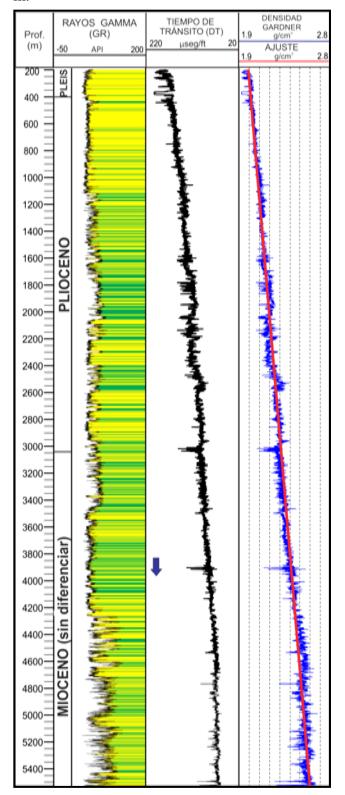
El registro de lentitud (DT) del pozo W-1 tiene una longitud de 5100 m (400-5500 m de profundidad). El rango de densidad obtenido a partir del registro DT para este pozo es de 2 a 2.6 g/cm³ (Figura 33). Los datos de densidad ajustan bien con un polinomio de segundo grado que tiene un comportamiento casi lineal hasta los 4600 m. A partir de esa profundidad los valores de densidad se mantienen casi constantes (Figura 33).

IV.3.3 Pozo C

El pozo C se encuentra 8 Km al NW del depocentro de la cuenca Consag (Figura 3) y tiene una profundidad de 4930 m. Los 1310 m inferiores corresponden a una intercalación de lutitas y areniscas (~50:50) del Mioceno Medio (Helenes et al. 2009). Sobreyaciendo al Mioceno Medio se encuentra un intervalo de 1780 m del Mioceno Tardío constituido en un 65% por lodolitas. Por encima del Mioceno Tardío se encuentra un paquete de 1380 m de espesor del Plioceno temprano conformado en un 70% por lodolitas. Los 455 m superiores corresponden a arenas pobremente consolidadas del Pleistoceno (Figura 34).

El intervalo del registro de lentitud para este pozo es de 400 a 4925 m de profundidad. En ese rango de profundidad, la densidad del pozo C varía de 1.9 a 2.6 g/cm³. Los datos de densidad se ajustan a un polinomio de segundo grado que tiene un comportamiento casi líneas hasta los 3200 m, a partir de esta profundidad el aumento de la densidad con la profundidad disminuye (Figura 34). A los 2450, 3050 y 4000 m de profundidad se observan intervalos arenosos en los cuales la densidad disminuye entre 0.2 y 0.3 g/cm³ respecto a la

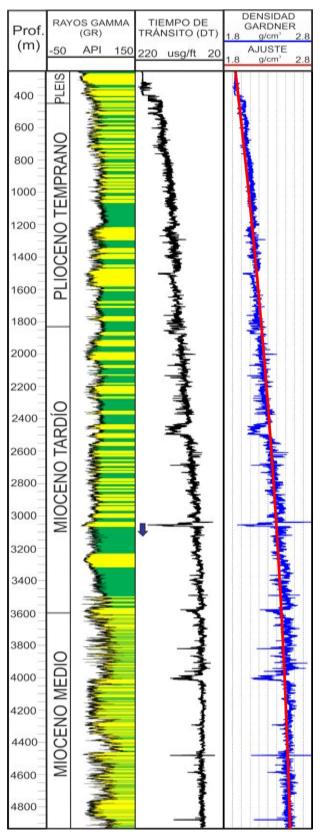
línea de ajuste (Figura 34). La cima de los sedimentos consolidados se encuentra a ~3900 m.



POZO W-1



Figura 33. Registros geofísicos del W-1. Lainterpretación pozo litológica está basada en el registro GR y en descripciones de muestras de canal reportadas en el informe final del pozo (PEMEX, 1982). En la columna 2 se observa la curva de tiempo de tránsito (DT). En la columna 3 se presenta la curva de densidad (azul) obtenida con la ecuación de Gardner (1974) a partir del registro DT. El ajuste que mejor representa los datos es un polinomio de segundo grado con un coeficiente de correlación de 0.98.



POZO C



Figura 34. Interpretación litológica y registros geofísicos del pozo C. En la primera columna de la izquierda se muestra lainterpretación litológica basada en el registro GR y descripciones de muestras de canal. En la columna 2 se observa la curva de tiempo de tránsito (DT). En la columna 3 se presenta la curva de densidad (azul) obtenida con la ecuación de Gardner (1974) a partir del registro DT y el ajuste que mejor representa los datos (línea roja).El ajuste es un polinomio de segundo grado con un coeficiente de correlación de 0.97.

IV.3.4 Pozo W-3

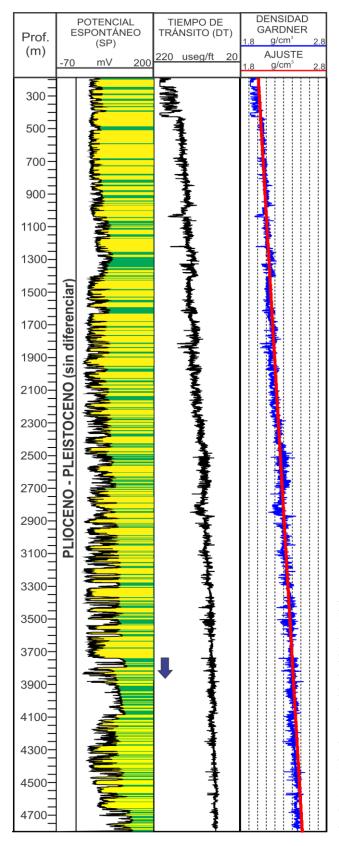
Se localiza 16 Km al NW del pozo W-1 (Figura 3) y tiene una profundidad total de 4800 m. La edad de Plioceno-Pleistoceno para este pozo se estima a partir de reportes de PEMEX y la posible correlación con el pozo W-1. La secuencia sedimentaria de este pozo consiste en una intercalación de arenisca y lodolita en proporción similar (~55:45) (Figura 35).

El registro de lentitud para este pozo tiene una longitud de ~4400 m (de 400 a 4800 m de profundidad). En ese rango de profundidad la densidad varía de 2 a 2.5 g/cm³ y aumenta de manera lineal con la profundidad hasta los 4400 m. Por debajo de esta profundidad la densidad se mantiene casi constante (Figura 35). Los datos de densidad son bien representados por un polinomio de segundo grado (Figura 35).

El pozo W-3 es el único que cuenta con un registro de densidad en el intervalo (430-2860 m). Esto permite hacer una comparación entre la densidad obtenida utilizando la velocidad y la densidad medida directamente en el pozo. En la Figura 36 se puede observar que la densidad obtenida con la ecuación de Gardner (1974) sigue la misma tendencia que la densidad del registro de pozo (Figura 36). De manera general, la densidad obtenida a partir de la velocidadpresenta una curva más suavizada con respecto a la densidad de registro de pozo. A partir de los ~2400 m de profundidad la densidad obtenida de DT presenta valores menores a los de la densidad de pozo (Figura 36).

IV.3.5 Densidad promedio de los sedimentos del norte del Golfo de California

El intervalo de profundidad con que se cuenta con registro de velocidad tomando en cuenta los 4 pozos es de 150 a 5535 m. El aumento de la densidad de los sedimentos con la profundidad en el norte del Golfo de California es similar en los pozos W-1, C y W-3, mientras que el pozo P presenta un mayor gradiente (Figura 37). El polinomio de segundo grado que representa el promedio de la densidad de los sedimentos en el NGC presenta una variación de 2 a 2.6 g/cm³ para el intervalo de 150-5500 m.



POZO W-3



Figura 35. Interpretación litológica y registros geofísicos del pozo W-3. En la primera columna de la izquierda se muestra lainterpretación litológica basada en el registro SP y descripciones de muestras de canal. En la columna 2 se observa la curva de tiempo de tránsito (DT). En la columna 3 se presenta la curva de densidad (azul) obtenida con la ecuación de Gardner (1974) a partir del registro DT y el ajuste que mejor representa los datos (línea roja).El ajuste es un polinomio de segundo grado con un coeficiente de correlación de 0.97.

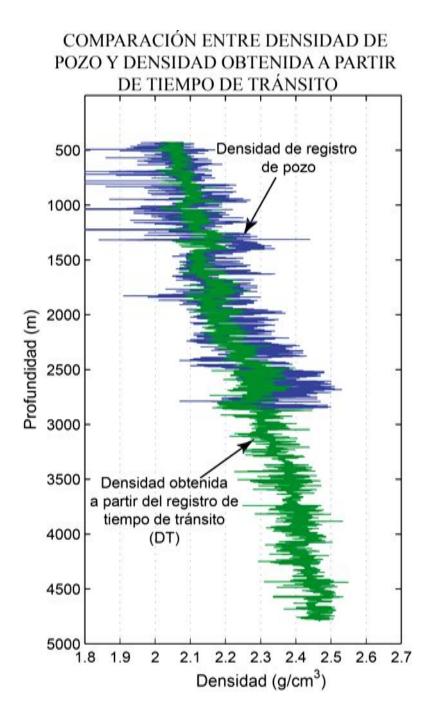


Figura 36. Comparación entre el registro de densidad del pozo (DRP) y la densidad obtenida a partir del registro de tiempo de tránsito (DT) por medio de la ecuación de Gardner (1974) (DTT) en el pozo W-3. En los primeros 1400 m de profundidad la DTT se ubica en la parte central de la DRP, a partir de esta profundidad la DTT es ligeramente menor que la DRP. El mayor desajuste se localiza en el intervalo 2500-2700 m de profundidad con una diferencia máxima de 0.1 g/cm³.

