



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

Anomalías Magnéticas asociadas con Intrusivos Igneos alejados del
Rift de la Cuenca de Guaymas, Golfo de California

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

Itzel Isunza Manrique

Director de Tesis:
Dr. Carlos Ángel Quintil Mortera Gutiérrez
Instituto de Geofísica

Miembros del Comité Tutorial:
Dr. Carlos A. Q. Mortera Gutiérrez, Instituto de Geofísica
Dr. William Bandy, Instituto de Geofísica
Dr. Thierry Calmus, Instituto de Geología Estación Regional Noroeste
Dr. Antonio González Fernández, CICESE
Dr. Raquel Negrete Aranda, CICESE

Ciudad Universitaria Cd. México, junio 2017



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

RESUMEN

La Cuenca de Guaymas, ubicada en la parte central del Golfo de California, es una cuenca sedimentaria que se ha formado por un proceso de rifting. Esta cuenca es uno de los pocos lugares del mundo, en donde intrusivos magmáticos se alojan entre sedimentos ricos en materia orgánica. Dicha interacción se ha relacionado con la presencia de sistemas hidrotermales que liberan fluidos como carbono en la columna de agua y que alcanzan la atmósfera.

El objetivo principal de este trabajo fue identificar y ubicar los sills someros en el centro de la Cuenca de Guaymas, alejados de los dos segmentos de rifts, mediante el procesamiento de datos magnéticos obtenidos durante las campañas GUAYRIV10 y GUAYMAS14 a bordo del BO El Puma. Se procesaron datos magnéticos marinos para obtener un mapa de anomalías magnéticas de campo total, con una reducción al polo magnético para generar anomalías centradas sobre las fuentes causantes. Se utilizaron dos técnicas espectrales para la estimación de las profundidades de los cuerpos magnéticos. Una de ellas fue la señal analítica mejorada, la cual está basada en los gradientes horizontal y vertical del campo observado; y la otra fue una técnica estadística basada en el promedio radial del espectro de potencias. Se calcularon un campo magnético residual y otro regional, utilizando un filtro acoplado pasa-altas, cuyos parámetros se calcularon mediante una técnica basada en el análisis del promedio radial de espectro de potencias. Adicionalmente se determinó la derivada vertical de primer orden en el mapa de anomalías residuales. Finalmente se propuso un modelo directo en 2D para representar los sills someros en los sedimentos. A pesar de que los resultados definieron una capa magnética a una profundidad congruente con las profundidades que se han reportado con base en datos sísmicos para los sills más someros, no fue posible definir la distribución espacial de los mismos. Probablemente esto se debe a que la contribución magnética de otros cuerpos es mucho mayor que la firma magnética de los sills.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México por haberme brindado una de las mejores experiencias de mi vida, por haberme otorgado esta gran oportunidad de aprender y desenvolverme en un sitio que es considerado Patrimonio Cultural de la Humanidad. Agradezco en particular al Instituto de Geofísica por mostrarme un amplio panorama de multidisciplinariedad.

Por el invaluable apoyo financiero durante todo este tiempo, agradezco a CONACyT y al Posgrado en Ciencias de la Tierra. También agradezco al Proyecto CONACyT-SENER-Hidrocarburos # 201441 y al Proyecto PAPIIT # IN115613.

Agradezco el apoyo institucional para realizar campañas en los buques de la UNAM, a CABO-UNAM y al Instituto de Geofísica. Agradezco a la tripulación del BO El Puma por su apoyo en las campañas oceanográficas GUAYRIV10 y GUAYMAS14. En especial agradezco al capitán Barajas y a las personas con las que tuve oportunidad de convivir en los buques, agradezco el apoyo, consejos y por hacer de las campañas oceanográficas experiencias académicamente enriquecedoras y divertidas. Agradezco el apoyo de los técnicos académicos Ing. Francisco Ponce (adquisición datos hidroacústicos), Ing. Miguel Ángel García (área de cómputo) e Ing. Daniel Armando Pérez (adquisición datos magnéticos). También agradezco al Laboratorio Universitario de Cartografía Oceánica LUCO.

Agradezco a las personas que dirigieron este trabajo, al Dr. Carlos Mortera por haberme brindado la oportunidad de participar en algunas campañas oceanográficas, al Dr. Bandy porque siempre mostró disposición y apertura para ayudarme a resolver las dudas que me surgían en el camino. En especial, agradezco al Dr. Thierry Calmus por su amabilidad, interés y la atención que siempre tuvo durante el desarrollo de este trabajo. A la Dra. Raquel Negrete y al Dr. Antonio González agradezco enormemente su participación y sus sugerencias para implementar el trabajo.

Agradezco mucho a Araceli, Laura y Graciela, por su amabilidad, experiencia y porque siempre mostraron una gran disposición para ayudar y plantear soluciones eficientes.

A mis grandes amigos, Daniel López y Arturo, agradezco todos los consejos, la ayuda incondicional y diversión a pesar de la distancia, espero que podamos seguir compartiendo buenas experiencias. Agradezco a mis amigos y compañeros del Instituto de Geofísica por el gran apoyo y todos momentos divertidos. En especial agradezco a Carlos, por toda la ayuda, porque tu ejemplo de enfoque y dedicación fue el motor que me impulsó a terminar este trabajo.

Mis agradecimientos más especiales son para mi familia, para mis abuelos y mi querido sobrino, quien nunca deja de asombrarme con su alegría, ingenio y creatividad. Agradezco a mi mamá y a mi abuela por ser mis mejores amigas, por apoyarme en todos los momentos de mi vida y por su amor incondicional. Estoy muy agradecida por haber coincidido con ustedes.

ÍNDICE GENERAL

1	Introducción	1
2	Antecedentes	3
2.1	Apertura del Golfo de California	3
2.2	Periodo de <i>rift</i> a <i>drift</i>	7
2.3	Cuenca de Guaymas	8
2.3.1	Marco geográfico	8
2.3.2	Descripción tectónica y vulcanismo	10
2.3.3	Cuenca sedimentaria	12
2.3.4	Sills y sistemas hidrotermales	13
2.3.5	Estructura de la corteza	17
3	Metodología	19
3.1	El campo geomagnético y las anomalías de campo total	19
3.2	Datos magnéticos marinos adquiridos	20
3.3	Procesamiento inicial de datos	22
3.3.1	Remoción del IGRF	22
3.3.2	Corrección de variación diurna	22
3.3.3	Corrección por efecto de rumbo	25
3.3.4	Reducción al polo magnético	27
3.4	Estimación de profundidades	29
3.4.1	Señal analítica mejorada	29
3.4.2	Promedio radial de espectro de potencias	31
3.5	Anomalía magnética residual	34
3.6	Derivadas direccionales para amplificar fuentes someras	36
3.7	Modelado directo en 2D	37
4	Resultados	39
4.1	Anomalías magnéticas de campo total	39
4.2	Corrección por efecto de rumbo	41
4.3	Reducción al polo magnético	41
4.4	Estimación de profundidades de anomalías magnéticas	44
4.4.1	Señal analítica mejorada	44
4.4.2	Promedio radial de espectro de potencias	45
4.5	Obtención de la anomalía magnética residual	46
4.6	Derivada vertical de primer orden	49
4.7	Modelado directo en 2D	50

5	Interpretación y discusiones	52
5.1	Anomalías magnéticas de campo total con reducción al polo	53
5.1.1	Anomalías positivas	56
5.1.2	Anomalías negativas	59
5.2	Estimación de profundidades de anomalías magnéticas	60
5.2.1	Señal analítica mejorada	60
5.2.2	Promedio radial de espectro de potencias	61
5.3	Anomalías magnéticas residuales	62
5.4	Derivada vertical de primer orden	63
5.5	Modelado directo en 2D	65
6	Conclusiones	67
	Bibliografía	69

ÍNDICE DE FIGURAS

2.1	Mapa de la región circundante al Golfo de California.	4
2.2	Evolución tectónica de la apertura del Golfo de California y el sistema de fallas San Andrés.	6
2.3	Etapas de extensión de la corteza.	8
2.4	Batimetría de alta resolución y ubicación geográfica de la Cuenca de Guaymas.	9
2.5	Características tectónicas principales de la Cuenca de Guaymas con datos de batimetría al fondo.	11
2.6	Vista aérea de la Isla Tortuga.	12
2.7	Modelo idealizado de emplazamiento de sills en una cuenca con esparcimiento de piso oceánico.	14
2.8	Depósitos sobre una estructura hidrotermal, fotografiados el 10 de noviembre de 2009 durante el crucero AT15-55.	17
2.9	Modelo de velocidad sísmica (km/s) a lo largo del transecto de la Cuenca de Guaymas.	18
3.1	Ubicación espacial de los 44 perfiles adquiridos durante las dos campañas	21
3.2	Típicas variaciones diurnas en intensidad de campo total.	23
3.3	Magnetograma del observatorio de Tucson para la campaña GUAYMAS14.	24
3.4	Variación diurna del observatorio de Tucson y ajuste polinomial de cuarto orden	24
3.5	Representación esquemática del efecto magnético por cambio de rumbo	26
3.6	Anomalía magnética antes y después de aplicar la reducción al polo.	27
3.7	Sistema de coordenadas para el análisis de vectores unitarios del campo geomagnético y la magnetización arbitraria de un cuerpo.	28
3.8	Espectro de amplitud del filtro RTP(p, q).	29
3.9	Gráfica del logaritmo del promedio radial de espectro de potencias.	33
3.10	Esquema para el cálculo del promedio radial de un espectro de potencias	34
3.11	Ejemplo de análisis de espectro de potencia para un mapa de anomalías magnéticas.	36
3.12	Ubicación del perfil utilizado para el modelado directo, basado en un segmento del perfil sísmico de Lizarralde et al. [2007]	38
4.1	Perfil magnético 6 de la campaña GUAYRIV10, ubicado en la Figura 3.1.	40
4.2	Perfil magnético 6 después de restar el valor del campo teórico IGRF-12.	40
4.3	Anomalía de campo total ΔT del perfil 6 de GUAYRIV10.	41
4.4	Mapa de anomalías magnéticas sobre un mapa de relieve.	42
4.5	Mapa de anomalías magnéticas de campo total reducidas al polo.	43
4.6	Mapa de anomalías y profundidades estimadas con el método de señal analítica mejorada.	44
4.7	Cálculo de la profundidad a la cima Z_t	45

4.8	Cálculo de la profundidad al centro de una capa magnética Z_0	46
4.9	Determinación de los parámetros del filtro acoplado para separar las anomalías residuales-regionales	47
4.10	Vista del filtro acoplado utilizado para la separación de anomalías residuales.	47
4.11	Mapa de anomalías magnéticas residuales sobre el relieve del lecho marino.	48
4.12	Derivada vertical de primer orden calculada a partir de las anomalías residuales.	49
4.13	Anomalía magnética residual del perfil que atraviesa el rift norte.	50
4.14	Modelo magnético del perfil de anomalía residual cuya ubicación está en la Figura 3.12	51
5.1	Correlación entre las anomalías magnéticas de campo total y las fallas que se han inferido a través de los segmentos de <i>rift</i>	54
5.2	Correlación entre las anomalías magnéticas de campo total, algunos sistemas hidrotermales reportados en la literatura y los sitios del DSDP en donde se encontraron sills.	55
5.3	Señalización de las anomalías positivas de campo total reducidas al polo magnético.	56
5.4	Acercamiento de la batimetría asociada a la anomalía <i>i</i>	59
5.5	Esquema de error para la estimación de profundidades a la cima, utilizando el modelo de una capa magnética con profundidad de base infinita.	61
5.6	Sistemas hidrotermales y sills sobre la derivada vertical de primer orden del mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo.	64
5.7	Imágenes sísmicas en donde se observa un horizonte casi continuo de sills.	65

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

La Cuenca de Guaymas, en la parte central del Golfo de California, es una cuenca sedimentaria en donde dos segmentos de rifts han sido formados a causa del movimiento transcurrente entre las placas Norteamericana y Pacífico. Esta cuenca se caracteriza por tener una espesa capa de sedimentos terrígenos y biogénicos alternados, la cual está siendo alterada por la intrusión de sills que interactúan químicamente con los sedimentos.

La consecuencia primordial de la presencia de intrusivos magmáticos entre sedimentos ricos en materia orgánica es la generación de sistemas hidrotermales, en donde fluidos y gases son liberados hacia la columna de agua. Todos los procesos que operan en la Cuenca de Guaymas se encuentran íntimamente ligados. El proceso de rifting promueve la acumulación de sedimentos y un intercambio químico entre sedimentos terrestres y marinos, por su parte, la sedimentación es afectada por el emplazamiento magmático. Este emplazamiento magmático altera químicamente un largo volumen de sedimentos ricos en materia orgánica, y el gradiente térmico promueve la actividad y diversidad biológica en el lecho del mar.

La identificación de estos sills no ha sido una tarea sencilla. La rápida tasa de sedimentación en la cuenca (comparada con la velocidad de esparcimiento del piso oceánico) impide la existencia de rocas extrusivas. Por otro lado, los sills tienen un efecto estructural mínimo en el relieve del lecho marino, ya que la liberación de fluidos que estos generan, a su vez crea el espacio disponible para su intrusión en los sedimentos [Szitkar et al., 2014]. De esta manera, los sills se han estudiado utilizando diversas técnicas geofísicas y análisis geoquímicos, tales como adquisición de sísmica de reflexión y perforaciones dentro y fuera de los valles de ambos rifts. De manera indirecta, debido a que los sistemas hidrotermales como chimeneas, filtraciones y ventilas, están íntimamente relacionados con los sills (zonas de recarga para estos sistemas), estos mecanismos de liberación de fluidos también son estudiados a través de exploraciones con vehículos sumergibles, estudios de flujo de calor y análisis de agua de poro entre otros.

Por otro lado, mediciones del campo magnético en la Cuenca de Guaymas han concluido que en este sitio las lineaciones magnéticas correspondientes al esparcimiento del piso oceánico son difíciles de detectar debido al efecto de los sedimentos [Klitgord et al., 1974; Lonsdale y Lawver, 1980; Levi y Riddihough, 1986; Kluesner et al., 2014]. Sin embargo, es un hecho que la cuenca presenta anomalías magnéticas de amplitudes diversas. Los levantamientos magnéticos que se realizan en las cuencas sedimentarias normalmente tienen la finalidad de mapear la profundidad del basamento magnético y (como el caso de este trabajo) delinear unidades ígneas en la sección sedimentaria [Gunn, 1997; Keating y Sailhac, 2004; Gorodnitskiy et al., 2013]. Las rocas ígneas intrusivas están dominadas por materiales ferromagnesianos, los cuales tienen un alto valor de susceptibilidad magnética [Altstatt

et al., 2002].

El principal objetivo de este trabajo es delinear la geometría de los sills entre los sedimentos someros, a partir del estudio de anomalías magnéticas marinas. Para ello se realizó un procesamiento y un análisis espectral de los datos magnéticos marinos adquiridos a bordo del B/O El Puma en los años 2010 y 2014, durante las campañas de GUAYRIV10 y GUAYMAS14 respectivamente.

La importancia de estudiar estos sills radica en el planteamiento que cuestiona si el magmatismo proveniente de un rift en una cuenca sedimentaria, es capaz de liberar al mar la suficiente cantidad de carbono como para que éste llegase eventualmente a la atmósfera y causara un impacto en el clima [Berndt et al., 2016].

CAPÍTULO 2

ANTECEDENTES

Contenido

2.1	Apertura del Golfo de California	3
2.2	Periodo de <i>rift</i> a <i>drift</i>	7
2.3	Cuenca de Guaymas	8
2.3.1	Marco geográfico	8
2.3.2	Descripción tectónica y vulcanismo	10
2.3.3	Cuenca sedimentaria	12
2.3.4	Sills y sistemas hidrotermales	13
2.3.5	Estructura de la corteza	17

2.1 Apertura del Golfo de California

El Golfo de California es uno de los ejemplos de una transición activa de *rifting* o apertura continental a *seafloor spreading* o esparcimiento del piso oceánico. El sur del golfo está compuesto por cuencas que presentan acreción oceánica, tales como las cuencas de Alarcón, Pescadero y Farallón. Hacia el norte las cuencas se encuentran en una etapa de evolución tectónica más joven como las cuencas Carmen, Guaymas, San Pedro Martir, Tiburón, Delfín, Consag y Wagner. Con el fin de comprender el entorno actual de la Cuenca de Guaymas, a continuación se revisan los principales antecedentes tectónicos relacionados con la apertura del golfo y sus procesos geológicos.

El Golfo de California o Mar de Cortés es una extensión del Océano Pacífico y se localiza entre la península de Baja California y los estados de Sonora y Sinaloa de México. El golfo se sitúa en una depresión estructural que fue formada por el movimiento transcurrente oblicuo entre la península y el continente, formando así el límite entre las placas Pacífico y Norteamericana [Lonsdale, 1989].

La zona que circunda el golfo es una provincia extensional que se propaga más allá de los límites hidrográficos del mismo y se le conoce como Provincia Extensional del Golfo. Esta zona es delimitada por las estructuras del Cinturón Volcánico Transmexicano al sur y al noreste con la Sierra Madre Occidental y el macizo transpeninsular (Figura 2.1).

De acuerdo con Lonsdale [1989], durante el Mioceno gran parte de la región donde hoy es el golfo era ocupada inicialmente por un arco volcánico andesítico, originado por la subducción de la placa

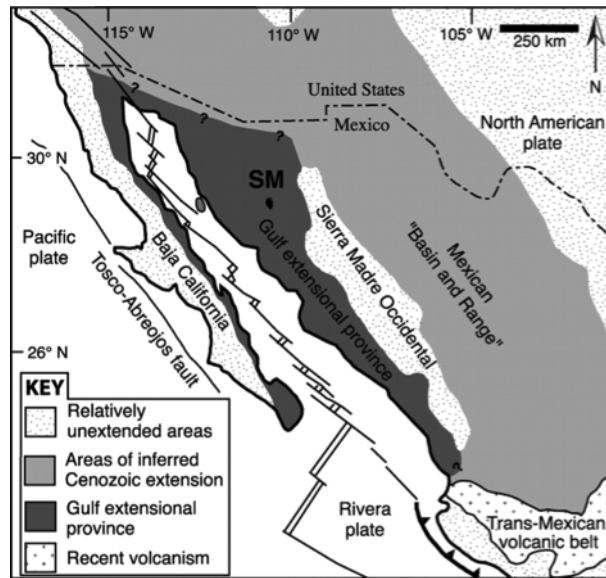


Figura 2.1: Mapa de la región circundante al Golfo de California en el que se muestran distintas áreas de extensión y límites de las provincias del golfo. Imagen modificada de [Wong y Gans \[2003\]](#)

Farallón en el margen oeste de Baja California. Posteriormente, cuando la subducción cesó aproximadamente hace 12 Ma, dicha región fue ocupada por un cinturón orogénico con extensión en dirección este-oeste y fallas de tipo cuenca-cordillera. Fue entonces cuando la subsidencia generada por este fallamiento de extensión produjo cuencas locales con acceso al Océano Pacífico y el depósito de sedimentos marinos en el “proto-golfo”.

El proto-golfo se refiere a una depresión estructural que existió tiempo antes del presente periodo de rifting del golfo, ubicado detrás de la zona de subducción activa. El adelgazamiento cortical del proto-golfo favorecería el fallamiento posterior de tipo transcurrente [[Karig y Jensky, 1972](#)].

Por otro lado, [Spencer y Normark \[1989\]](#), indican que el sistema de fallas transformantes conectando el sistema temprano de fallas San Andrés al extremo norte de la Dorsal Pacífico del Este (EPR por sus siglas en inglés), había ocupado la pendiente interna de la trinchera (sistema de fallas Tosco-Abrejos-San Benito) y que este sistema de fallas sufrió un desplazamiento o salto tierra adentro, que pudo haber sido precipitado por la propagación del EPR a través de la corteza continental y por el adelgazamiento cortical del cinturón orogénico. Fue en este cinturón, casi paralelo a la línea de costa pero 250 km tierra adentro, que la zona de cizalla pasó de ser un movimiento dextral menor (6 Ma) al principal límite entre las placas Pacífico y Norteamericana alrededor de 4.7 Ma [[Oskin et al., 2001](#)].

La Figura 2.2 ilustra las etapas tectónicas en la subducción de la placa Farallón desde hace 30 Ma y como dicha placa fue progresivamente siendo consumida bajo la placa Norteamericana, dejando las placas remanentes: Juan de Fuca, Rivera y Cocos. Nótese que la falla temprana transformante se encontraba al oeste de lo que hoy es la falla de San Andrés y que con el tiempo esta se movió hacia el este. Cuando inicia el cese de la subducción de la placa Farallón y hasta 5.5 Ma, posiblemente la

falla Tosco-Abreojos y la falla San Benito actuaron como el límite transformante con desplazamiento lateral derecho entre los puntos triples Mendocino y Rivera (Figura 2.2), los cuales migraron al norte y al sur respectivamente [Michaud et al., 2005].

Ahora bien, del desplazamiento total que se desarrolló entre las placas Pacífico y Norteamericana después del cese de la subducción, únicamente 300-350 km de los esperados 500-600 km han sido atribuidos a un movimiento de cizalla dentro del golfo. La evolución espacio-temporal del límite entre las placas Pacífico-Norteamericana desde el cese de la subducción hasta la transferencia de Baja California a la placa Pacífico, aún no está bien definida [Oskin et al., 2001].

Mediante correlaciones geológicas, Oskin y Stock [2003], indican al menos 276 ± 13 km de desplazamiento transformante durante los últimos 6 Ma a través del norte del golfo, lo cual corresponde a un desplazamiento lateral de 46 ± 0.2 mm/a. En el sur del golfo las anomalías magnéticas indican una tasa de esparcimiento oceánico de entre 53 y 48 mm/a durante los últimos 4 millones de años [Humphreys y Weldon II, 1991]. Sin embargo, con base en los modelos cinemáticos globales, el desplazamiento relativo de la placa Pacífico con respecto a la placa Norteamericana pudiese variar en 56 mm/a [Minster y Jordan, 1978], 50 mm/a [DeMets et al., 1990] ó 48.8 mm/a [DeMets, 1995].

Hay entonces una discrepancia entre la tasa instantánea de desplazamiento relativo de las placas, calculada mediante modelos cinemáticos o a partir de correlaciones geológicas. Ello se debe a que parte del movimiento entre ambas placas requiere estructuras de desplazamiento exteriores al Golfo de California [Michaud et al., 2005]. Stock y Hodges [1989] sugirieron que dicho movimiento fue particionado al terminar la subducción, en regímenes separados de desplazamiento: *strike-slip* y *dip-slip*, sobre los lados opuestos (oeste-este) de la península de Baja California (12-10 Ma). Este escenario implicaría que la transferencia de la península de Baja California a la placa Pacífico comenzó gradualmente en este periodo. Sin embargo, Oskin et al. [2001] sugieren que la transferencia de la península no comenzó con el cese de la subducción sino fue un evento que se dio 6 o 7 ma después.

En la actualidad, algunos datos cinemáticos soportan que la zona de falla Tosco-Abreojos (Figura 2.1) es aún tectónicamente activa y que participa menormente al movimiento entre las placas Pacífico y Norteamericana, mientras que el golfo mantiene la mayor cantidad de movimiento [Michaud et al., 2005; Munguía et al., 2016b,a].

Este es un factor crucial para el desarrollo de las cuencas oceánicas en el Golfo de California, que distingue al golfo de una falla transformante intracontinental, ya que el movimiento entre las placas Pacífico y Norteamericana ha sido de 10 a 20° oblicuo a la zona de cizalla. Así, el Golfo de California está compuesto por un sistema escalonado de fallas transformantes, paralelas al movimiento entre las placas y unidas por cuencas de tipo *pull-apart* [Lonsdale, 1989].

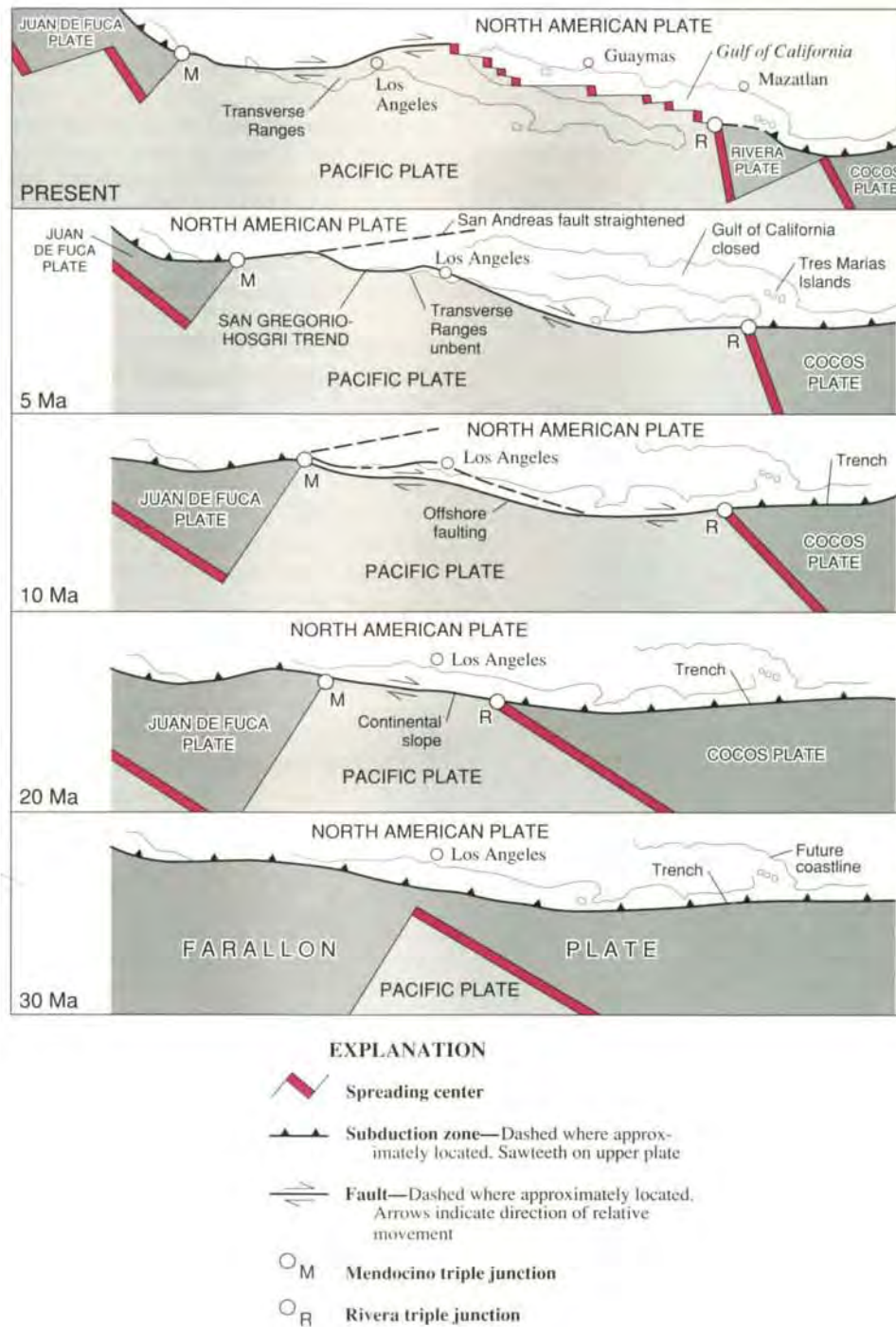


Figura 2.2: Evolución tectónica de la apertura del Golfo de California y el sistema de fallas San Andrés. Imagen modificada de Dickinson [1981].