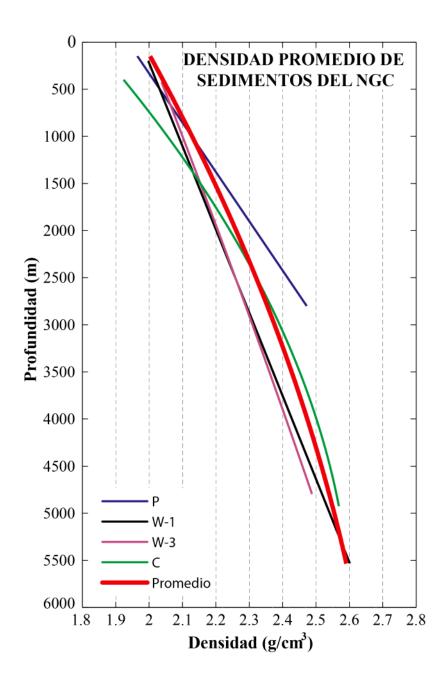


Figura 37.Curvas de densidad de los pozos P, W-1, W-3 y C obtenidas mediante el ajuste de polinomios de primer y segundo orden a los datos de densidad. La línea roja representa el promedio de las curvas de ajuste que muestran el aumento de la densidad con la profundidad en el NGC.

IV.4 Niveles de flotación neutra de magmas de distinta composición en el norte del Golfo de California.

En las secciones anteriores se mostraron los resultados obtenidos del cálculo de densidad de magmas de distinta composición a partir de análisis químicos (Bottinga y Weill, 1970) y de la densidad delossedimentos utilizando el registro de lentitud (DT) de 4 pozos y la relación de Gardner (1974).

Para obtener los niveles de flotación neutra, los rangos de densidad de cada composición de magma fueron ubicados en la curva de densidad de sedimento y proyectados en el eje de profundidad (Figura 1).

El nivel de flotación neutra que se obtuvo para magmas riolíticos fue de 1680-2950 m, para magmas dacíticos 2330-3960 m, para magmas andesíticos 3430-4950 m y para magmas basálticos 5680-7420. Debido a que la curva de densidad de sedimento llega hasta 5535 m, se extrapoló la curva hasta el nivel de flotación máximo para magmas basáltico estimado en 5680 m de profundidad en la columna sedimentaria.

El traslape de los rangos de densidad de los magmas riolíticos, dacíticos y andesíticos se reflejado en los niveles de flotación neutra (Figura 38). En cambio, el límite superior del nivel de flotación neutra del magma basáltico no alcanza el límite inferior de un magma andesítico, por lo que no se traslapan.

Utilizando la curva de densidad, se calculó la presión litostática en función de la profundidad (Figura 1). Esto se realizó con la finalidad de encontrar la profundidad de la presión crítica del agua³ la cual es de ~21 Mpa (McBirney, 1963). Esta presión se alcanza a ~1 Km de profundidad (Figura 38) en el norte del Golfo de California.

_

³ Es la presión sobre la cual no hay distinción entre la fase sólida y líquida del agua. La densidad del agua sobre este punto aumenta muy poco. Por debajo de la presión crítica el volumen del agua aumenta exponencialmente conforme disminuye la presión (Cas y Wright, 1987).

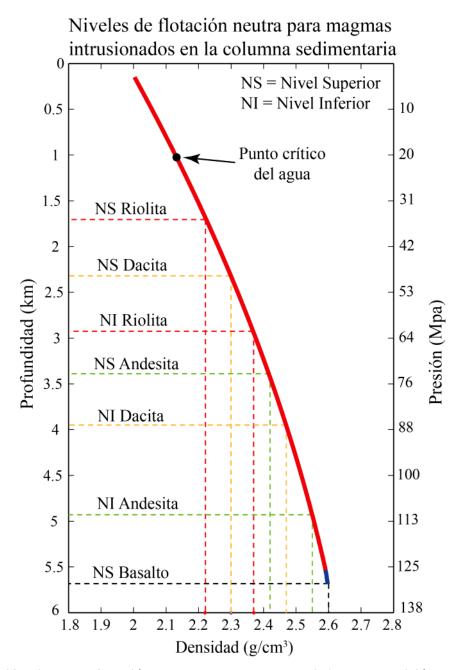


Figura 38. Niveles de flotación neutra para magma de distinta composición en el norte del Golfo de California. La línea azul es una extrapolación de la curva de densidad hasta el nivel superior de los basaltos. La presión crítica del agua se alcanza a ~1 Km de profundidad por debajo del fondo marino, lo que significa que a esa profundidad un magma riolíticocomienza a exolver volátiles y la vesiculación disminuye rápidamente la densidad del magma.

CAPÍTULO V. DISCUSIÓNY CONCLUSIONES

V.1 Localización del magmatismo reciente en el norte del Golfo de California y su relación con el fallamiento.

La actividad magmática en el NGC se localiza principalmente en las cuencas Delfín Inferior (DI), Delfín Superior Sur (DSS) y en el margen oriental de la península de Baja California, incluyendo el Canal de Ballenas y está claramente relacionada con zonas de falla (Figura 39).

Esta actividad magmática está representada por volcanismo submarino, volcanismo subaereo y por intrusivos que fueron identificados en las líneas sísmicas de Ulloa99-5. La actividad volcánica submarina está representada por edificios volcánicos y depósitos volcaniclásticos. En el NGC se identificaron 23 elevaciones que fueron catalogadas como edificios volcánicos, sin embargo, algunas de estas construcciones pueden originarse por la acumulación de volcaniclásticos retrabajadoso pueden ser altos de basamento (colinas abisales) (Schmidt y Schminke, 2000). Para identificar cuales construcciones volcánicas corresponden a puntos de emisión (volcanes), se utilizaron criterios morfológicos, la ubicación de las muestras y la relación que guardan estas construcciones con depósitos volcaniclásticos, quedando así 20 edificios volcánicos y 3 colinas abisales (AV2, AV13, AP6). Si bien la mayor parte de los edificios volcánicos identificados en las líneas sísmicas de Ulloa99-5 ya habían sido reportados por Persaud et al. (2003) y el edificio volcánico AV11 fue originalmente reportado por Henyey y Bischoff (1973), no se había realizado una descripción detallada de su morfología y ni de sus depósitos. La velocidad promedio de ~1500 m/s que se obtuvo en los edificios volcánicos identificados en líneas sísmicas y batimetría de alta resolución, indica que estos volcanes están formados exclusivamente por depósitos piroclásticos, lo cual es consistente con las muestras que han sido colectadas mediante nucleador de gravedad (Martín-Barajas et al. 2008 y) y mediante robot autónomo (Lonsdale et al. 2008, comunicación escrita).

La mayor actividad volcánica se registra a lo largo de las fallas que controlan la subsidencia del graben axial de la cuenca Delfín Inferior. En ambos márgenes, ocurren erupciones por

fisura las cuales producen una cadena de cinco volcanes submarinos en el margen norte y dos volcanes submarinos en la prolongación NE de la falla que limita el margen sur de la cuenca (Figura 9).

Asociados a los volcanes submarinos se encuentran depósitos volcaniclásticos que muestran una distribución variable. Los depósitos de mayor extensión se asocian al volcán AV11 localizado en la cuenca Delfín Superior Sur (Figura 19). El depósito volcaniclástico más reciente asociado a este volcán cubre un área de ~750 Km² y se extiende hacia el noreste del volcán submarino. La distribución de los depósitos volcaniclásticos inferiores asociados a este mismo volcán puede ser similar, sólo que su correlación entre líneas sísmicas se dificulta debido a que los depósitos más someros reflejan gran cantidad de energía sísmica y a la presencia de zonas difusas probablemente originadas por la migración de fluidos (Judd y Hovland, 1992).

Los depósitos asociados a los márgenes de la cuenca Delfín Inferior tienen una distribución más reducida con una longitud promedio de ~2.5 Km. La mayor acumulación se presenta en el graben axial con un espesor promedio de ~35 ms (~26 m) (Figura 21). Los depósitos volcaniclásticos más someros se identificaron en los alrededores de Isla San Luis (Figura 17), en donde Hausback y colaboradores (2003) reportaron edades de ¹⁴C en bioclástos intercalados en los depósitos volcánicos que indican que la última erupción en el volcán de Isla San Luis ocurrió hace ~1200 años. Esta erupción originó depósitos de caída de lapilli y bombas riolíticas asociados a un criptodomo que cubre el cráter (Paz-Moreno y Demant, 1999).

La mayoría de los depósitos volcaniclásticos en el área de estudio se caracterizan por tener una cima que genera una reflexión de alta amplitud y polaridad negativa (Figura 19), esto implica que son depósitos de menor velocidad y/o densidad que el sedimento que los sobreyace. Esta característica junto con su relación directa a un edificio volcánico permitió identificarlos de manera más confiable.

Los intrusivos tipo *sill* identificados en el NGC se localizan en el graben axial y en los márgenes de la cuenca Delfín Inferior y en menor medida en la cuenca Delfín Superior Sur asociados al volcán AV11 (Figura 25). En la cuenca DI predominan los *sills* de las facies 1 y 3, las cuales corresponden a *sills* en forma de U y "cacerola", respectivamente.