2.2 Periodo de *rift* a *drift*

Una cuenca sedimentaria extensional es una cuenca que se forma como resultado de un proceso de extensión en la corteza que puede llevar finalmente a una ruptura cortical, seguida de la generación de corteza oceánica entre dos fragmentos de corteza continental [Gunn, 1997]. Para explicar la evolución de este fenómeno se han propuesto diversos modelos que se concentran en los procesos extensionales de la corteza y en cómo estos controlan el desarrollo estructural, sedimentológico e ígneo de la cuenca. A continuación se presenta una descripción general de las etapas de evolución en este tipo de cuencas (Figura 2.3), basada en los modelos de Falvey [1974]; Schuepbach y Vail [1980] y Gunn [1997].

Etapas de extensión temprana o pre-rift. El primer fenómeno que se observa es la extensión y adelgazamiento de la corteza continental. Los principales mecanismos de extensión cortical incluyen características como la formación de un domo previo a la extensión de la corteza y el inicio de una amplia depresión en la superficie del basamento (la cual recibiría sedimentos marinos, fluviales o lacustres), ambos acompañados de una actividad ígnea causada por la extensión y adelgazamiento cortical de la litósfera (manifestándose como intrusivos y diques ígenos).

Activación del rift (*synrift*). Al continuar la extensión cortical, la corteza presenta una ruptura mayor en la parte superior. Esto típicamente produce una depresión estrecha y limitada por fallas, cubierta con los sedimentos acumulados durante la fase de pre-rift. Estas depresiones estrechas pueden ser consideradas como verdaderos *rifts* o *grabens*. Las consecuencias del desarrollo de un sistema de *rift* discreto (en comparación con la etapa de pre-rift) son: cambios en la sedimentación, estilo de extensión (la extensión se concentra en zonas del *graben* central) y cambios en la geoquímica de la actividad ígnea (el magma se vuelve toleítico y por ende más magnético). En cuanto al estilo estructural, el interior del *graben* presenta una serie de fallas normales que delimitan la depresión central a medida que la extensión continúa.

Ruptura de la corteza continental e inserción de corteza oceánica. Si la extensión continúa, la litósfera es adelgazada hasta que la corteza continental presenta fisuras con diques, frecuentemente a lo largo del eje del *rift*. Como resultado de este proceso el sistema de *rift* es separado en dos tipos de corteza.

Esparcimiento del piso oceánico y desarrollo de un margen continental. Después de la división de corteza continental, un centro de esparcimiento se desarrolla para formar corteza oceánica entre ambos márgenes de la corteza continental. A medida que éstos márgenes de corteza continental se alejan del centro de esparcimiento, el enfriamiento de la corteza continental produce una subsidencia de los mismos. A su vez esta subsidencia causa la progradación de sedimentos sobre el margen y un hundimiento bajo el acumulamiento de los sedimentos. El producto final de la separación en la corteza es una dorsal oceánica activa produciendo magmas de tipo MORB.

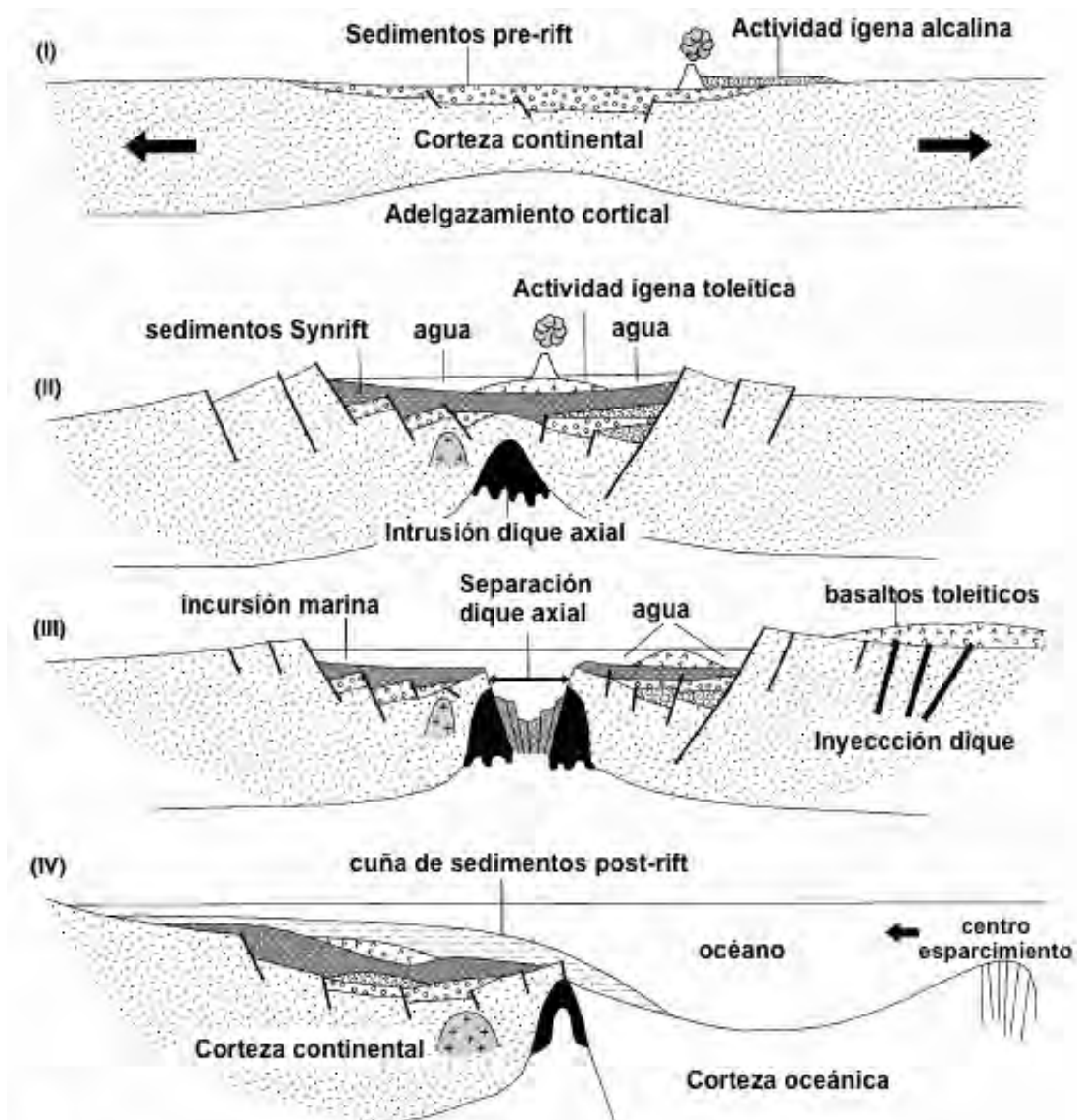


Figura 2.3: Etapas de extensión de la corteza. Imagen modificada de Gunn [1997].

2.3 Cuenca de Guaymas

2.3.1 Marco geográfico

La Cuenca de Guaymas es una cuenca sedimentaria de tipo *pull-apart* (transtensional), que se localiza en la parte central del Golfo de California (Figura 2.4). Colinda al suroeste con la península de Baja California y con el margen de Sonora al noreste. Abarca un área aproximada de 100 km²

y tiene una profundidad promedio de 2000 m. Dos estructuras de *graben* con profundidades hasta los 2200 m separan la zona central del lecho marino.

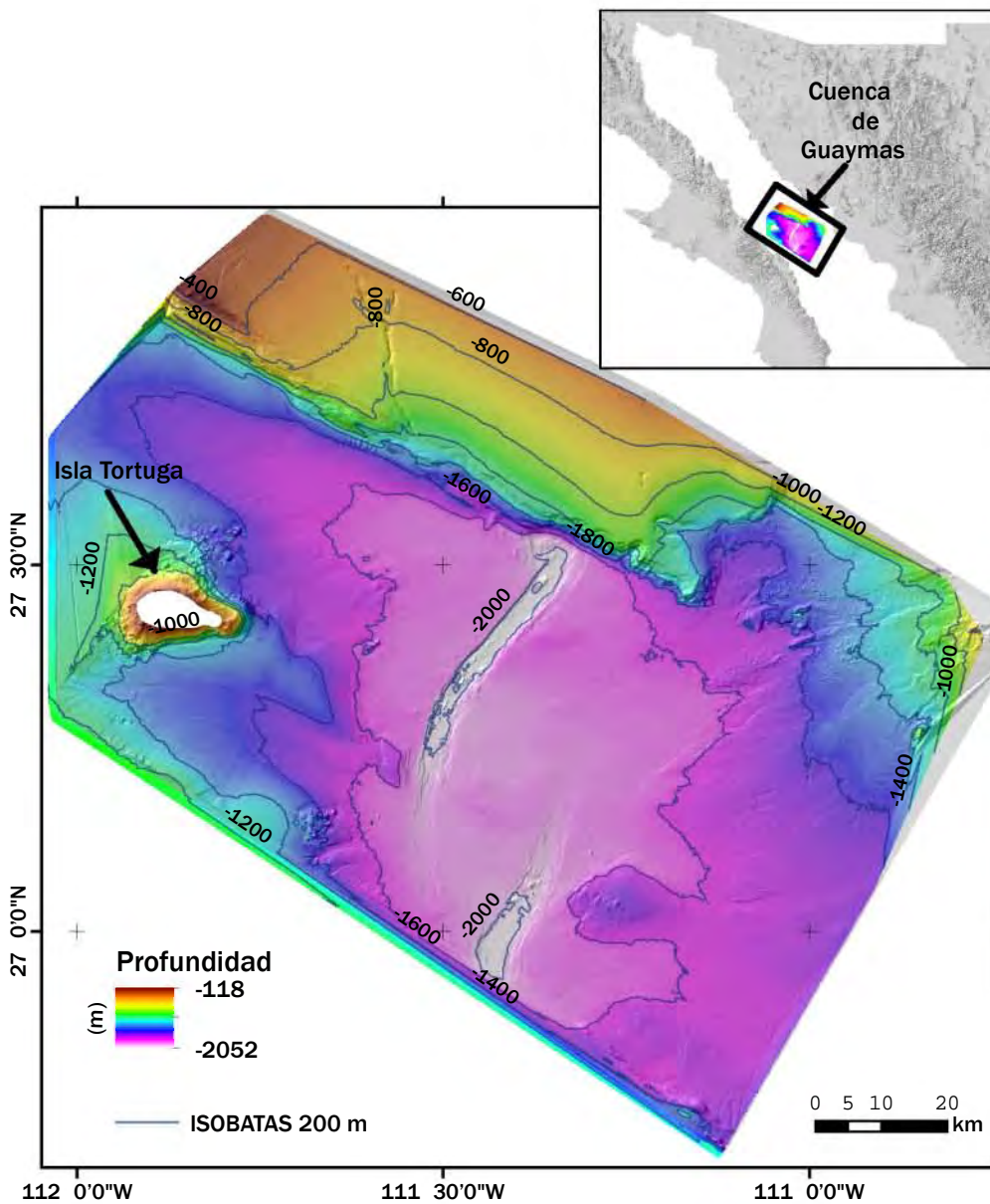


Figura 2.4: Batimetría de alta resolución y ubicación geográfica de la Cuenca de Guaymas. Datos adquiridos en las campañas oceanográficas GUAYRIV10 y GUAYMAS14 a bordo del BO El Puma.

2.3.2 Descripción tectónica y vulcanismo

La Cuenca de Guaymas está rodeada por escarpes prominentes, formados por las falla transformantes de Guaymas al este y de Carmen al oeste (Figura 2.5). Las fronteras norte y sur colindan con los taludes continentales de Sonora y Baja California, respectivamente [Lonsdale, 1985].

La parte central de la Cuenca de Guaymas contiene dos segmentos de *rift*, los cuales forman estructuras de graben y se encuentran separados por una zona de solape de 20 km de longitud [Lonsdale, 1995]. El *rift* norte tiene una longitud aproximada de 40 km, un ancho de 2 a 3 km y está en contacto con el margen de Sonora, mientras que el graben sur tiene 30 km de longitud, de 2 a 4 km de ancho y limita con el margen peninsular de Baja California, en donde las redes de drenaje fluvial tienen poca captación y una descarga episódica [Fisher y Becker, 1991; Kluesner et al., 2014]. Ambos tienen una profundidad de 50 a 150 m con respecto al piso oceánico circundante y son *riffts* estrechos cuyo magmatismo ha estado activo desde la ruptura continental [Lizarralde et al., 2007]. Las paredes de los valles de ambos *riffts* son escarpes frescos de fallas que exponen lodos semilitificados de diatomeas y los sedimentos que se acumulan en sus pisos tienen cortes por fallas normales [Lonsdale, 1985].

Los pisos oceánicos en el interior de ambos valles de *riffts* no son completamente planos. Estos presentan diversos relieves que se forman por el levantamiento de rocas sedimentarias sobre intrusiones magmáticas; tienen áreas de entre 0.1 y 1 km² y elevaciones que pueden llegar hasta 100 m con respecto al terreno circundante. De manera general, se puede observar que estos montes se concentran en las zonas axiales de los valles de ambos *riffts* [Lonsdale y Becker, 1985; Fisher y Becker, 1991].

La formación de los valles de *rift* y los escarpes más largos se debe a los movimientos horizontales de las placas tectónicas y no a los movimientos verticales del magma [Lonsdale y Lawver, 1980]. Aunque en la cuenca no se presenten grandes sismos, la mayoría de la sismicidad se atribuye al conjunto de pequeños eventos asociados al movimiento del magma [Reichle y Reid, 1977; Lonsdale, 1989].

Es importante mencionar que las similitudes estructurales con los valles axiales de *riffts* en dorsales oceánicas sugieren que las depresiones formadas en los *riffts* norte y sur de la cuenca tienen un origen similar: el material es acrecentado en el piso del *rift* y levantado hacia las paredes del mismo. Esto indica que las depresiones que se forman en los *riffts* de la Cuenca de Guaymas no son simples *grabens* de extensión (aunque en la literatura es común referirse a estas depresiones como *graben* norte y sur) [Lonsdale, 1989].

En el margen norte de la cuenca hay una zona de intensa deformación que se extiende de 1 a 2 km y se atribuye al movimiento de cizalla de la falla transformante Guaymas. El margen sur, limitado por la falla transformante Carmen, tiene una pendiente más pronunciada y una capa mucho más delgada de sedimentos no consolidados [Lonsdale y Lawver, 1980]. Se cree que el *rift* de la Cuenca de Guaymas comenzó con el acomodo transtensional de la deformación en el margen de Sonora, previamente a una migración de la deformación hacia el oeste, para llegar a la configuración tectónica que se observa hoy en día [Aragón-Arreola et al., 2005].

Ahora bien, el vulcanismo en los centros de esparcimiento a lo largo del Golfo de California es

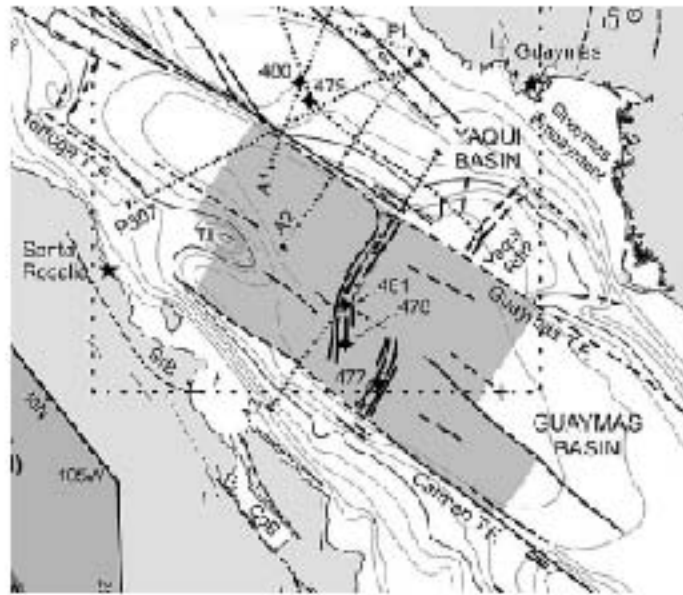


Figura 2.5: Características tectónicas principales de la Cuenca de Guaymas con datos de batimetría al fondo. El área sombreada representa la extensión de la corteza transicional. Los rombos negros enumerados son los sitios de núcleos obtenidos en el DSDP (*Deep Sea Drilling Project*). Imagen modificada de Aragón-Arreola et al. [2005].

diverso. En la Cuenca de Guaymas el magmatismo axial se manifiesta con las intrusiones de diques y sills entre los sedimentos jóvenes además de algunos volcanes submarinos alejados del rift. Por otra parte, es frecuente que en las zonas de fractura de las fallas transformantes del golfo se observen cadenas de volcanes; un ejemplo es el reciente volcán toleítico de tipo escudo, cuyo cono emergido formó la Isla Tortuga [Lonsdale, 1989].

La Isla Tortuga se ubica al noroeste de la Cuenca de Guaymas (Figura 2.4) y tiene una edad menor a 1.7 Ma. Está compuesta por flujos de lava basáltica, tobas vítreas y en menor cantidad, andesita toleítica. La isla se formó posiblemente en dos etapas, ya que hubo una migración del punto de la fuente del vulcanismo (del sureste al noroeste). La última etapa de actividad culminó con el colapso de la caldera (Figura 2.6), la extrusión de los flujos superficiales y la formación de un lago de lava [Batiza, 1978].

De acuerdo con Fabriol et al. [1999], la falla transformante Tortuga sobre la que surgió la isla del mismo nombre, se interpreta ahora como una dorsal llamada Dorsal Volcánica Tortuga. Es una dorsal de aproximadamente 7 km de ancho y 40 km de longitud, que tiene una orientación de 285° (casi perpendicular a los segmentos de *rift* de la Cuenca de Guaymas) y es bien definida por la isobata de 1000 m. De hecho, la composición química de los basaltos de la Isla Tortuga es muy similar a la composición de una dorsal oceánica toleítica [Batiza, 1978]. La batimetría y retrodispersión acústica de la zona también muestran fisuras, lineaciones que se interpretan como fracturas y montes de origen volcánico en el lecho marino Fabriol et al. [1999].



Figura 2.6: Vista aérea de la Isla Tortuga (Fotografía de Dean y Melinda Ketelsen).

2.3.3 Cuenca sedimentaria

La Cuenca de Guaymas presenta una capa de sedimentos de espesor entre 2 y 3 km sobre los segmentos de *rift*. Aunque la tasa de sedimentación varía a lo largo de la cuenca, se considera que el promedio estable a largo plazo es $\sim 1\text{km}/\text{Ma}$ [Schrader, 1982].

Esta rápida tasa de sedimentación corresponde al depósito de una combinación de sedimentos biogénicos y terrígenos, e.g. diatomita, arcillas, turbiditas, flujos de lodo y limos. El material terrígeno constituye 50 a 70 % de los sedimentos en la cuenca y el resto está constituido por material biogénico principalmente silíceo y calcáreo [Williams et al., 1979].

Dentro del material terrígeno, la fracción clástica de los sedimentos parece ser de origen máfico y félsico. Se cree que los componentes máficos se derivan del arrastre de rocas volcánicas provenientes de la Sierra Madre Occidental, a través de los ríos Matape, Mayo, Fuerte y principalmente los ríos Sonora y Yaqui. Los componentes félsicos se derivan probablemente de rocas sedimentarias provenientes de la meseta del Colorado, transportadas por el río del mismo nombre, o bien, de las rocas intrusivas félsicas abundantes en Sonora [Dean et al., 2004].

En cuanto al origen de los sedimentos biogénicos, es la gran población de plancton en la Cuenca de Guaymas que produce una lluvia de escombros pelágicos. Estos principalmente son fragmentos de diatomeas, las cuales se acumulan en las depresiones de la cuenca [Lonsdale, 1989].

Los márgenes continentales de la cuenca presentan sedimentos escasos del lado de Baja California, pero tienen grandes depósitos en el talud adyacente al centro de México. Los sedimentos depositados en esta parte del talud (compuestos por capas de diatomita y lodo alternadas), tienen mayor contenido orgánico que aquellos que están sobre el fondo de la cuenca. Esto se debe a que a profundidades de 300 a 800 m, hay una deficiencia de oxígeno que impide el decaimiento orgánico en

lodos hemipelágicos y sedimentos biogénicos [Merewether et al., 1985; Lonsdale, 1989].

Una de las características más interesantes de la estructura de los sedimentos en la Cuenca de Guaymas es la alternación, a escala milimétrica, de láminas transparentes y opacas de material biogénico y terrígeno. Los sedimentos laminares se acumulan en un entorno marino en donde hay una variación estacional en las características de los sedimentos y en donde el contenido de oxígeno en el fondo del mar es suficientemente bajo como para preservar la laminación de los sedimentos [Keigwin, 2002].

Ahora bien, el clima del Golfo de California se divide en dos fases: invierno y verano subtropical. Durante el invierno los vientos superficiales predominantes del noroeste causan una surgencia de nutrientes y aumentan la producción de fitoplancton (formando así las láminas transparentes). En el verano el viento sopla continuamente del sur, resultando en un incremento de lluvia y reduciendo la producción de diatomeas (formando láminas sedimentarias opacas) [Barron et al., 2004].

Por otro lado, el análisis de la estratigrafía sísmica ha revelado que los periodos de glaciaciones coinciden con una gran deposición de material terrígeno, superando la tasa de esparcimiento oceánico y la subsidencia. Sin embargo, en los periodos interglaciares hay una reducción en el suministro de sedimentos, lo cual resulta en el restablecimiento morfológico del eje axial del *rift* [Kluesner et al., 2014].

Los sedimentos tienen un rol muy importante sobre los procesos tectónicos y geológicos de la región de la Cuenca de Guaymas. Se ha planteado que los sedimentos actúan como aislantes del magmatismo intrusivo en la cuenca, lo cual promueve reacciones químicas por el cocimiento de los mismos sedimentos y finalmente una liberación de fluidos a través de sistemas hidrotermales [Lizarralde et al., 2007, 2011].

2.3.4 Sills y sistemas hidrotermales

2.3.4.1 Sills en la Cuenca de Guaymas

La Cuenca de Guaymas presenta dos segmentos de *rift*, en donde una nueva corteza ígnea está siendo creada bajo una espesa capa de sedimentos. En este proceso de *rifting* el emplazamiento magmático superficial en la cuenca ocurre principalmente por la intrusión de sills en los sedimentos [Lizarralde et al., 2011].

La presión y el volumen del magma en los centros de esparcimiento de la cuenca son usualmente insuficientes para elevar el magma más allá de 2000 m bajo el nivel del mar; es decir, el magma ascendente tiende a alcanzar el fondo oceánico en las depresiones más profundas. Sin embargo, antes de que esto suceda, el magma es forzado (por presión hidrostática) a formar sills tan pronto como éste entra en contacto con los sedimentos suaves [Einsele, 1982].

Han pasado más de 30 años desde que el *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) trabajó en la Cuenca de Guaymas, perforando los sitios que se indican en la Figura 2.5. Los sitios 477 y 481 se encuentran en los valles de los rifts sur/norte y el sitio 478, cerca de la zona de *overlap* que conecta ambos *rifts*

(aún no son centros de esparcimiento). Ahora bien, en los tres sitios se encontraron secuencias de lodos hemipelágicos entre sills basálticos a doleríticos de grano grueso; y en los sitios 477 y 481, el metamorfismo de contacto ha afectado los sedimentos sobre y debajo de las intrusiones de sills. De hecho, la gran actividad hidrotermal en el sitio 477 ha llevado a la formación de esquistos verdes debajo de los complejos más superficiales de sills [Gieskes et al., 1982]. Lonsdale y Becker [1985] lograron identificar tres sills someros en la parte central del graben sur utilizando un perfilador acústico. Estos sills (sobre los que se encontraron sistemas hidrotermales activos), no tienen una extensión mayor a 2 km y se encuentran a una profundidad no mayor de 50 m bajo los sedimentos.

Más recientemente, con base en datos de reflexión sísmica, Lizarralde et al. [2011] indicaron la existencia de sills depositados en capas alternadas con los sedimentos y estratos con discontinuidades bajo los sills. Esta observación de sills intercalados con sedimentos jóvenes y algunos de temperaturas elevadas, puede ser explicado por el mecanismo de intrusión de sills, aunado al movimiento de extensión característico de una cuenca activa de tipo *pull-apart*. En la Figura 2.7 se muestra un modelo simplificado del emplazamiento de sills basálticos en los sedimentos suaves, tomando en cuenta el movimiento de los centros de esparcimiento de piso oceánico. Nótese que los sills más jóvenes tienden a ubicarse por encima de los sills más antiguos porque el magma puede penetrar más fácilmente en los sedimentos suaves que en sedimentos comprimidos por los sills anteriores [Einsele et al., 1980; Einsele, 1982]. Bajo esta premisa, se ha propuesto que la Cuenca de Guaymas no sólo está compuesta por capas de sedimentos sino que también hay sills embebidos entre los sedimentos inferiores [Einsele et al., 1980; Einsele, 1982; Lizarralde et al., 2007].

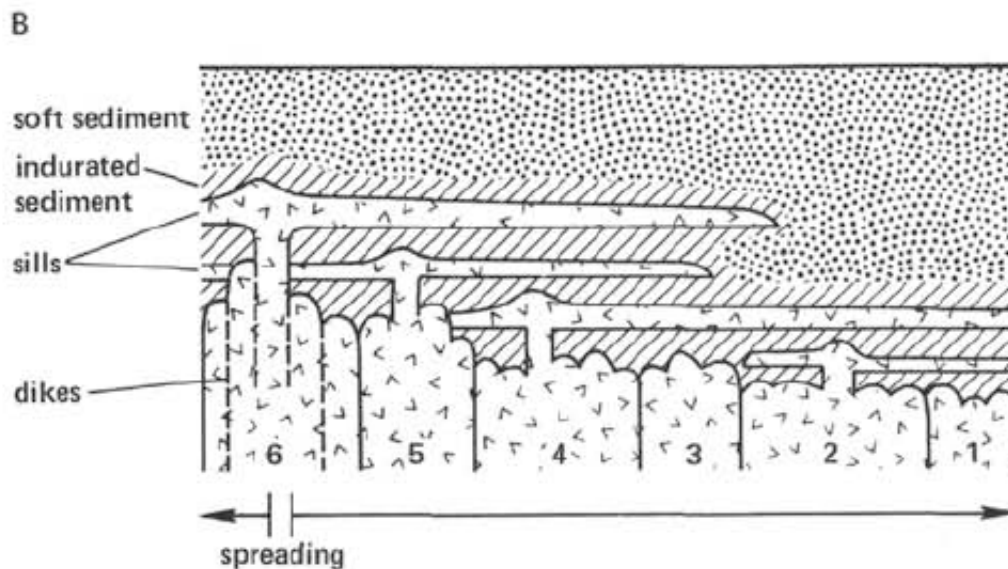


Figura 2.7: Modelo idealizado de emplazamiento de sills en una cuenca con esparcimiento de piso oceánico. Se muestra una secuencia de sills y diques basálticos intercalados con sedimentos suaves (puntos) y consolidados (líneas diagonales). Los números representan la sucesión de eventos, el número 6 indica el emplazamiento más reciente. Imagen de Einsele [1982].