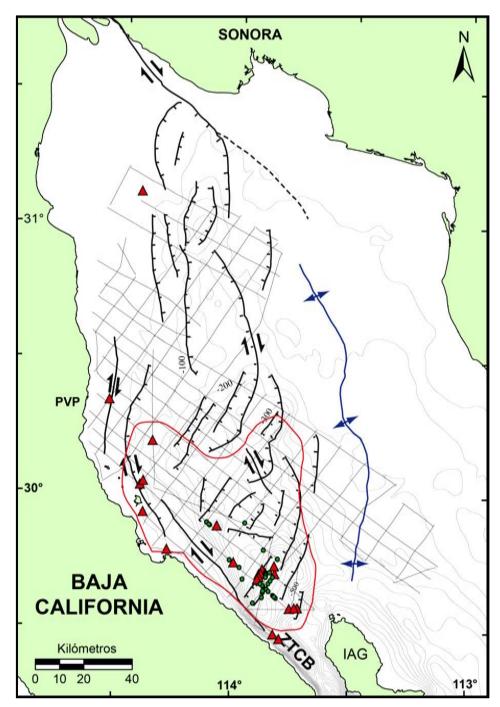


Figura 39. Distribución de la actividad magmática en el norte del Golfo de California. Los triángulos rojos corresponden a edificios volcánicos identificados en líneas sísmicas y batimetría. Los círculos verdes indican el centro de los *sills*. La línea roja delimita el área en que se reconocieron depósitos volcaniclásticos. Los aparatos volcánicos y *sills* se encuentran a lo largo de las fallas de movimiento lateral derecho cerca de la costa de Baja California y de las fallas que se desprenden de éstas y controlan la subsidencia en las cuencas Delfín Inferior y Delfín Superior. Abreviaciones y nombres y recopilación de fallas igual que en la Figura 2.

Los *sills* más profundos que fueron identificados se encuentran a ~1s (TDDV). La poca penetración de la energía sísmica de Ulloa99-5 no permite ver a mayor profundidad, sin embargo, Paz-López (2000) en un perfil sísmico identificó intrusivos entre 1 y 3 s (TDDV) en la cuenca Delfín Inferior. González-Fernández et al. (2005) identificaron difracciones entre 2 y 3 s (TDDV) por debajo de la parte central de la cuenca Delfín Superior las cuales asociaron a intrusivos. Probablemente, estos intrusivos provocan las deformaciones de sedimento observadas en el margen norte de la cuenca Delfín Inferior y la liberación de fluidos que dificultan la correlación de horizontes en la cuenca Delfín Superior. Más al norte, en la zona axial de la cuenca Consag, Sojo (2012) reporta un reflector profundo (4 s TDDV) que interpreta como intrusivo. Este reflector profundo no corresponde al basamento continental, el cual desaparece varios kilómetros al oeste del eje de la cuenca.

La ocurrencia de la actividad volcánica en el NGC ocurre en las zonas de extensión y también se presenta en fallas de movimiento lateral en la continuación al norte de la zona de falla de Canal de Ballenas.Las fallas que se desprenden a partir de ésta forman un arreglo de "cola de caballo" y cambian de orientación hacia el NNE y controlan la subsidencia de las cuencas Delfín Inferior y Delfín Superior Sur (Figura 39). Estas zonas coinciden con las fallas que presentan mayor desplazamiento y posiblemente en estas zonas ocurra la mayor extensión, siendo lugares propicios para el ascenso de magma.

Las cuencas sedimentarias localizadas en el margen oriental NGC sobre corteza continental adelgazada, acumulan gran cantidad de extensión y tienen un espesor sedimentario similar a la cuenca Delfín Superior, sin embargo, no presentan actividad magmática (*ej.* Tepoca, Altar y Tiburón) (Aragón-Arreola y Martín Barajas, 2007 y Pacheco-Romero et al. 2006). Posiblemente, la actividad magmática registrada en las cuencas activas del NGC indica las zonas donde ya ocurrió el rompimiento de la corteza continental, y el ascenso de magma basáltico en la base de la secuencia sedimentaria ha creado una corteza transicional formada por intrusiones basáltico-andesíticas y metasedimentos. A menor profundidad, los depósitos volcaniclásticos e intrusivos diferenciados inyectados en los sedimentos predominan en la parte superior de esta corteza transicional. Esto es representado en perfiles de refracción sísmica, donde las velocidades muestran una capa de sedimentos intrusionados ~7 Kmsobreyaciendo una capa de ~7 Km de espesor con velocidades que

corresponden a composiciones máficas (González-Fernández et al. 2005). Este tipo de corteza también ha sido sugerido por Fuis y Kohler (1984) para la región de Valle Imperial.

V.2 Densidad delos magmasen el norte del Golfo de California

La disponibilidad de muestras con análisis químicos de óxidos mayores en roca total permitió estimar la densidad del magma en función de su composición química, presión (P), temperatura (T) y contenido de volátiles (Spera, 2000). La densidad del magma en función de la composición está determinada por la densidad y proporción de cada constituyente, de manera que el de Fe, Mg, Ti y Ca aumentan su densidad, mientras que Na, K y Si la disminuyen. Las muestras con una composición extrema de los magmas en el NGC (muestras DS2 y CB1) presentan una variación de la densidad de ~12% a la misma P y T. La variación de la densidad con la presión está ligada a la composición, puesto que la presencia de Fe y Ca disminuyen la dependencia de densidad con la presión (Tabla I), mientras que K la aumenta. Una variación de 100 Mpa en riolitas del NGC produce un cambio de ~0.8% en la densidad, mientras que en el basalto produce un cambio de ~0.6%. En cuanto a la temperatura, un cambio de 100 °C produce variaciones de densidad de ~0.3% y ~0.6% para riolitas y basaltos, respectivamente. El contenido de volátiles tiene un efecto importante en la variación de la densidad del magma, especialmente el agua (Ochs III y Lange, 1997). En las muestras del NGC analizadas un aumento de 1% de agua produce un cambio promedio en la densidad de ~2% para cualquier composición. En resumen, la composición química del magma y el contenido de volátiles son los factores que más influyen en la densidad del magma. Las variaciones de presión y temperatura la afectan en menor medida.

Uno de los objetivos de este trabajo es evaluar el posible efecto de la cubierta sedimentaria en el ascenso de magmas, por eso se utilizó una presión de 100 Mpa (que equivale a una profundidad de ~4.5 Km en el NGC Figura 38) como adecuada para el cálculo de la densidad. El contenido máximo de agua para riolitas (4%) se obtuvo de la curva de solubilidad de agua a 100 Mpa (Moore et al. 1998). De acuerdo con los resultados de Moore et al. (1998), el aumento de la solubilidad de agua en magmas riolíticos disminuye de manera exponencial conforme aumenta la presión (*ej*. a 200 Mpa la solubilidad es de

~5.5%), en consecuencia, a mayor profundidad la disminución de la densidad producida por el aumento de agua (si el magma está saturado) es menor por el aumento de la presión. Los análisis químicos de riolitas presentan una pérdida por ignición inferior a 4%, por lo que este valor puede ser utilizado como la cantidad máxima de agua en el magma riolítico. La solubilidad de agua en un magma basáltico a 100 Mpa es de ~3% (Moore et al. 1998), sin embargo, los basaltos tipo MORB generalmente tienen menos de 1% de agua (Wallace y Anderson, 2000). Análisis isotópicos de las muestras diferenciadas utilizadas para el cálculo de la densidad, evidencian que los magmas diferenciados en el norte del Golfo de California se generan a partir de un magma padre tipo MORB (Martín-Barajas et al. 2008), por lo tanto, el valor de 1% es adecuado como el contenido máximo de agua para las muestras basálticas del NGC.

El contenido máximo de agua para dacitas y andesitas se consideró 2 y 3%, respectivamente, interpolando los valores de las riolitas y basaltos. La pérdida por ignición de los análisis químicos de dacitas y andesitas es menor que los valores máximos de agua, excepto para la muestra de andesita 13 de la cuenca Delfín Inferior. Posiblemente la cantidad de agua en las andesitas sea un poco mayor, sin embargo, la suma de elementos mayores del análisis químico es de 97% y el valor de LOI puede tener algún grado de error. Los resultados obtenidos del cálculo de densidad de magmas muestran que la densidad de magmas diferenciados puede traslaparse, pero no la densidad de un magma basáltico la cual se separa de la máxima densidad obtenida para un magma andesítico.

Los rangos de densidad obtenidos coinciden con valores reportados para las mismas composiciones con el mismo contenido de agua(Spera, 2000).

V.3 Densidad de la cubierta sedimentaria

El método de Gardner (1974) es uno de los más utilizados para obtener la densidad de rocas sedimentarias por medio de registros de velocidad. Los coeficientes utilizados en este cálculo se derivan de un ajuste realizado a datos de velocidad y densidad de distintas rocas sedimentarias (Anexo 1).

La comparación entre la densidad de pozo (DP) y la densidad obtenida a partir de la velocidad (DV) en el pozo W-3 muestra que la DV presenta una curva suavizada con respecto a DP. A partir de los ~2400 m se observa que DV presenta valores menores a DP, sin embargo, no contamos con datos más profundos para observar si está tendencia continua o si los datos vuelven a ser semejantes (Figura 36). De acuerdo con la gráfica de Gardner (Anexo 1),la densidad promedio de una secuencia de areniscas y lutitas en igual proporción será parecida a la densidad real, cualquier cambio en esta proporción puede cambiar un poco los valores de densidad. En el caso del pozo W-3 se puede esperar una densidad mayor a la real hasta ~4500 m de profundidad, debido a su mayor proporción de arenisca que lutita (Figura 35). El pozo W-1 puede presentar la misma tendencia del pozo W-3, mientras que los pozos C y P presentan areniscas y lutitas en igual proporción, por lo tanto, su densidad DV puede estar más cerca de la densidad real (Figuras 34 y 32).

La porosidad de los sedimentos es un factor que influye en su densidad, ya que la compactación aumenta con el tiempo de depósito (Allen y Allen, 2005). Este efecto se observa en las curvas de densidad de los pozos del área de estudio, donde las secuencias sedimentarias con mayor espesor de sedimentos recientes (ver límite Mioceno-Plioceno) se localizan en los pozos W-1 y W-3 y se observa un aumento lineal de la densidad a mayor profundidad (Figuras 33 y 35), mientras que los pozos P y C presentan menor espesor sedimentario de secuencias recientes y tienen un aumento mayor de la densidad con respecto a la profundidad (Figura 32). Otro factor que puede influir en la densidad delos sedimentos es la tasa de sedimentación, ya que a altas tasas de sedimentación los fluidos pueden quedar atrapados en los poros y conservar durante más tiempo la porosidad (Allen y Allen, 2005). Esto es consistente con el aumento de densidad de los pozos del área de estudio, puesto que los pozos W-1, W-3 y C se localizan cerca de los depocentros de las cuencas Wagner y Consag, respectivamente, mientras que el pozo P se localiza en la

Plataforma de Puertecitos cerca de la costa oriental de la península de Baja California (Figura 3).

Horizontes sobrepresurizados o cementados pueden cambiar la densidad de los sedimentos. Efectos producidos por horizontes presurizados sólo se observan en el pozo C, pero estos efectos son locales y no producen cambios significativos a la curva de ajuste de los datos (Figura 34).

La densidad de los sedimentos aumenta muy poco a partir de los ~4500 m de profundidad, y puede considerarse casi constante a partir de esta profundidad.

V.4 Efecto de la cubierta sedimentaria en el ascenso de magma basáltico en el norte del Golfo de California

La composición química de muestras de volcanes submarinos indica que sólo magmas diferenciados (riolita, dacita, andesita) son extruidos en las cuencas del norte del Golfo de California (NGC) (Figuras 28 y 29). Esto también ocurre en las cuencas de Cerro Prieto y Salton, donde el magma eruptado corresponde a dacitas y riolitas, respectivamente (Herzig 1990ySchmidt y Vázquez, 2006). Sin embargo, xenolitos de basaltos en las cuencas de Cerro Prieto, Salton y Delfín Inferior son co-genéticos con los magmas riolíticos y dacíticos y evidencian que el magma basáltico cristaliza a profundidad (Herzig, 1990 y Schmidt y Vázquez, 2006) y no asciende a la superficie en las cuencas con relleno sedimentario de varios kilómetros de espesor.

En contraste, las cuencas al sur de las islas Tiburón y Ángel de la Guarda, muestran una acumulación de sedimentos progresivamente menor. En la cuenca de Guaymas el magma basáltico intrusiona sedimentos someros, formando un complejo hipabisalsill-sedimento en la zona axial (Einsele, 1985). En esta cuenca se estima que el piso oceánico ocupa ~250 km de la separación de las márgenes continentales conjugadas y el espesor sedimentario y sus intrusiones basales se estiman en 2-3 km (Lizarralde et al. 2007). En la cuenca Farallón, los sedimentos alcanzan 1-1.5 km de espesor sobre un basamento acústico con características de intrusiones volcánicas (Piñero-Lajas, 2008 y Teutle-Gutiérrez, 2011). En el extremo sur, la cuenca Alarcón contiene magmas basálticos tipo MORB extrudidos en una franja de piso oceánico > 150 Km de ancho (Castillo et al. 2002 y Lizarralde et al. 2007).

Otra zona con baja acumulación de sedimentos es el Canal de Ballenas, en donde las muestras colectadas en la zona axial corresponden a basaltos eruptados a través de un delgado relleno sedimentario (Lonsdale, 1989). En síntesis, la principal diferencia entre las cuencas del norte y del sur del GC es el relleno sedimentario en el norte y el volcanismo basáltico en el sur.

El posible efecto de la cubierta sedimentaria en el ascenso de magma basáltico se puede apreciar en la intercepción de la curva de densidad de sedimentos y la densidad obtenida para magma basáltico (Figura 38). Este resultado muestra que el nivel de flotación neutra de magma basáltico se encuentra a ~5500 m de profundidad.

El nivel de flotación neutra ha sido propuesto como el nivel ideal para el emplazamiento de magmas (Corry, 1988), sin embargo, este modelo contradice observaciones de campo donde las intrusiones ocurren en rocas de menor densidad (Corazzato y Groppelli, 2004 y Lorenz y Haneke, 2004). En sísmica 3D incluso se ha observado que el magma intrusiona varios niveles estratigráficos al mismo tiempo (Cartwright y Hansen, 2006 y Thomson y Hutton, 2004).

Una aproximación más realista para el nivel de ascenso de magma basáltico a traves de una columna sedimentaria es considerar la sobrepresión del magma debido a la carga litostática, la cual le permite emplazarse por encima del nivel de flotación neutra (Bradley, 1965). Partiendo del Modelo Hidrostático de Volcanismo (HMV) de Cañón-Tapia (2009), se realizó un modelo 1D del balance de la presión litostática sobre magma basáltico acumulado en la base de la corteza (Figura 40) (ver detalles en Anexo 4). Considerando una resistencia ténsil de 5 Mpa y una densidad del magma basáltico de 2.68 g/cm³ se calcularon tres modelos 1D utilizando la estructura cortical de la cuenca Delfín Superior (Figura 41). En el sitio 1 se obtiene que en el margen NW de la cuenca Delfín Superior el magma basáltico podría ascender a la superficie con una presión de 2 Mpa. En los sitios 2 y 3 situados en el centro y el margen SE de la cuenca, el magma puede alcanzar una profundidad mínima de ~600 y ~200 m, respectivamente.

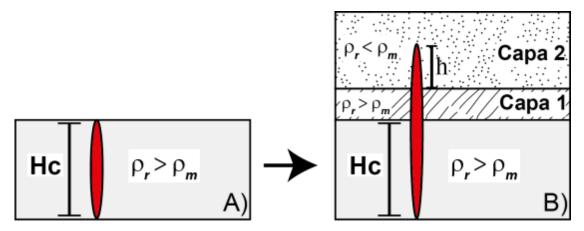


Figura 40. A) Altura crítica (Hc) que debe alcanzar la columna de magma en la región fuente o de acumulación para sobrepasar la resistencia ténsil de la roca y comenzar a ascender. B) Propagación del dique a través de la corteza. Cuando el magma pasa por una capa de menor densidad comienza a perder presión. Si el magma sale o no a la superficie depende de la densidad y espesor de la corteza, la resistencia ténsil de la roca encajonante y de la densidad del magma (ver detalles en anexo 4).

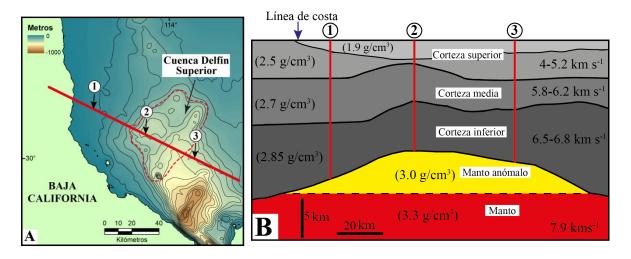


Figura 41. A) Localización del perfil de refracción sísmica en la cuenca Delfín superior (línea roja). B) Modelo cortical de González-Fernández et al. (2005) para la cuenca Delfín Superior y sitios que en los que se calculó la profundidad mínima de emplazamiento de magma basáltico.

Estos resultados son consistentes con las observaciones en las líneas sísmicas de Ulloa99-5, en donde no se detectaron intrusiones con morfologías cóncavas que indiquen el emplazamiento de magma basáltico. No obstante, en toda la cuenca se observa turbidez sísmica y perturbación de la estratificación debido a la migración de fluidos. Es probable que esta expulsión de fluidos sea producida por la intrusión de magma a mayor

profundidad. En trabajos previos se han interpretado intrusivos por debajo de ~1.5 Km de profundidad en la cuenca Delfín Superior (González-Fernández et al. 2005). En la cuenca Consag aparece un cuerpo de alta amplitud que puede relacionarse a un intrusivo a ~3.5 s (TDDV) (Sojo-Amezquita, 2012). Esto sugiere que el magma basáltico se emplaza por debajo del nivel máximo que puede alcanzar considerando únicamente la presión litostática, lo que puede ocurrir debido a discontinuidades mecánicas (contrastes de rigidez) en la columna sedimentaria, como fracturas y esquistosidad, las cuales pueden provocar el emplazamiento de magmas con una sobrepresión de entre ~6 y ~54 Mpa(Mazzarini y Musumeci, 2008).

Las manifestaciones volcánicas en el norte del Golfo de California indican que sólo magmas andesíticos-riolíticos pueden ascender a la superficie. Esto implica un proceso de diferenciación magmática en algún nivel de la corteza por cristalización fraccionada de magma basáltico y/o por asimilación cortical (Martín-Barajas et al., 2008). Schmitt y Vázquez (2006) proponen que el magma riolítico de SaltonButtes proviene de la fusión parcial de intrusivos basálticos con alteración hidrotermal. Cualquiera que sea el mecanismo de diferenciación, este proceso tiene el efecto de disminuir la densidad del magma.

Una vez que la diferenciación ocurre, el ascenso del magma es facilitado por fallas y por la exsolución de volátiles, principalmente del agua, originando erupciones que producen grandes volcanes submarinos y depósitos volcaniclásticos de gran extensión, como es el caso del volcán AV11 y sus depósitos piroclásticos que se extienden hasta 40 km en dirección ENE (Figura 18).

La cuenca Delfín Inferior tiene un espesor sedimentario menor en comparación al de la cuenca Delfín Superior y su batimetría es de 500 a 900 m. Aunque es una cuenca más joven (Lonsdale, 1989 y Nagy y Stock, 2000), está más alejada del aporte de sedimentos del Río Colorado, lo que produce una tasa de subsidencia tectónica mucho mayor a la tasa de sedimentación. En la cuenca Delfín Inferior, se identificaron *sills* de las facies 1 y 3 en el primer segundo (TDDV) y los aparatos volcánicos muestreados son predominantemente andesíticos y en menor proporción riolíticos (Figura 30), lo que sugiere que aún una

cubierta sedimentaria de pocos kilómetros de espesor puede impedir el ascenso de magma basáltico.