Aunque las perforaciones realizadas en la cuenca no proveen una visualización 3D de la geometría de los sills, datos de perfiles sísmicos y vehículos sumergibles dentro de los *riffts* señalan que los intrusivos tienen una forma cóncava similar a la estructura de un hongo [Lonsdale y Lawver, 1980].

En cuanto a la extensión de los sills, Lizarralde et al. [2011] observaron a lo largo de una sección sísmica un horizonte continuo de sills distribuidos de manera discreta entre los sedimentos. Indicaron que posiblemente estos sills se extienden hasta ~ 40 km al sureste y ~ 50 km al noroeste del graben norte (casi 10 veces más lejos que los intrusivos observados en una zona axial de rift). Señalaron que los sills al sureste de este graben tienen forma de cúspide y están enterrados entre una combinación de sedimentos terrígenos y biogénicos; mientras que los sills al noroeste, son sills someros enterrados en sedimentos mayormente biogénicos. Además, Lizarralde et al. [2011] encontraron que el espesor de los sedimentos suprayacentes a los sills inferidos varía entre 200 y 400 m y en cuanto al espesor de los sills, se ha señalado que podría alcanzar más de 100 m de acuerdo con las muestras del DSDP [Gieskes et al., 1982].

2.3.4.2 Sistemas hidrotermales

La consecuencia primordial de la existencia de intrusiones magmáticas superficiales en una región amplia, es que grandes volúmenes de sedimentos ricos en materia orgánica son susceptibles a sufrir alteraciones termogénicas. Estas alteraciones producen principalmente metano, dióxido de carbono, ácidos orgánicos de bajo peso molecular y un amplio espectro de hidrocarburos que son liberados en el fluido de poro sedimentario y al océano mediante sistemas hidrotermales [Martens, 1990; Simoneit et al., 1990; Simoneit y Schoell, 1995; Lizarralde et al., 2011].

Mediante el estudio de propiedades físicas, químicas y mineralógicas de los sedimentos y del agua de la zona (durante el Leg 64 del DSDP), se concluyó que la Cuenca de Guaymas tiene dos tipos de sistemas hidrotermales que actúan en los segmentos de *rift*: actividad hidrotermal asociada con intrusiones de sills basálticos relativamente superficiales entre sedimentos porosos ($< 200^\circ$ C) y actividad hidrotermal causada por grandes intrusivos magmáticos ($> 300^\circ$ C) a mayores profundidades [Gieskes et al., 1982].

El flujo de calor es más alto cerca de las ventilas hidrotermales y de los sills someros. En el *graben* sur se ha reportado un flujo de calor regular de alrededor de 650 mW/m^2 en el piso central y cerca de 180 mW/m^2 en las áreas circundantes; en el centro del *graben* se encontraron valores excepcionalmente altos de $\sim 2 \text{ W/m}^2$ [Lonsdale y Becker, 1985]. Recientemente, Prol-Ledesma et al. [2013], han registrado valores de flujo de calor marino del orden de 1000 mW/m^2 en la Cuenca de Guaymas, lo cual podría indicar que el esparcimiento del piso oceánico es un proceso activo. Es preciso mencionar que estos valores de flujo de calor son alrededor de 10 veces más altos que el valor promedio para la corteza oceánica (105.4 mW/m^2) [Prol-Ledesma et al., 2013]. Por ello, se ha sugerido que los sills someros actúan como una “roca sello” para circulaciones hidrotermales superficiales provenientes de una fuente magmática, y que a su vez, los intrusivos son enfriados por la circulación hidrotermal que expulsa fluidos calientes a través de fracturas e incluso sedimentos relativamente impermeables. Probablemente existe una recarga con fluidos más fríos provenientes de otra parte del rift [Lonsdale y Becker, 1985; Fisher y Becker, 1991].

Utilizando datos de retrodispersión acústica y vehículos de arrastre sumergibles, se han encontrado diversos mecanismos de actividad hidrotermal en la Cuenca de Guaymas y algunas emanaciones o filtraciones frías. Por ejemplo, [Lonsdale y Becker \[1985\]](#) encontraron 20 plumas termales a lo largo del graben sur con temperaturas mayores a 39°C. La mayoría de estas plumas se encontraron sobre depósitos de minerales hidrotermales (principalmente anhidrita y sulfuros), los cuales formaron columnas y chimeneas de hasta 25 m. En el piso del graben sur, cubierto con lodo, se muestrearon sulfatos hidrotermales (principalmente anhidrita y baritina), silicatos (talco), carbonatos (calcita) y sulfuros (pirrotita, esfalerita, calcopirita y galena) [[Lonsdale y Becker, 1985](#)].

De los más de 100 sitios que [Lonsdale y Becker \[1985\]](#) mapearon en el graben sur, solo en dos sitios se observaron residuos de montes inactivos (elevados con respecto al piso del graben). En el resto se encontraron ventilas hidrotermales activas. Se determinó que los fluidos de poro a través de los depósitos se descargan a una temperatura menor a 100°C en los alrededores del monte, pero su velocidad y temperatura (hasta 314°C) aumenta a través de las chimeneas construidas en los montes [[Lonsdale y Becker, 1985](#)].

Las chimeneas pueden tener orificios abiertos o cubiertos, presentarse como montes huecos, estructuras en forma de aguja, o filtraciones de baja temperatura sin construcciones minerales. Por ejemplo, en el *gaben* sur se encontraron dos o tres posibles chimeneas negras, llamadas así por la precipitación de partículas de sulfuro [[Lonsdale y Becker, 1985](#)]. Algunas chimeneas con descargas menos energéticas presentan orificios obstruidos con anhidrita negra y ello provoca un cono difuso de ventilación, similar a la estructura de un sombrero chino. Otras chimeneas son selladas mediante capas horizontales relativamente impermeables de sulfato, calcita y sulfuros recristalizados; esto obliga al fluido hidrotermal a dirigirse hacia abajo y elevarse como una pluma boyante de baja velocidad sólo alrededor de la capa o sello. A medida que las capas se vacían por la liberación de los fluidos, y las capas huecas se van apilando, se forman estructuras similares a una pagoda. Otro tipo de estructura que se ha observado, sobre todo en la cima de grandes montes, es la de forma similar a un hongo (Figura 2.8) [[Hekinian et al., 1983](#); [Lonsdale y Becker, 1985](#); [Teske et al., 2016](#)].

Además, en estas zonas hidrotermales, estudios recientes indican que hay diversas comunidades biológicas ampliamente distribuidas en el piso oceánico de la cuenca; mismas que subsisten y se desarrollan alrededor de sistemas hidrotermales (ricos en metano) [[Lizarralde et al., 2011](#)]. La Cuenca de Guaymas cuenta con grupos taxonómicos, tales como moluscos bivalvos, crustáceos decápodos, gusanos de tubo y otras especies endémicas [[Escobar-Briones, 2007](#)]. La gran productividad biológica y la sedimentación rica en material orgánico, debida a los gradientes topográficos en la Cuenca de Guaymas, promueven el intemperismo de silicato y consumen dióxido de carbono atmosférico. El flujo de carbono asociado con estos procesos ha llevado a sugerir que este tipo de *rift* podría contribuir al enfriamiento de la atmósfera e incluso en algunos casos, originar glaciaciones [[Lerman et al., 2007](#); [Eyles, 2008](#)].

Por otra parte, las intrusiones de sills en los sedimentos, contribuyen en la generación de fuentes de carbono para los fluidos en las ventilas hidrotermales y bajo ciertas condiciones, el carbono puede ser liberado al piso oceánico [[Lizarralde et al., 2011](#)]. Se ha observado que sólo la rápida migración de fluidos ricos en metano que atraviesan los sedimentos pueden eventualmente llegar a la atmósfera. Adicionalmente, se ha postulado que la liberación de grandes cantidades de carbono a la atmósfera

podría ser relevante para un cambio climático e incluso causar un evento de la magnitud del Máximo Térmico del Paleoceno Eoceno (PETM por sus siglas en inglés), cuando se produjo un calentamiento que elevó 8°C la temperatura promedio global, en un periodo menor a 10,000 años [Zachos et al., 2003].



Figura 2.8: Depósitos sobre una estructura hidrotermal, fotografiados el 10 de noviembre de 2009 durante el crucero AT15-55 (sumergible Alvin 4555: heading 326, profundidad 1900 m) [Teske et al., 2016].

2.3.5 Estructura de la corteza

La sedimentación es tan rápida en la Cuenca de Guaymas, que esto evita la extrusión de nuevo basalto en el piso oceánico [Fisher y Becker, 1991]. El mecanismo principal de la creación de nueva corteza oceánica en la cuenca parece ser las intrusiones de sills entre los sedimentos.

La presencia de corteza oceánica en la cuenca es materia de debate. A diferencia de las cuencas en el sur del Golfo de California, las anomalías magnéticas observadas en la Cuenca de Guaymas no presentan lineaciones magnéticas asociadas con esparcimiento de piso oceánico. Este hecho se atribuye a la ausencia de una corteza extrusiva bien desarrollada, a la intensa alteración hidrotermal por intrusión del magma, a la abundancia de magmatismo eruptivo e intrusivo fuera del eje del *rift* y probablemente a la misma presencia de una capa gruesa de sedimentos [Kluesner et al., 2014].

Recientemente, Lonsdale y Kluesner [2010] sugirieron que desde hace 2 Ma, la extensión de piso oceánico a través del graben norte de la Cuenca de Guaymas ha sido casi simétrico con una tasa de 46 km/Ma. Por otra parte, con base en datos sísmicos de alta resolución adquiridos a través del graben norte, Lizarralde et al. [2007] han sugerido que el centro de esparcimiento en la cuenca ha sido fuertemente magmático desde la ruptura continental, formando nueva corteza ígnea de 6 a 8 km de espesor y un volumen desconocido de material enterrado entre los sedimentos (Figura 2.9). Con las velocidades sísmicas, estos autores interpretaron que la nueva corteza se extiende sobre

una anchura de ~ 280 km y tiene una tasa de esparcimiento de ~ 48 mma^{-1} . Ello implicaría que la ruptura litosférica ocurrió hace ~ 6 Ma, seguida de al menos 70 km de extensión. Además, [Lizarralde et al. \[2007\]](#) proponen que los sedimentos en la Cuenca de Guaymas actúan como una especie de cubierta que inhibe la circulación hidrotermal, la cual podría aumentar la extracción de fundidos del manto y generar un magma fértil subyacente al *graben* norte. Esto podría explicar la formación de una nueva corteza ígnea de mayor espesor que la corteza creada en una dorsal sin sedimentos.

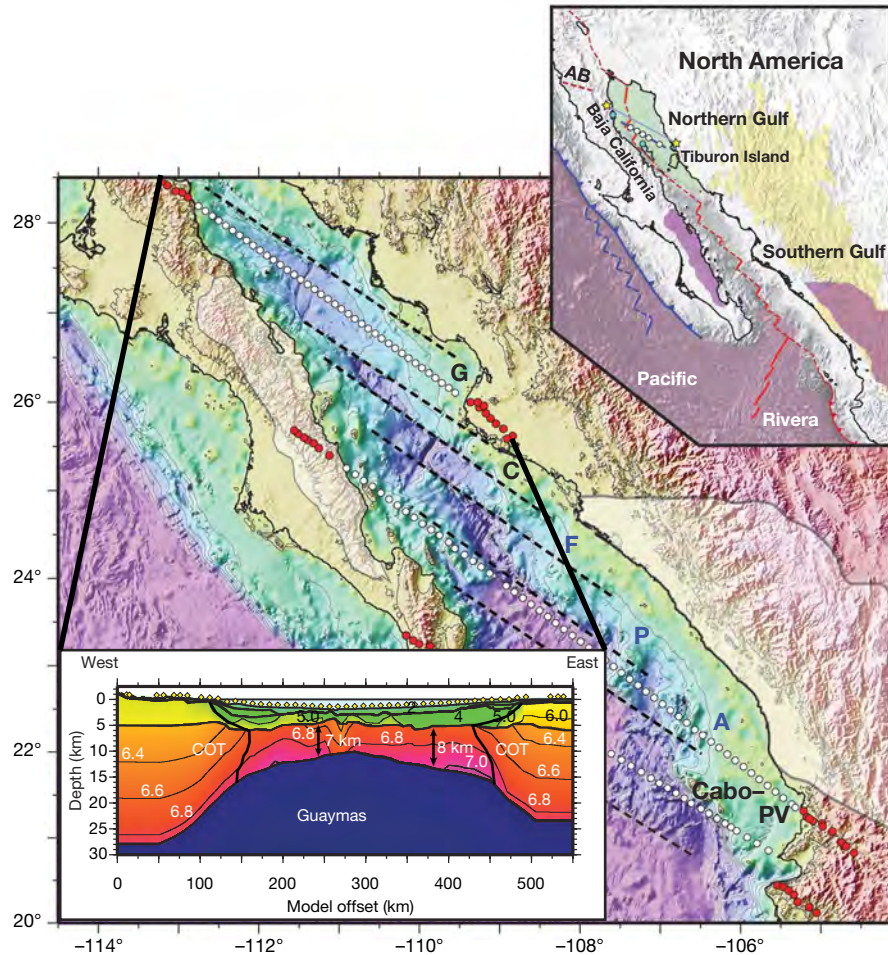


Figura 2.9: Modelo de velocidad sísmica (km/s) a lo largo del transecto de la Cuenca de Guaymas que se indica con los círculos. Los círculos blancos y rojos son los sismómetros marinos y terrestres respectivamente. COT: Transición continente/océano [[Lizarralde et al., 2007](#)].