Los resultados de esta tesis permiten proponer que la potente cubierta sedimentaria tiene un control en el ascenso de magmas en las cuencas con posible piso oceánico en el norte del Golfo de California. La cubierta sedimentaria también tiene su papel en la formación de una corteza transicional, que estaría formada por metasedimentos e intrusiones máficas en la parte inferior y sedimentos, intrusiones silícicas y depósitos volcaniclásticos en la parte superior.

Posiblemente, elcalor producido por la cristalización de los magmas basálticos ylos procesos de diferenciación magmáticafue aislado por la potente cubierta sedimentaria que dificultó los sistemas de circulación de fluidos por convección (Davis et al. 1999 y Fisher et al. 2003). Esto pudo modificar la reología de la corteza permitiendo el flujo de corteza inferior (McKenzie y Jackson, 2002) retrasando así el proceso de ruptura continental en el norte del Golfo de California.

V.5 Conclusiones

- La actividad magmática en el norte del Golfo de California (NGC) se localiza principalmente en la cuenca Delfín Inferior y en las fallas laterales que son la prolongación hacia el norte de la zona de falla de Canal de Ballenas.
- ➤ Una potente cubierta sedimentaria en las cuencas del NGC actúa como un filtro de densidad para el ascenso de magmas basálticos y sólo magmas diferenciados ascienden a través de fallas, generando eventos explosivos.
- La cubierta sedimentaria favorece la formación de corteza transicional híbrida, compuesta por metasedimentos e intrusivos basálticos en la parte inferior y sedimentos, intrusivos diferenciados y depósitos volcaniclásticos en la parte superior.

BIBLIOGRAFÍA

- Aarnes, I., Svensen, H., Connolly, J.A.D. y Podladchikov, Y.Y. 2010. How contact metamorphism can trigger global climate changes: Modeling gas generation around igneous sills in sedimentary basins. Geochimica et Cosmochimica Acta. 74(24): 7179-7195 p.
- Aragón-Arreola, M. y Martin-Barajas, A. 2007. Westward migration of extension in the northern Gulf of California, Mexico.Geology. 35(6): 571-574 p.
- Aragón-Arreola, M., Morandi, M., Martín-Barajas, A., Delgado-Argote, L. y González-Fernández, A. 2005. Structure of the rift basins in the central Gulf of California: Kinematic implications for oblique rifting. Tectonophysics. 409(1–4): 19-38 p.
- Aragón-Arreola, M.d.J. 2006, Evolución estructural de las cuencas del norte y centro del Golfo de California. Implicaciones en la cinemática de apertura y en el acomodo de la deformación. Tesis de doctorado. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 118 p.
- Atwater, T. y Stock, J. 1998. Pacific-North America Plate Tectonics of the Neogene Southwestern United States: An Update. International Geology Review. 40(5): 375-402 p.
- Badley, M.E. 1985. Practical Seismic Interpretation. International Human Resources Development Corporation. 257 p.
- Bas, M.J.L., Maitre, R.W.L., Streckeisen, A. y Zanettin, B. 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. Journal of Petrology. 27(3): 745-750 p.
- Berndt, C., Planke, S., Alvestad, E., Tsikalas, F. y Rasmussen, T. 2001. Seismic volcanostratigraphy of the Norwegian Margin: constraints on tectonomagmatic break-up processes. Journal of the Geological Society. 158(3): 413-426 p.
- Berndt, C., Skogly, O.P., Planke, S., Eldholm, O. y Mjelde, R. 2000. High-velocity breakup-related sills in the Vøring Basin, off Norway.Journal of Geophysical Research. 105(B12): 28443-28454 p.
- Bottinga, Y. y Weill, D.F. 1970. Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components. American Journal of Science. 269(2): 169-182 p.

- Bradley, J. 1965. Intrusion of Major Dolerite Sills. Transactions of the Royal Society of New Zealand. 3: 27-54 p.
- Buck, W.R. 2009. Dynamics Processes in Extensional and Compressional settings: The Dynamics of Continental Breakup and Extension. En: Watts, A.B. (ed.). Crust and Lithosphere Dynamics.335-377 p.
- Cañón-Tapia, E. 2009. Hydrostatic principles of volcanic systems. En: T. Thordarson, S.S., G. Larsen, S. K. Rowland and A. Hoskuldsson (ed.). Studies in Volcanology: The Legacy of George Walker. Geological Society of London. London. 267-289 p.
- Cartwright, J. y Hansen, D.M. 2006. Magma transport through the crust via interconnected sill complexes. Geology. 34(11): 929-932 p.
- Cas, R.A.F. y Wright, J.V. 1987. Volcanic Successions. Chapman & Hall. Primera Edición. London. 528 p.
- Castillo, P.R., Hawkins, J.W., Lonsdale, P.F., Hilton, D.R., Shaw, A.M. y Glascock, M.D. 2002. Petrology of Alarcon Rise lavas, Gulf of California: Nascent intracontinental ocean crust. Journal of geophysical research. 107(B10): 2222 p.
- Chevallier, L. y Woodford, A. 1999. Morpho-tectonics and mechanism of emplacement of the dolerite rings and sills of the western Karoo, South Africa. South African Journal of Geology. 102(1): 43-54 p.
- Chevallier, L.P., Goedhart, M.L. y Woodford, A.C. 2001. Influence of dolerite sill and ring complexes on the occurrence of groundwater in Karoo fractured aquifers: a morphotectonic approach: report to the Water Research Commission. Water Research Commission. 146 p.
- Corazzato, C. y Groppelli, G. 2004. Depth, geometry and emplacement of sills to laccoliths and their host-rock relationships: Montecampione group, Southern Alps, Italy. Geological Society, London, Special Publications. 234(1): 175-194 p.
- Corry, C.E. 1988. Laccoliths: mechanics of emplacement and growth. Geological Society of America Special Paper 220. . 110 p.
- Davis, E.E., Chapman, D.S., Wang, K., Villinger, H., Fisher, A.T., Robinson, S.W., Grigel, J., Pribnow, D., Stein, J. y Becker, K. 1999. Regional heat flow variations across the sedimented Juan de Fuca Ridge eastern flank: Constraints on lithospheric cooling and lateral hydrothermal heat transport. Journal of geophysical research. 104(B8): 17675-17688 p.

- 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(24): 3545-3548 p.
- Dorsey, R.J. 2010. Sedimentation and crustal recycling along an active oblique-rift margin: Salton Trough and northern Gulf of California. Geology. 38(5): 4 p.
- Einsele, G. 1985. Basaltic sill-sediment complexes in young spreading centers: Genesis and significance. Geology. 13(4): 249-252 p.
- Fenby, S.S. y Gastil, R.G. 1991. Geologic-tectonic map of the Gulf of California and surrounding areas. En: Dauphin, J.P.ySimoneit, B.R. (eds.). The Gulf and Peninsular Province of the Californias. AAPG Mem. 79-83 p.
- Fisher, A.T., Davis, E.E., Hutnak, M., Spiess, V., Zuhlsdorff, L., Cherkaoui, A., Christiansen, L., Edwards, K., Macdonald, R., Villinger, H., Mottl, M.J., Wheat, C.G. y Becker, K. 2003. Hydrothermal recharge and discharge across 50 km guided by seamounts on a young ridge flank. Nature. 421(6923): 618-621 p.
- Fjeldskaar, W., Helset, H.M., Johansen, H., Grunnaleite, I. y Horstad, I. 2008. Thermal modelling of magmatic intrusions in the Gjallar Ridge, Norwegian Sea: implications for vitrinite reflectance and hydrocarbon maturation. Basin Research. 20(1): 143-159 p.
- 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 p.
- Fuis, G.S. y Kohler, W.M. 1984. Crustal structure and tectonics of Imperial Valley region, California. En: Rigsby, A.C. (ed.). The Imperial Basin-Tectonics, Sedimentation and Thermal Aspects The Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Los Angeles. 1-13 p.
- Galushkin, Y.I. 1997. Thermal effects of igneous intrusions on maturity of organic matter: A possible mechanism of intrusion. Organic Geochemistry. 26(11-12): 645-658 p.
- Gans, P.B. 1997. Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico. Tectonics. 16(3): 388-408 p.
- Gardner, G.H.F., Gardner, L.W. y Gregory, A.R. 1974. Formation velocity and density—The diagnostic basics for stratigraphic traps. Geophysics. 39(6): 770-780 p.

- Gastil, G., Krummenacher, D. y Minch, J. 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. Geological Society of America Bulletin. 90(9): 839-857 p.
- González, E., Mario, Aguilar, C., Cesar, Suárez, V., Francisco y Martín, B., Arturo 2009. Geometry of the Wagner basin, upper Gulf of California based on seismic reflections. International GeologyReview. 51(2): 133-144 p.
- González-Escobar, M., Suárez-Vidal, F., Hernández-Pérez, J. y 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-Marine Letters. 30(6): 575-584 p.
- González-Fernández, A., Danobeitia, J., J., Delgado-Argote, A., Michaud, F., Cordoba, D., Bartolomd y R. 2005. Mode of extension and rifting history of upper Tiburon and upper Delfin basins, northern Gulf of California. Journal of geophysical research. 110(B1): 17 p.
- Hansen, D.M. y Cartwright, J. 2006. The three-dimensional geometry and growth of forced folds above saucer-shaped igneous sills. Journal of Structural Geology. 28(8): 1520-1535 p.
- Hausback, B., Cook, M., Farrar, C.D., Giambastiani, M., Martín, A., Paz-Moreno, F.,
 Stock, J. y Dmochoswsky, J.E., 2003, Isla San Luis Volcano, Baja California,
 Mexico; Late Holocene eruptions, 99th Annual Meeting of the Coordilleran
 Section, Volume 35: Puerto Vallarta, México, Geological Society of America, p. 29.
- Helenes, J., Carreño, A.L. y Carrillo, R.M. 2009. Middle to late Miocene chronostratigraphy and development of the northern Gulf of California.Marine Micropaleontology. 72(1-2): 10-25 p.
- Henyey, T.L. y Bischoff, J.L. 1973. Tectonic Elements of the Northern Part of the Gulf of California. Geological Society of America Bulletin. 84(1): 315-330 p.
- Herzig, C.T. 1990. Geochemistry of igneous rocks from the Cerro Prieto geothermal field, northern Baja California, Mexico.Journal of Volcanology and Geothermal Research. 42(3): 261-271 p.
- Herzig, C.T. y Jacobs, D.C. 1994. Cenozoic volcanism and two-stage extension in the Salton trough, southern California and northern Baja California. Geology. 22(11): 991-994 p.
- Jamtveit, B., Svensen, H., Podladchikov, Y.Y. y Planke, S. 2004. Hydrothermal vent complexes associated with sill intrusions in sedimentary basins. Geological Society, London, Special Publications. 234(1): 233-241 p.

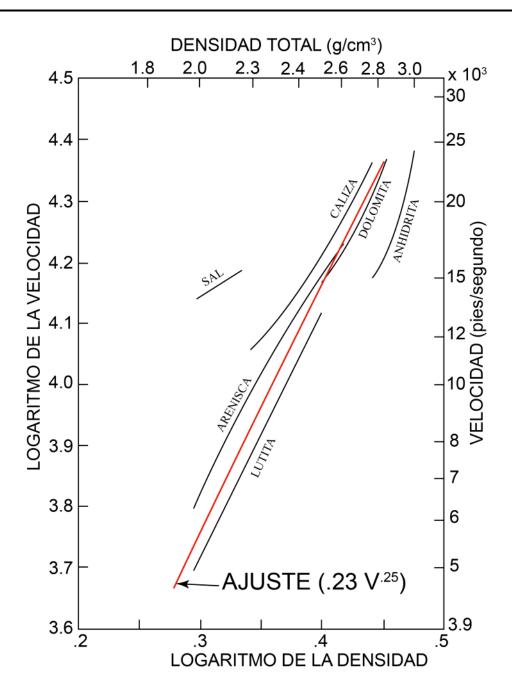
- Judd, A.G. y Hovland, M. 1992. The evidence of shallow gas in marine sediments. Continental Shelf Research. 12(10): 1081-1095 p.
- Karig, D.E. y Jensky, W. 1972. The proto-Gulf of California. Earth and Planetary Science Letters. 17(1): 169-174 p.
- Lewis, J.L., Day, S.M., Magistrale, H., Castro, R.R., Astiz, L., Rebollar, C., Eakins, J., Vernon, F.L. y Brune, J.N. 2001. Crustal thickness of the Peninsular Ranges and Gulf Extensional Province in the Californias. Journal of geophysical research. 106(B7): 13599-13611 p.
- Lizarralde, D., Axen, G.J., Brown, H.E., Fletcher, J.M., Gonzalez-Fernandez, A., Harding, A.J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Paramo, P., Sutherland, F. y Umhoefer, P.J. 2007. Variation in styles of rifting in the Gulf of California.Nature. 448(7152): 466-469 p.
- Lizarralde, D., Soule, S.A., Seewald, J.S. y Proskurowski, G. 2011. Carbon release by off-axis magmatism in a young sedimented spreading centre. Nature. 4(1): 50-54 p.
- Lonsdale, P. 1989. Geology and tectonic history of the Gulf of California. En: Winterer, D., Hussong, M y Decker, R.W., (ed.). The eastern Pacific and Hawaii. Geological Society of America, The Geology of North America. 499-521 p.
- Lorenz, V. y Haneke, J. 2004. Relationship between diatremes, dykes, sills, laccoliths, intrusive-extrusive domes, lava flows, and tephra deposits with unconsolidated water-saturated sediments in the late Variscanintermontane Saar-Nahe Basin, SW Germany. Geological Society, London, Special Publications. 234(1): 75-124 p.
- Martín-Barajas, A. 2000. Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 53: 72-83 p.
- Martín-Barajas, A., García-Abdeslem, J., Helenes-Escamilla, J., González-Escobar, M., Aragón-Arreola, M. y Pacheco-Romero, M., 2006, Evolución tectonoestratigráfica de las cuencas del norte del Golfo de California: Pemex Exploración y Producción, Informe Técnico. 240 p.
- Martín-Barajas, A., Gonzalez-Escobar, M., Fletcher, J.M., Pacheco-Romero, M. y Mar, E. en preparación. Continental rupture controlled by deltaic sedimentation and low-angle normal faults in the northern Gulf of California: analysis of seismic reflection profiles.
- Martín-Barajas, A., Stock, J.M., Layer, P., Hausback, B., Renne, P. y Lopez-Martinez, M. 1995.Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos Volcanic Province, northeastern Baja California, Mexico.Geological Society of America Bulletin. 107(4): 407-424 p.

- Martín-Barajas, A., Weber, B., Schmitt, A.K. y Lonsdale, P., 2008, Recent Rift Volcanism in the Northern Gulf of California and the Salton Through: why a Preponderance of Evolved Magmas?, American Geophysical Union Annual Meeting: San Francisco, Ca., American Geophysical Union.
- Mazzarini, F. y Musumeci, G. 2008. Hydrofracturing-related sill and dyke emplacement at shallow crustal levels: the Eastern Elba Dyke Complex, Italy. Geological Society, London, Special Publications. 302(1): 121-129 p.
- McBirney, A. 1963.Factors governing the nature of submarine volcanism.Bulletin of Volcanology. 26(1): 455-469 p.
- McKenzie, D. y Jackson, J. 2002. Conditions for flow in the continental crust. Tectonics. 21(6): 1055 p.
- Middlemost, E.A.K. 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. Chemical Geology. 77(1): 19-26 p.
- Miles, A. y Cartwright, J. 2010. Hybrid flow sills: A new mode of igneous sheet intrusion. Geology. 38(4): 343-346 p.
- Moore, G., Vennemann, T. y Carmichael, I.S.E. 1998. An empirical model for the solubility of H 2 O in magmas to 3 kilobars. American Mineralogist. 83(1-2): 36-42 p.
- Nagy, E.A. y Stock, J.M. 2000.Structural controls on the continent-ocean transition in the northern Gulf of California.Journal of geophysical research. 105(B7): 16251-16269 p.
- Ochs III, F.A. y Lange, R.A. 1997. The partial molar volume, thermal expansivity, and compressibility of dissolved H₂O in NaAlSi₃O₈ liquid: new measurements and an internally consistent model. Contributions to Mineralogy and Petrology. 129(2): 155-165 p.
- Oskin, M. 2002, Tectonic Evolution of the Northern Gulf of California, Mexico, Deduced from Conjugate Rifted Margins of the Upper Delfin Basin. PhD thesis.Pasadena, California C.A., California Institute of Technology.481 p.
- Oskin, M. y Stock, J. 2003. Pacific-North America plate motion and opening of the Upper Delfin basin, northern Gulf of California, Mexico.Geological Society of America Bulletin. 115(10): 1173-1190 p.
- Oskin, M., Stock, J. y Martin-Barajas, A. 2001. Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California. Geology. 29(5): 459-462 p.

- Pacheco-Romero, M., Martín-Barajas, A., Elders, W., Espinosa-Cardeña, J.M., Helenes, J., and Segura, A. 2006. Stratigraphy and structure of the Altar basin of NW Sonora: Implications for the history of the Colorado River delta and the Salton trough. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. 23(1): 1-22 p.
- Paz-López, S. 2000. Procesamiento e interpretación de datos sísmicos y gravimétricos en el norte del Golfo de California. Tesis de maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.134 p.
- Paz-Moreno, F.A. y Demant, A. 1999. The Recent Isla San Luis volcanic centre: petrology of a rift-related volcanic suite in the northern Gulf of California, Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 93(1-2): 31-52 p.
- Persaud, P., Pérez-Campos, X. y Clayton, R.W. 2007. Crustal thickness variations in the margins of the Gulf of California from receiver functions. Geophysical Journal International. 170(2): 687-699 p.
- Persaud, P., Stock, J.M., Steckler, M.S., Martín-Barajas, A., Diebold, J.B., González-Fernández, A. y Mountain, G.S. 2003. Active deformation and shallow structure of the Wagner, Consag, and Delfín Basins, northern Gulf of California, Mexico. Journal of geophysical research. 108(B7): 2355 p.
- Piñero-Lajas, D. 2008, Sísmica de reflexión y fechamiento 40Ar/39Ar del basamento continental en el margen oeste de la Cuenca Farallón (sur del Golfo de California, México). Tesis de maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.180 p.
- Planke, S., Alvestad, E. y Eldholm, O. 1999. Seismic characteristics of basaltic extrusive and intrusive rocks. The Leading Edge. 18(3): 342-348 p.
- Planke, S., Rasmussen, T., Rey, S.S. y Mykjebust, R. 2005.Seismic characteristics and distribution of volcanic intrusions and hydrothermal vent complexes in the Vøring and Møre basins. Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series. 6: 833-844 p.
- Ryan, W.B.F., Carbotte, S.M., Coplan, J.O., O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., Weissel, R.A., Ferrini, V., Goodwillie, A., Nitsche, F., Bonczkowski, J. y Zemsky, R. 2009.Global Multi-Resolution Topography synthesis.Geochemistry, Geophysics and Geosystems. 10(3): 9 p.
- Saunders, A.D., Fornari, D.J. y Morrison, M.A. 1982. The composition and emplacement of basaltic magmas produced during the development of continental-margin basins: the Gulf of California, Mexico. Journal of the Geological Society. 139(3): 335-346 p.