CAPÍTULO 3

METODOLOGÍA

Contenido

3.1	El campo geomagnético y las anomalías de campo total	19
3.2	Datos magnéticos marinos adquiridos	20
3.3	Procesamiento inicial de datos	22
3.3.1	Remoción del IGRF	22
3.3.2	Corrección de variación diurna	22
3.3.3	Corrección por efecto de rumbo	25
3.3.4	Reducción al polo magnético	27
3.4	Estimación de profundidades	29
3.4.1	Señal analítica mejorada	29
3.4.2	Promedio radial de espectro de potencias	31
3.5	Anomalía magnética residual	34
3.6	Derivadas direccionales para amplificar fuentes someras	36
3.7	Modelado directo en 2D	37

3.1 El campo geomagnético y las anomalías de campo total

El campo magnético terrestre o campo geomagnético \vec{F} es una cantidad vectorial que puede ser medida en cualquier parte de la superficie de la Tierra. En cada punto del espacio es posible determinar su dirección y magnitud $|\vec{F}| = F$ expresada en nanoteslas (nT). El campo geomagnético se acerca al campo producido por un dipolo excéntrico desplazado alrededor de 419 km del centro de la Tierra hacia 21° N, 147° E en el oeste del Pacífico. Su magnitud varía de 30,000 nT cercano al ecuador a 65,000 nT en regiones polares [Jones, 1999].

Tomando las componentes de \vec{F} en el plano horizontal H y en el plano vertical V , se define la inclinación magnética I como el ángulo que hay entre \vec{F} y H , la cual se toma como un valor positivo cuando el campo \vec{F} está dirigido hacia abajo. El ángulo entre H y el norte geográfico es la declinación magnética D , la cual es positiva hacia el este partiendo del norte.

El campo geomagnético principal es generado en el interior de la Tierra mediante un mecanismo similar al de un dinamo (asociado a corrientes de convección). De acuerdo con observaciones terrestres, este campo exhibe un cambio lento ó variación secular en escala de años. Este campo tiene

una representación matemática que describe el campo magnético terrestre y su variación secular. El campo es también afectado por fuentes externas que representan menos del 1% del campo total y que son el resultado de diversos fenómenos, tales como las tormentas magnéticas, variaciones diurnas y la interacción-generación de otros campos en la magnetósfera y en la ionósfera. Por ejemplo, la rotación de la Tierra y algunos efectos de marea manifestados en la ionósfera pueden llegar a generar campos magnéticos de magnitud mayor a 1000 nT [Blakely, 1996; Jones, 1999]. Ahora bien, en la superficie de la Tierra hay un magnetismo remanente que afecta el campo total, siendo referido como anomalías de campo total. Estas anomalías proveen información importante sobre estructuras geológicas, tales como fallas e intrusivos magmáticos y evoluciones tectónicas en áreas marinas [Gorodnitskiy et al., 2013].

Para calcular las anomalías magnéticas de campo total ΔT , primero se restan los términos del IGRF (campo generado por el dipolo terrestre F) al campo magnético medido F_{obs} y posteriormente se remueven los efectos de variación temporal del campo F_t [Jones, 1999]. Esto se expresa como

$$\Delta T = F_{obs} - F - F_t \quad (3.1)$$

3.2 Datos magnéticos marinos adquiridos

Los datos utilizados en esta tesis fueron adquiridos en dos campañas oceanográficas a bordo del BO El Puma. La campaña GUAYRIV10, llevada a cabo del 28 al 30 de noviembre y del 3 al 6 de diciembre de 2010 y la campaña GUAYMAS14, realizada del 8 al 12 de octubre de 2014. Para ello se utilizó un magnetómetro marino de precesión de protones con una resolución de 0.1 nT (modelo G-877 de GEOMETRICS).

El magnetómetro se colocó a una distancia de 250 m de la popa por medio de un cable de comunicación y se mantuvo a una profundidad aproximada de 20 m. La adquisición de datos se realizó cada dos segundos a una velocidad entre 6 y 8 kn. Esta base de datos estuvo compuesta por 44 perfiles magnéticos. Como se puede observar en la Figura 3.1, todos los perfiles tuvieron una orientación perpendicular a los graben de extensión.

Antes de comenzar con el procesamiento de los datos, se verificó que no hubiera reportes de tormentas magnéticas durante los días de adquisición de ambas campañas; para ello se revisó el índice DST (*Disturbance Storm Time*) del *World Data Center for Geomagnetism* en Kyoto, Japón. El índice DST es un parámetro que indica la actividad magnética derivada de una red de observatorios geomagnéticos cercanos al ecuador, en donde se mide la intensidad de la corriente eléctrica ecuatorial globalmente simétrica. Otro indicador de perturbaciones en el campo magnético terrestre es el índice planetario Kp, el cual se usa para caracterizar la magnitud de las tormentas magnéticas. El índice Kp varía de 0 a 9, en donde 0 significa que hay muy poca actividad geomagnética y 9 representa una tormenta geomagnética extrema. El valor mayor de índice planetario que se encontró durante los días de adquisición de ambas campañas fue Kp=4.

El procesamiento de datos para obtener las anomalías magnéticas deseadas y los métodos auxiliares

de interpretación que se presentan en las próximas secciones, se realizaron mediante la programación de códigos en Matlab 2011 y los mapas se elaboraron utilizando ArcGis 10.3. Se utilizó una malla cuadrada con una separación entre puntos de 0.6 km, ya que se recomienda que el espaciamiento en la malla sea de 1/3 a 1/5 del espacio entre los transectos de adquisición [Li y Goetze, 1999].

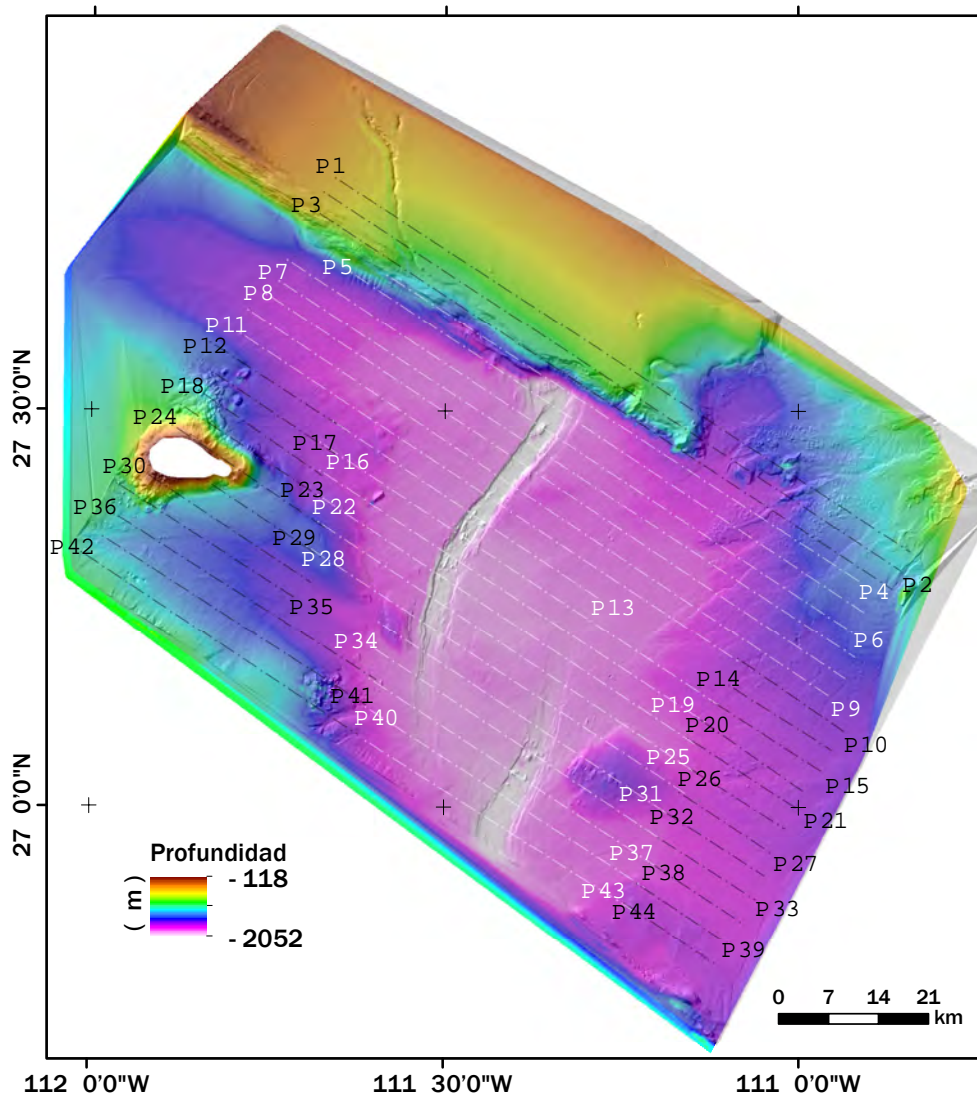


Figura 3.1: Ubicación espacial de los 44 perfiles adquiridos durante las dos campañas. El inicio de cada perfil se indica con la marca P1-P44. En blanco se muestran los perfiles adquiridos en la campaña GUAYRIV14 y en negro los perfiles de GUAYMAS14.

3.3 Procesamiento inicial de datos

En esta sección se presenta el procesamiento que se realizó a los datos magnéticos marinos tras su adquisición, para realizar interpretaciones adecuadas de las anomalías magnéticas. Para obtener las anomalías magnéticas de campo total en esta tesis inicialmente se removió el campo geomagnético mediante la resta del IGRF y se realizó la corrección por variación diurna. Posteriormente, los valores de las anomalías fueron reducidos al eliminar el efecto magnético que tiene la orientación del buque en el campo medido y finalmente se realizó una reducción al polo magnético en 2D. De esta manera se obtuvieron las anomalías de campo total cuyas ubicaciones estarán justo sobre los cuerpos causativos.

3.3.1 Remoción del IGRF

La representación matemática del campo geomagnético es definido por la fórmula del Campo de Referencia Geomagnético Internacional (IGRF por sus siglas en inglés). Del análisis de armónicos esféricos, el IGRF está compuesto por los coeficientes de Gauss hasta orden y grado 10, ya que se cree que esos términos de bajo orden son una buena representación del campo del núcleo terrestre. Además, como el campo geomagnético cambia con el tiempo, los modelos del IGRF en función de este parámetro se modifican cada cinco años; a este periodo se le conoce como época [Blakely, 1996].

Para remover el campo geomagnético teórico de cada uno de los perfiles de datos observados, primero se determinaron los valores de la versión más reciente del IGRF (i.e., IGRF-12 [Thébaud et al., 2015]), en cada punto de medición del campo magnético. Para ello se utilizó el software libre Geomag 7.0 de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). A partir de los siguientes datos de entrada: fecha, sistema de coordenadas, profundidad, latitud y longitud; se obtuvieron la declinación, inclinación, campo magnético horizontal, componente vertical, N y E, magnitud del campo total y cambio anual de los parámetros mencionados.

3.3.2 Corrección de variación diurna

Una vez removido el campo terrestre teórico del campo observado, fue preciso realizar la corrección por variación diurna para obtener la anomalía magnética sin este efecto. Las variaciones diurnas tienen un periodo de 24 horas y están relacionadas con la actividad solar: el calentamiento solar altera la temperatura y por lo tanto la conductividad eléctrica de la ionósfera (Figura 3.2). En la mayoría de regiones continentales las variaciones diurnas oscilan entre 20-40 nT [Jones, 1999], pero como éstas no son predecibles, podrían exhibir cambios de hasta 100 nT o más [Breiner, 1999].

La variación diurna es la principal perturbación en las adquisiciones magnéticas marinas, especialmente en áreas grandes y alejadas de la costa [Gang et al., 2015]. Uno de los métodos más precisos para remover la variación diurna consiste en utilizar datos de una estación base cercana a la zona de estudio [Breiner, 1999]. Ésta registra los valores del campo magnético de manera continua desde el inicio y hasta el final de la adquisición de los datos magnéticos en el sitio de interés. Es frecuente

que en adquisiciones magnéticas la estación base presente fallas; sin embargo, si existe algún observatorio magnético a una distancia razonable, es posible utilizar el magnetograma de intensidad total de esa estación, para realizar la corrección diurna [Galindo-Zaldívar et al., 2013; Gvishiani et al., 2014; Schettino, 2014]. Los datos se pueden obtener a través de la red global de observatorios que monitorean el campo magnético de la Tierra, INTERMAGNET (*International Real-time Magnetic Observatory Network*).