- Schmidt, R. y Schmincke, H.-U. 2000. Seamounts and Island building. En: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., Mcnutt, S.R., Rymer y H. Stix, J. (eds.). Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press. New York. 383-402 p.
- Schmitt, A.K. y Hulen, J.B. 2008.Buried rhyolites within the active, high-temperature Salton Sea geothermal system.Journal of Volcanology and Geothermal Research. 178(4): 708-718 p.
- Schmitt, A.K. y Vazquez, J.A. 2006. Alteration and remelting of nascent oceanic crust during continental rupture: Evidence from zircon geochemistry of rhyolites and xenoliths from the Salton Trough, California. Earth and Planetary Science Letters. 252(3-4): 260-274 p.
- Seiler, C., Fletcher, J.M., Quigley, M.C., Gleadow, A.J.W. y Kohn, B.P. 2010. Neogene structural evolution of the Sierra San Felipe, Baja California: Evidence for protogulf transtension in the Gulf Extensional Province? Tectonophysics. 488(1-4): 87-109 p.
- Seiler, C., Gleadow, A.J.W., 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 PlanetaryScienceLetters. 285(1-2): 61-74 p.
- Sojo-Amezquita, A. 2012. Características estructurales de la frontera entre las cuencas Consag y Delfín Superior, Golfo de California, México. Tesis de maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.64 p.
- Spera, F.J. 2000.Physical Properties of Magmas.En: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., Mcnutt, S.R., Rymer y H.Stix, J. (eds.). Encyclopedia of Volcanoes.Academic Press. New York. 171-190 p.
- Stock, J.M. y Hodges, K.V. 1989. Pre-Pliocene Extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. Tectonics. 8(1): 99-115 p.
- Svensen, H., Jamtveit, B., Planke, S. y Chevallier, L. 2006. Structure and evolution of hydrothermal vent complexes in the Karoo Basin, South Africa. Journal of the Geological Society. 163(4): 671-682 p.
- Svensen, H., Planke, S., Chevallier, L., Malthe-Sørenssen, A., Corfu, F. y Jamtveit, B. 2007. Hydrothermal venting of greenhouse gases triggering Early Jurassic global warming. Earth and Planetary Science Letters. 256(3-4): 554-566 p.
- Svensen, H., Planke, S., Malthe-Sorenssen, A., Jamtveit, B., Myklebust, R., Rasmussen Eidem, T. y Rey, S.S. 2004. Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. Nature. 429(6991): 542-545 p.

- Teutle-Gutiérrez, A. 2011. Evidencias de gas en sedimentos de la Cuenca Farallón, Golfo de California, a partir de las características de sísmica de reflexión. Tesis de maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. 90 p.
- Thomson, K. y Hutton, D. 2004. Geometry and growth of sill complexes: insights using 3D seismic from the North Rockall Trough. Bulletin of Volcanology. 66(4): 364-375 p.
- Wallace, P. y Anderson, J.A.T. 2000. Volatiles in Magmas. En: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., Mcnutt, S.R., Rymer y H.Stix, J. (eds.). Encyclopedia of volcanoes. Academic Press. New York. 149-170 p.
- Widess, M.B. 1973. How thin is a thin bed? Geophysics. 38(6): 1176-1180 p.
- Yilmaz, O. 1987.Seismic data processing.Society of Exploration Geophysics.PrimeraEdición. Tulsa. 468-472 p.



Anexo 1. Relación entre densidad y velocidad para muestras de distintas cuencas sedimentarias de distinta edad. Tomada de Gardner (1974).

Anexo 2. Muestras utilizadas para el cálculo de densidad de magmas. Las abreviaciones de la clasificación de TAS son: A= andesita, D= Dacita, R=Riolita, B,subal= Basalto subalcalino y TB,pot= Traquibasalto potásico. El prefijo *aj* se refiere al porcentaje de los óxidos recalculados al 100 % sin volátiles. Datos no publicados de Martín-Barajas et al. (2006).

Muestra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
TAS	A	D	R	R	R	R	R	A	A	A
SiO_2	58.58	64.04	71.62	73	73.9	70.8	70.6	60.4	61.72	60.59
TiO_2	1.02	0.91	0.4	0.28	0.31	0.29	0.27	1.38	1.31	1.44
Al_2O_3	16.83	15.54	13.44	12.4	12.8	12.3	12.2	15.63	16.03	15.97
Fe_2O_3T	-	-	-	2.23	2.28	2.25	2.11	-	-	-
FeOT	6.16	5.41	2.87	-	-	-	-	7.13	6.7	7.5
MnO	0.11	0.1	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.14	0.14	0.14
MgO	3.86	1.67	0.37	0.32	0.35	0.34	0.28	2.42	2.28	2.5
CaO	7.29	4.2	1.72	1.19	1.19	1.21	1.12	5.73	5.52	5.76
Na_2O	4.05	5.15	5.26	3.74	3.62	3.51	3.55	4.48	4.59	4.52
K_2O	0.86	1.58	2.3	4.04	3.8	3.93	4.04	1.04	1.08	1
P_2O_5	0.18	0.06	0.06	0.02	0.02	0.02	0.01	0.34	0.4	0.41
LOI	0.64	-	0.61	2.63	1.6	3.45	2.75	-	-	-
Total	99.58	98.67	98.7	99.88	99.9	98.13	96.96	98.69	99.77	99.83
SiO ₂ _aj	59.11	64.8	72.94	75.19	75.3	74.9	75.06	61.08	61.75	60.57
TiO ₂ _aj	1.03	0.92	0.41	0.28	0.31	0.31	0.28	1.4	1.31	1.44
Al ₂ O ₃ _aj	16.99	15.73	13.68	12.77	13.04	13.01	12.97	15.81	16.04	15.97
Fe ₂ O ₃ _aj	1.65	1.61	1.01	0.71	0.72	0.74	0.7	1.92	1.78	2
FeO_aj	4.73	4.03	2.02	1.43	1.44	1.48	1.39	5.49	5.1	5.7
MnO_aj	0.11	0.1	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.14	0.14	0.14
MgO_aj	3.9	1.69	0.38	0.33	0.36	0.36	0.3	2.45	2.28	2.5
CaO_aj	7.35	4.25	1.76	1.23	1.21	1.28	1.19	5.8	5.52	5.76
Na ₂ O_aj	4.09	5.21	5.35	3.85	3.69	3.71	3.77	4.53	4.59	4.52
K ₂ O_aj	0.86	1.6	2.34	4.16	3.87	4.16	4.3	1.05	1.08	1
P ₂ O ₅ _aj	0.18	0.06	0.06	0.02	0.02	0.02	0.01	0.34	0.4	0.41
Total_aj	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
D_min (g/cm ³)	2.44	2.34	2.24	2.22	2.22	2.22	2.22	2.43	2.42	2.43
D_max (g/cm ³)	2.52	2.47	2.32	2.27	2.31	2.24	2.26	2.54	2.52	2.54

ANEXO 2 (continuación)

Muestra	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
TAS	R	A	A	D	D	D	D	D	D	B, subal
SiO_2	68.02	60.29	56.1	67	67.82	64.33	67.9	68.73	67.37	50.87
TiO_2	0.51	1.47	1.55	0.37	0.38	0.86	0.47	0.47	0.48	1.62
Al_2O_3	14.15	15.92	15.5	16.9	17.01	15.74	15.55	15.64	14.95	16.76
Fe_2O_3T	-	-	7.97	3.34	-	-	-	-	-	-
FeOT	3.69	7.66	-	-	3.13	4.85	3.48	3.39	3.25	8.92
MnO	0.08	0.14	0.13	0.06	0.06	0.09	0.07	0.07	0.07	0.17
MgO	0.87	2.49	2.69	1.58	1.58	1.43	1.4	1.19	1.09	6.75
CaO	2.03	5.84	6.33	5.85	5.67	4.35	4.09	3.62	3.59	10.06
Na_2O	4.37	4.5	3.39	4.06	4.16	4.69	4.7	4.76	4.72	3.38
K_2O	2.83	0.97	0.95	0.65	0.68	1.46	1.58	1.67	1.91	0.54
P_2O_5	0.11	0.39	0.31	0.13	0.13	0.25	0.14	0.14	0.14	0.25
LOI	-	-	2.4	0.15	0.03	0.83	0.08	-	0.34	-
Total	96.65	99.66	97.32	100.09	100.65	98.88	99.44	99.69	97.93	99.32
SiO ₂ _aj	70.29	60.37	59.48	67.2	67.34	65.51	68.26	68.88	68.97	51.14
TiO ₂ _aj	0.52	1.47	1.65	0.37	0.38	0.88	0.47	0.48	0.49	1.63
Al ₂ O ₃ _aj	14.62	15.94	16.43	16.95	16.89	16.03	15.64	15.68	15.31	16.85
Fe ₂ O ₃ _aj	1.31	2.04	2.02	0.89	0.92	1.45	1.03	1	0.98	1.52
FeO_aj	2.63	5.83	5.78	2.22	2.29	3.63	2.57	2.5	2.45	7.6
MnO_aj	0.08	0.14	0.14	0.06	0.06	0.09	0.07	0.07	0.07	0.17
MgO_aj	0.9	2.49	2.85	1.59	1.57	1.46	1.41	1.2	1.12	6.79
CaO_aj	2.1	5.85	6.71	5.87	5.63	4.43	4.11	3.63	3.68	10.12
Na ₂ O_aj	4.52	4.51	3.59	4.07	4.13	4.77	4.72	4.78	4.84	3.4
K ₂ O_aj	2.92	0.97	1.01	0.65	0.67	1.49	1.59	1.68	1.96	0.54
P ₂ O ₅ _aj	0.11	0.39	0.33	0.13	0.12	0.26	0.14	0.14	0.15	0.26
Total_aj	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
D_min (g/cm ³)	2.26	2.44	2.43	2.32	2.32	2.34	2.31	2.30	2.30	2.60
D_max (g/cm ³)	2.34	2.55	2.50	2.45	2.45	2.43	2.44	2.43	2.41	2.66

ANEXO 2 (continuación)

Muestra	21	22	23	23	25	26	27	28	29	30
TAS	A	A	A	A	A	TB, pot	R	R	R	R
'										<u>.</u>
SiO_2	60.03	59.16	60.03	59.54	59.97	45.34	68.04	69.57	69.09	69.55
${ m TiO_2}$	1.31	1.44	1.35	1.36	1.34	2.06	0.49	0.48	0.48	0.48
Al_2O_3	15.74	15.72	15.85	15.78	15.85	15.15	13.52	13.82	13.71	13.83
Fe_2O_3T	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeOT	6.52	7.11	6.73	6.75	6.54	10.36	3.78	3.72	3.72	3.78
MnO	0.13	0.14	0.13	0.13	0.13	0.48	0.08	0.08	0.09	0.07
MgO	2.59	2.42	2.63	2.6	2.62	6.06	0.8	0.6	0.6	0.58
CaO	5.8	5.73	5.95	5.89	5.9	6.89	2.15	2.18	2.19	2.17
Na_2O	4.58	4.62	4.53	4.43	4.4	1.92	5.11	5.02	4.99	5.01
K_2O	1.1	1.01	1.07	1.07	1.08	3.69	2.77	2.84	2.83	2.85
P_2O_5	0.28	0.43	0.28	0.28	0.28	0.22	0.1	0.09	0.09	0.09
LOI	1.56	1.14	1.1	1.46	1	6.26	2.64	1.4	1.38	1.27
Total	99.65	98.93	99.64	99.28	99.1	98.42	99.47	99.8	99.17	99.68
SiO ₂ _aj	61.09	60.38	60.81	60.76	61.02	49.06	70.17	70.61	70.55	70.58
TiO ₂ _aj	1.34	1.47	1.36	1.39	1.37	2.23	0.5	0.49	0.49	0.49
Al ₂ O ₃ _aj	16.02	16.04	16.06	16.1	16.13	16.39	13.94	14.02	14	14.04
Fe ₂ O ₃ _aj	1.77	1.93	1.82	1.83	1.77	2.65	1.34	1.3	1.31	1.32
FeO_aj	5.05	5.52	5.19	5.24	5.06	8.82	2.69	2.61	2.62	2.65
MnO_aj	0.14	0.15	0.13	0.13	0.13	0.52	0.09	0.08	0.1	0.08
MgO_aj	2.64	2.47	2.66	2.66	2.66	6.56	0.82	0.6	0.62	0.59
CaO_aj	5.91	5.85	6.02	6.01	6	7.46	2.22	2.21	2.24	2.2
Na ₂ O_aj	4.66	4.72	4.59	4.52	4.47	2.08	5.27	5.1	5.1	5.08
K ₂ O_aj	1.12	1.04	1.08	1.09	1.09	4	2.86	2.89	2.89	2.89
P ₂ O ₅ _aj	0.29	0.44	0.29	0.29	0.29	0.23	0.11	0.1	0.1	0.09
Total_aj	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
D_min (g/cm ³)	2.42	2.43	2.43	2.43	2.42	2.61	2.26	2.26	2.26	2.26
D_max (g/cm ³)	2.44	2.48	2.47	2.46	2.48	2.68	2.31	2.36	2.36	2.37

Anexo 3. Localización y características de los sills identificados en el NGC. La profundidad de emplazamiento se obtuvo a partir de deformaciones que causaron las intrusiones en la paleosuperficie o en su defecto, la deformación que se observa en el fondo marino producto de intrusiones recientes. Las profundidades se reportan en tiempo doble de viaje (milisegundos).

		Centro del sill			Profundidad	Profundidad de	
Línea sísmica	Facies	X	Y	Longitud (m)	actual (ms)	Emplazamiento (ms)	
ul60	1	226810	3280661	300	620	300	
ul60	1	222316	3284619	268	177	177	
ul60	1	209084	3295350	223	460	326	
ul60	1	222083	3284853	360	370	370	
ul64	1	224715	3285552	480	560	355	
ul78	1	223650	3290113	174	150	150	
ul78	1	223634	3289836	180	150	150	
ul78	1	223612	3289362	240	155	155	
ul78	1	223596	3289103	208	155	155	
ul78	1	223590	3288840	236	150	150	
ul78	1	223574	3288587	275	150	150	
ul60	1	227201	3280316	220	600	295	
ul60	2	227977	3279620	920	545	230	
ul62	2	200131	3310811	817	415	NA	
ul60	3	213330	3291795	1050	986	630	
ul62	3	225438	3290123	240	180	125	
ul66	3	214137	3287804	1450	746	470?	
u178	3	221732	3279956	815	770	NA	
u178	3	221714	3279873	550	623	NA	
u178	3	222161	3281997	730	375	NA	
ul78	3	222272	3282549	300	400	NA	
ul60	3	227417	3280128	280	575	270	
ul64	3	217655	3277673	780	900	NA	
ul68	3	215138	3311056	700	1013	760	
ul60	3	221142	3285593	581	509	NA	
ul78	3	223595	3289063	580	205	205	
u178	3	223545	3288208	480	180	180	
ul60	4	223999	3283184	2000	500	375	
ul60	4	224817	3282450	685	394	NA	
ul62	4	198792	3311964	170	330	NA	
ul62	4	199843	3311067	210	275	NA	
ul64	4	225660	3286752	551	194	NA	
ul56	4	228973	3295752	1350	590	NA	
ul64	4	226728	3288184	1450	450	NA	
ul66	4	222623	3299817	1220	1095	NA	

Modelo 1D de ascenso de magma. En este apartado se presenta el desarrollo de un modelo de ascenso de magma basado en el Modelo Hidrostático del Volcanismo de Cañón-Tapia (2009). Este modelo considera que el magma asciende por fracturamientohidraúlico y que el ascenso comienza cuando el magma alcanza una altura crítica (Figura 40a), bajo condiciones litostáticas, la altura crítica es determinada por:

$$Hc = \frac{R}{\Delta \rho g}$$

Donde R corresponde a la resistencia ténsil de la roca, $\Delta \rho$ es la diferencia de densidad entre la roca y el magma (la densidad de la roca es mayor a la del magma) y g es la aceleración de la gravedad. Una vez alcanzada la altura crítica, el magma comienza a ascender y éste puede ganar o perder presión dependiendo del contraste de densidades entre el magma y las rocas sobreyacentes. Entonces, el balance de la presión del magma en su recorrido (ascenso) está determinado por:

$$P_{fin} = P_{in} + P_{capa_1} + P_{capa_2} + P_{capa_n}$$

 P_{in} es la presión inicial del magma y $P_{capa..n}$ corresponde a la presión que adquiere o pierde el magma en cada capa que atraviesa. La presión inicial del magma es igual a la resistencia ténsil de la roca (R) y la presión que adquiere el magma en cada capa es igual a:

$$P_{capa.n} = c(\rho_r - \rho_m)g$$

Donde c es el espesor de la capa, ρ_r es la densidad promedio de la capa y ρ_m es la densidad del magma, por lo tanto, la presión final del magma (P_{fin}) es:

$$P_{fin} = R + (c_1(\rho_{r1} - \rho_m) + c_2(\rho_{r2} - \rho_m) + \dots + c_n(\rho_{rn} - \rho_m)g)$$

Una vez que el magma comienza su ascenso se evalúa la presión que adquiere o pierde en cada capa, mientras la suma de presiones sea positiva el magma podrá seguir ascendiendo,

de lo contrario, el magma tendrá un déficit de presión y se emplazará en algún nivel. Para conocer la profundidad mínima de emplazamiento, identificamos la capa en donde la suma de presiones se vuelve negativa e igualamos la presión hasta esa capa a cero. Se despeja su espesor y se obtiene la altura máxima que el magma alcanzó en dicha capa, siendo ésta el nivel máximo de emplazamiento a partir de su fuente (*h* en la Figura 40):

$$R + (c_1(\rho_{r1} - \rho_m) + c_2(\rho_{r2} - \rho_m) + \dots + c_n (\rho_{rn} - \rho_m)g) = 0$$

Despejando c_n :

$$c_{n} = \frac{R + (c_{1}(\rho_{r1} - \rho_{m}) + c_{2}(\rho_{r2} - \rho_{m}) + \dots c_{n-1}(\rho_{rn-1} - \rho_{m})g)}{(\rho_{rn} - \rho_{m})g}$$

Modelo cortical de la cuenca Delfín Superior. Para estimar la profundidad mínima de emplazamiento de magma basáltico en el norte del Golfo de California, se utilizó el modelo de densidad cortical propuesto por González Fernández et al. (2005) para la cuenca Delfín Superior (Figura 40). Este modelo 2D de velocidad fue determinado por sísmica de refracción, mientras que la densidad promedio se obtuvo con modelado gravimétrico. De acuerdo a este modelo, la corteza en la cuenca Delfín Superior se adelgaza hasta 14 Km y está dividida en 4 capas con densidades promedio de 2.85 g/cm³, 2.7 g/cm³, 2.5 g/cm³ y 1.9 g/cm³, respectivamente (Figura 40b). Debajo de la corteza, se encuentra una zona de baja densidad interpretada como una zona de alta temperatura por González-Fernández et al. (2005). En nuestro modelo se considera que esta zona de alta temperatura es la región donde se genera y/o acumula magma.

Con base en este modelo se calculó la presión del magma en tres sitios (Figura 40). En el cálculo se utilizó una resistencia ténsil de 5 Mpa y una densidad para magma basáltico de 2.68 g/cm³, la cual se obtuvo de la composición de oxidos mayores del xenolito basáltico

de la cuenca Delfín Inferior, con 0.3% de agua y una presión de 300 Mpa. Los resultados son discutidos en el punto V.4.