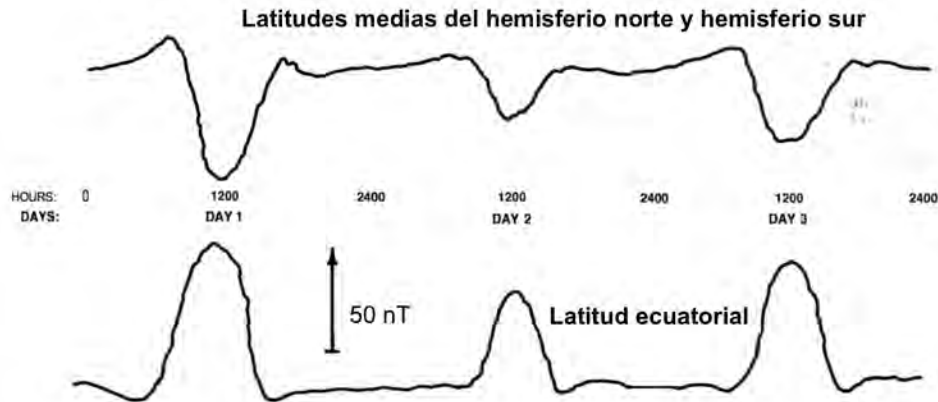


Figura 3.2: Típicas variaciones diurnas en intensidad de campo total. Imagen modificada de Breiner [1999].

En las campañas GUARIV10 y GUAYMAS14 no fue posible instalar una estación base cercana a la Cuenca de Guaymas. Por lo que para remover la variación diurna se utilizaron los datos del Observatorio Magnético de Tucson, Arizona, EU (latitud: 32.1745°N , longitud: 110.7337°W , elevación: 946 m).

Para remover la variación diurna primero se eliminó el campo teórico del observatorio magnético y la anomalía regional mediante un ajuste lineal del magnetograma (Figura 3.3). Posteriormente se dividió el magnetómetro en periodos de 24 horas y se realizó un ajuste polinomial de orden 4 para cada cada día. Se eligió un ajuste de orden 4 porque presentaba el menor error en el ajuste de un polinomio de orden bajo a la variación diurna (Figura 3.4) [Yarger et al., 1978]. Finalmente se restó el polinomio de la variación temporal del campo magnético correspondiente a cada perfil.

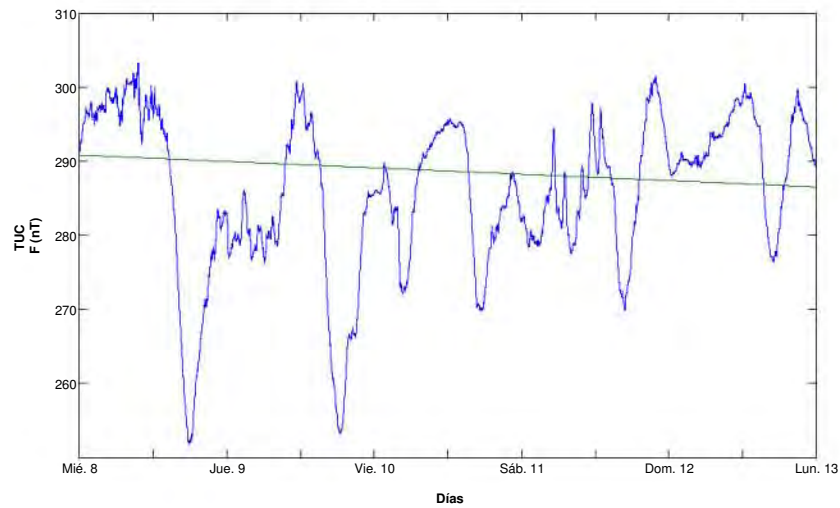


Figura 3.3: Magnetograma del observatorio de Tucson para la campaña GUAYMAS14 (campo teórico removido). En verde se muestra el ajuste lineal realizado para eliminar la anomalía magnética regional del observatorio.

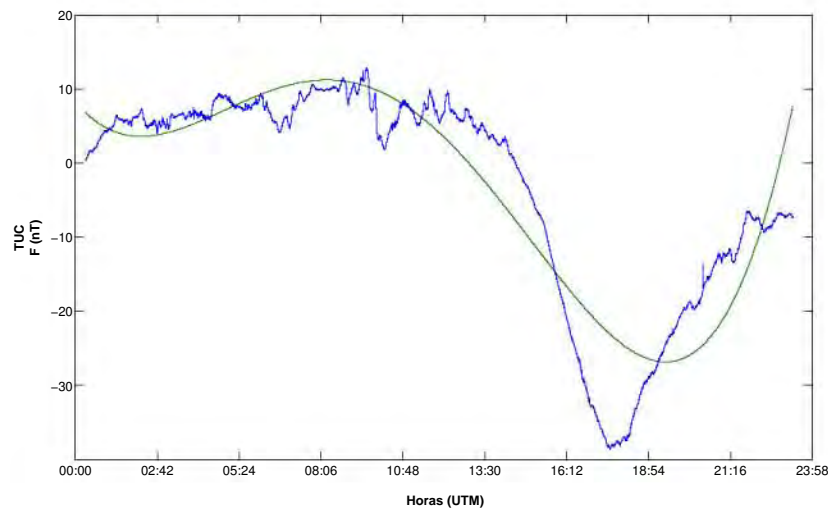


Figura 3.4: En azul, se muestra la variación diurna del observatorio de Tucson, tras la remoción del campo teórico y la anomalía regional. Nótese que este es el segmento del día miércoles 8 del magnetograma presentado en la figura anterior (campaña GUAYMAS14). En verde se muestra el ajuste polinomial de cuarto orden.

3.3.3 Corrección por efecto de rumbo

Otra de las correcciones a considerar en el procesamiento de datos magnéticos, es el efecto que produce el rumbo del buque en las mediciones del campo observado. Los primeros estudios sobre la contribución de este efecto magnético fueron realizados por Bullard y Mason [1961].

Estos autores desarrollaron diversas mediciones del campo magnético en el mar, utilizando un magnetómetro remolcado detrás de la popa de un buque. Describieron las mediciones realizadas bajo ciertas condiciones de perturbación y derivaron reglas para decidir cuando una corrección de este tipo es necesaria. Los autores concluyeron que el efecto magnético de un barco no sólo varía con la posición relativa del mismo y con el campo en el cual el buque es colocado, sino que también el efecto magnético varía con la dirección o rumbo del buque (*heading*). Para tratar este último punto la única suposición que se requiere es que la magnetización del barco puede dividirse en dos partes: una magnetización inducida, proporcional al campo aplicado y una magnetización permanente, independiente del campo.

Ahora bien, considerando un barco ferromagnético de forma arbitraria en un campo magnético terrestre donde L , T y Z son las componentes longitudinal, transversal y vertical del campo, siendo direcciones positivas hacia la proa, estribor y hacia abajo. Entonces el campo en cada punto estará compuesto por el campo de la Tierra, el campo producido por la magnetización inducida del barco y el campo de la magnetización permanente. Para campos tan pequeños como el terrestre, la magnetización inducida puede ser observada como una función lineal de los componentes del campo aplicado.

Esta magnetización inducida por el buque en función del rumbo se puede definir utilizando la siguiente ecuación propuesta por Bullard y Mason [1961]:

$$F_Q = F + C_0 + C_1 \cos \theta + c_2 \cos(2\theta) + S_1 \sin \theta + S_2 \sin(2\theta) \quad (3.2)$$

donde F_Q es la intensidad del campo total en un punto Q relativo al buque, F es la magnitud del campo aplicado y θ es el rumbo magnético del buque (medido de norte a este). Las constantes S_i y C_i están definidas por

$$\begin{aligned} C_0 &= \left[\frac{1}{2}(a_{11} + a_{22})H^2 + a_{33}Z^2 + P_3Z \right] & C_1 &= [(a_{13} + a_{31})Z + P_1]HF^{-1} \\ C_2 &= \frac{1}{2}(a_{11} - a_{22})H^2F^{-1} & S_1 &= -[(a_{23} + a_{32})Z + P_2]HF^{-1} \\ & & S_2 &= \frac{1}{2}(a_{12} - a_{21})H^2F^{-1} \end{aligned}$$

donde a_{ij} son constantes que describen la contribución al campo de la magnetización inducida, P_i son las componentes del campo producido por magnetización permanente y H es la componente horizontal del campo terrestre.

Sin embargo, el casco real de un buque tiene un plano vertical de simetría (en popa y proa) y si el punto Q cae en este plano entonces $a_{21}=a_{12}=a_{32}=a_{23}=0$. Como los efectos de magnetización por el campo transversal son pequeñas, entonces comúnmente $a_{22}=0$. Para observaciones en el plano de simetría, P_2 es producido por una magnetización permanente transversal, así que también será muy pequeño. Finalmente, en un punto cerca de la superficie del mar las constantes $a_{13}=a_{31} \sim 0$.

La ecuación 3.2 muestra que asumir una linealidad en la magnetización inducida puede ser válido. El método más práctico para verificar este punto, es realizar un círculo de mediciones (~ 1 milla náutica de diámetro), remolcando el magnetómetro alejado de la popa. De esta manera se obtiene una gráfica del campo magnético observado contra el rumbo magnético θ . Por lo que, realizando un ajuste de esta curva a la ecuación 3.2 es posible determinar los valores de las constantes que son diferentes de cero y conocer la contribución del campo generado por efectos de rumbo del buque.

Tanto en la campaña GUYRIV10 como en GUYAMAS14, el círculo de mediciones por rumbo no se realizó. Pero asumiendo que el efecto inducido por el buque ha permanecido igual es posible utilizar los datos de otro círculo de mediciones. De esta manera se utilizaron la gráfica del campo contra el rumbo y los valores de las constantes de la adquisición magnética realizada por el buque El PUMA en la parte central de la Placa de Rivera, Océano Pacífico [Pérez-Calderón, 2010]. Las constantes utilizadas fueron:

C_0	C_1	C_2	S_1	S_2
12.38	7.59	0.54	-2.47	-1.21

Nótese que cada perfil tiene un rumbo o *heading* diferente (Figura 3.5). Entonces la corrección del campo por efecto de rumbo del buque se realiza para cada perfil obtenido en línea recta; restando la contribución del campo generado por rumbo (utilizando Ec. 3.2), al perfil correspondiente de la anomalía de campo total.

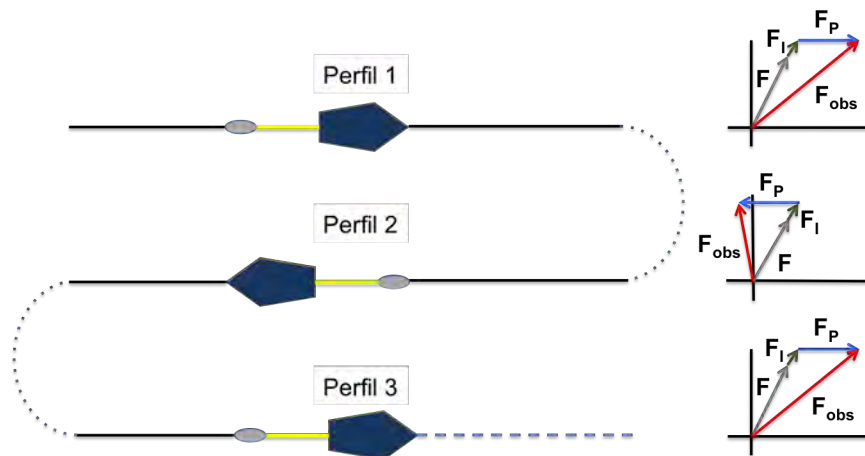


Figura 3.5: Representación esquemática del efecto magnético por cambio de rumbo. En la derecha se muestra la suma de vectores para cada caso; \mathbf{F} es el campo terrestre (en gris), \mathbf{F}_I y \mathbf{F}_P son los campos generados por la magnetización inducida y permanente del buque (verde y azul), \mathbf{F}_{obs} es el campo observado (rojo).

3.3.4 Reducción al polo magnético

Cuando la magnetización y el campo magnético ambiental están dirigidos de manera vertical, entonces las anomalías magnéticas observadas estarán ubicadas justo sobre el cuerpo causativo. Sin embargo, por la naturaleza del campo terrestre, esta condición sólo se cumple en los polos; en las latitudes medias de los hemisferios norte y sur, la anomalía magnética estará sesgada y su centro podrá estar considerablemente lejos de la fuente que la produce (Figura 3.6). La reducción al polo es una operación que actúa como filtro, mediante el cual se puede modificar la dirección de magnetización del cuerpo. El objetivo es transformar la anomalía medida, en la componente vertical del campo originado por la misma fuente, magnetizada en dirección vertical. Esto sería análogo a medir la anomalía del cuerpo causativo sobre el polo norte [Blakely, 1996; Naidu y Mathew, 1998].

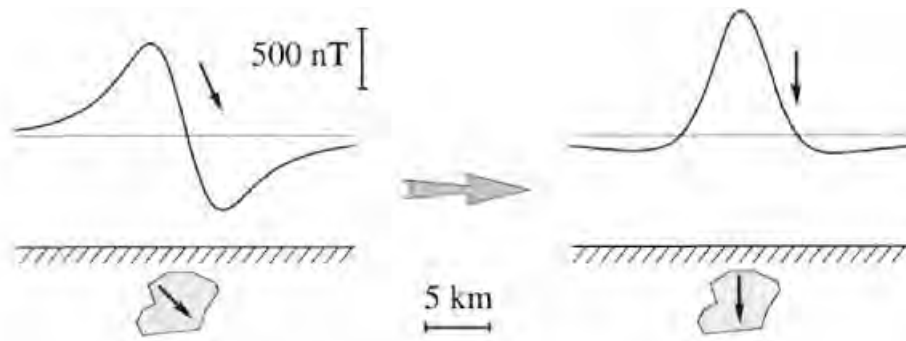


Figura 3.6: Anomalía magnética antes y después de aplicar la reducción al polo. Imagen tomada de Blakely [1996].

La operación de reducción al polo se realiza mediante la convolución de la anomalía de campo total, con un filtro cuya respuesta en número de onda está relacionada con el producto de dos factores dependientes de la dirección de magnetización del cuerpo \vec{M} y de la orientación del campo terrestre \vec{F} [Telford et al., 1990]. En el dominio de Fourier, la anomalía transformada $\mathcal{F}[\Delta T_r]$ está dada por

$$\mathcal{F}[\Delta T_r] = \mathcal{F}[\psi_R] \mathcal{F}[\Delta T]$$

La aplicación de $\mathcal{F}[\psi_R]$ se conoce como reducción al polo y se define en el dominio de número de onda k como

$$\mathcal{F}[\psi_R] = \frac{k^2}{(i\hat{f}_x + i\hat{f}_y q + \hat{f}_z k)(i\hat{m}_x p + i\hat{m}_y q + \hat{m}_z k)} \quad (3.3)$$

donde $\hat{\mathbf{f}} = (\hat{f}_x, \hat{f}_y, \hat{f}_z)$ y $\hat{\mathbf{m}} = (\hat{m}_x, \hat{m}_y, \hat{m}_z)$ son los vectores unitarios en la dirección de magnetización y en dirección del campo geomagnético respectivamente; p y q son los números de onda angulares

en dirección X y Y, tal que $k = \sqrt{p^2 + q^2}$. Nótese que $\mathcal{F}[\Delta T_r]$ es la anomalía que se mediría en el polo norte magnético en donde la magnetización inducida y el campo ambiental estarían dirigidos verticalmente hacia abajo [Blakely, 1996].

Comúnmente los vectores $\hat{\mathbf{f}}$ y $\hat{\mathbf{m}}$ se expresan en términos de los cosenos directores. En la figura 3.7 se muestran ambos vectores con direcciones arbitrarias en un sistema de referencia derecho. De la figura se puede ver que $\hat{\mathbf{f}} = \cos I \cos D \hat{i} + \cos I \sin D \hat{j} + \sin I \hat{k}$ y $\hat{\mathbf{m}} = \cos I_m \cos D_m \hat{i} + \cos I_m \sin D_m \hat{j} + \sin I_m \hat{k}$.

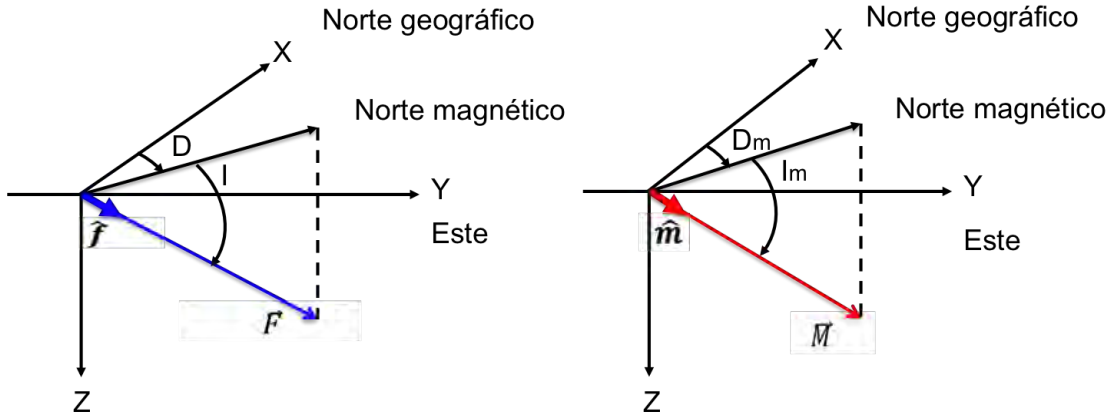


Figura 3.7: Sistema de coordenadas para el análisis de vectores unitarios del campo geomagnético y la magnetización arbitraria de un cuerpo. Imagen modificada de Jones [1999].

Así, la ecuación 3.3 puede escribirse en términos de senos y cosenos tanto de la inclinación magnética como de la declinación. Por otro lado, si se considera que las anomalías magnéticas observadas no presentan una magnetización remanente, es decir, que la dirección del campo geomagnético es paralela a la dirección de magnetización del cuerpo causativo; entonces podemos escribir la función de transferencia del filtro de reducción al polo RTP de la siguiente manera:

$$RTP(p, q) = \frac{k^2}{[i(\cos I \cos D)p + i(\cos I \sin D)q + (\sin I)k]} \quad (3.4)$$

La reducción al polo simplifica el proceso de interpretación: realiza un corrimiento lateral a las anomalías para que estén ubicadas sobre sus respectivas fuentes y altera la forma de las mismas para que las fuentes simétricas causen anomalías simétricas [Blakely, 1996]. Sin embargo, esta transformación se vuelve un proceso complicado cerca del ecuador magnético, en donde otro método para corregir anomalías es necesario (reducción al ecuador) [Naidu y Mathew, 1998; Li y Oldenburg, 2001]. Si bien la zona de estudio de este trabajo se ubica en latitudes medias, el espectro de amplitud del filtro RTP sugiere que el proceso de reducción al polo es adecuado en esta región (Figura 3.8). Se puede observar que la amplitud tiene una variación suavizada en el plano p-q, que los segmentos de distinta magnitud no son estrechos y que los segmentos de mayor amplitud se extienden hasta los números de onda más grandes del espectro [Blakely, 1996].

Finalmente para realizar la reducción al polo en 2D sobre el mapa de anomalías observadas en este trabajo, se asumió que no hay magnetismo remanente en la Cuenca de Guaymas; y se utilizaron las declinaciones e inclinaciones magnéticas que se obtuvieron con el *software* Geomag 7.0 de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*).

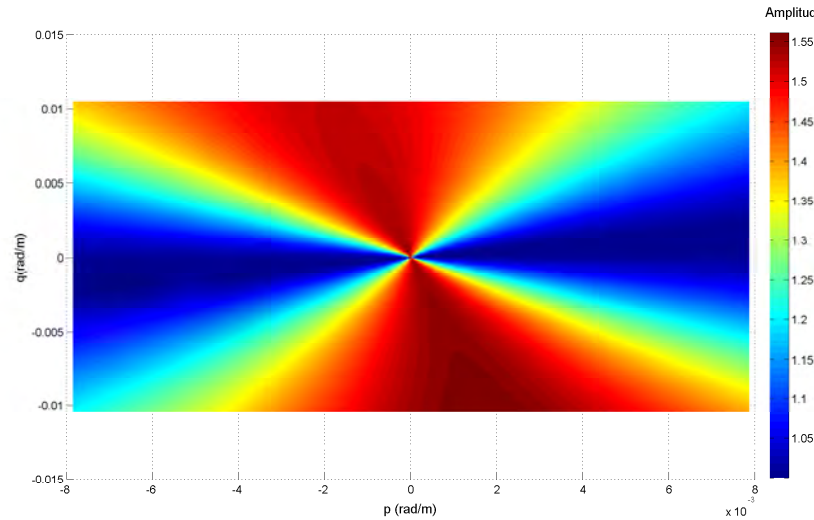


Figura 3.8: Espectro de amplitud del filtro RTP(p, q). Los números de onda en las dos direcciones están en unidades de (rad/m).

3.4 Estimación de profundidades

3.4.1 Señal analítica mejorada

La señal analítica de una función es un concepto matemático que ha sido ampliamente utilizado en la interpretación de mapas de anomalías magnéticas [Roest et al., 1992; Nava-Flores, 2010; Zhou et al., 2016]. Nabighian [1972] fue el primer autor que desarrolló un método para resolver anomalías magnéticas originadas por estructuras en 2D, estimando la posición y la profundidad de las fuentes. La mayor utilidad que encontró en esta técnica fue que la forma de la señal analítica sobre los cuerpos causativos dependía de la ubicación de los mismos pero no de sus direcciones de magnetización.

De manera general, la señal analítica se forma mediante la combinación de los gradientes horizontal y vertical de un campo potencial; sin embargo, como lo demostró Nabighian [1972, 1984], estos gradientes son compuestos por un par de transformadas de Hilbert para un campo potencial en 2D y 3D. Ahora bien, Hsu et al. [1996] propusieron una técnica de alta resolución en la que modifican la señal analítica en 3D utilizando derivadas verticales de orden mayor. Esta técnica busca implementar la estimación de profundidades de las fuentes así como la delimitación de fronteras geológicas, tales como contactos y fallas. De esta manera, la señal analítica mejorada de orden n se define como

$$\vec{A}_n(x, y, z) = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^n \varphi}{\partial z^n} \right) \hat{x} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial^n \varphi}{\partial z^n} \right) \hat{y} + i \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial^n \varphi}{\partial z^n} \right) \hat{z} \quad (3.5)$$

Cabe mencionar que Nabighian [1972] sugirió utilizar una función gaussiana para mejorar la señal analítica de fuentes someras en 2D, esto es

$$|\vec{A}(x, y)|^2 = \left(\frac{\partial \varphi}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \varphi}{\partial y} \right)^2 = \frac{\alpha^2}{d_t^2 + h^2} \quad (3.6)$$

donde h es la distancia a lo largo del eje x , que separa el punto de observación de la fuente en 2D, d_t es la profundidad a la cima de la fuente (la frontera inferior está en infinito) y α es un parámetro ambiental que depende del modelo propuesto y del campo geomagnético. Nótese que esta expresión define una relación entre la amplitud de la señal analítica y la profundidad a la cima de una fuente.

Complementando lo anterior, Hsu et al. [1996] realizaron la generalización para el caso en 3D y encontraron que para una frontera geológica de rumbo arbitrario, dicha función se puede escribir como

$$|\vec{A}_n(x, y, z)|^2 = \left(\frac{\partial^n \varphi_x}{\partial z^n} \right)^2 + \left(\frac{\partial^n \varphi_y}{\partial z^n} \right)^2 + \left(\frac{\partial^n \varphi_z}{\partial z^n} \right)^2 = \frac{(1^2 \times 2^2 \times \dots \times n^2) \alpha^2}{(d_t^2 + h^2)^{n+1}}$$

De acuerdo con la función anterior, la amplitud máxima de la señal analítica mejorada de orden $n=2$ (en $h=0$) será el pico de la función gaussiana y por lo tanto se puede escribir

$$|\vec{A}_2(x, y, z)|_{máx} = \frac{|2\alpha|}{d_t^3} \quad (3.7)$$

Para el caso en el que $n=0$, la señal analítica simple se reduce a la ecuación 3.6, así que se puede escribir la máxima amplitud ($h=0$) como

$$|\vec{A}_0(x, y)|_{máx} = \frac{|\alpha|}{d_t} \quad (3.8)$$

La profundidad d_t puede ser estimada utilizando las ecuaciones 3.7 y 3.8, calculando la razón entre las señales analíticas mejoradas simple y de orden 2, eliminando así la dependencia del parámetro desconocido α . Esto es:

$$d_t = \sqrt{2} \times \sqrt{\frac{|\vec{A}_0(x, y)|_{m\acute{a}x}}{|\vec{A}_2(x, y, z)|_{m\acute{a}x}}} \quad (3.9)$$

En este trabajo, se estimaron las profundidades a la cima del mapa de anomalías magnéticas utilizando la ecuación 3.9. Primero se calcularon las señales analíticas de orden 0 y 2, se obtuvieron las amplitudes y finalmente se determinó la ubicación espacial de los máximos. Cuando las ubicaciones de los máximos no coinciden, se toma como referencia la señal analítica mejorada de mayor orden ($n=2$).

3.4.2 Promedio radial de espectro de potencias

Uno de los métodos estadísticos más utilizados para estimar la profundidad promedio de mapas de anomalías magnéticas, consiste en analizar el promedio radial del espectro de potencias (RAPS por sus siglas en inglés). El método asume una larga colección de fuentes magnéticas, las cuales se pueden modelar con un conjunto de ensambles de prismas que simulan efectos magnéticos de unidades geológicas, tales como el basamento magnético.

Spector y Grant [1970] fueron los primeros en proponer una base matemática para el análisis del espectro de potencias en la interpretación de mapas de anomalías magnéticas. Para este propósito los autores partieron de modelos constituidos por uno y dos ensambles de paralelepípedos independientes; donde cada ensamble se caracterizaba por una distribución de probabilidad conjunta para la profundidad y dimensiones de la fuente magnética y cosenos directores de la magnetización.

Para ver cómo funciona este enfoque de manera gráfica, asumiendo un solo ensamble se presenta un desarrollo matemático simplificado de Blakely [1996] y Tanaka et al. [1999]. Considérese una anomalía medida sobre una superficie horizontal causada por una capa magnética horizontal con una profundidad a la cima Z_t y una profundidad al fondo Z_b . Asumiendo que la capa magnética se extiende infinitamente en dirección horizontal, de tal manera que la profundidad a la cima de la fuente magnética es pequeña comparada con la escala horizontal de la misma fuente y suponiendo que la magnetización $M(x, y)$ es una función aleatoria de x y y ; entonces el espectro de potencia de la anomalía de campo total $\Phi_{\Delta T}$ se puede escribir como

$$\Phi_{\Delta T}(p, q) = \Phi_M(p, q) \cdot F(p, q) \quad (3.10)$$

donde $F(p, q) = 4\pi^2 C_m^2 |\Theta_m|^2 |\Theta_f|^2 e^{-2|k|Z_t} (1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)})^2$.

Φ_M es el espectro de potencia de la magnetización, C_m es una constante de proporcionalidad, y Θ_m y Θ_f son factores de la dirección de magnetización y de la dirección del campo geomagnético; Z_t y Z_b son las distancias a la cima y al fondo (profundidad basal) de la fuente magnética. Como se mencionó con anterioridad p y q son los números de onda angulares en dirección x y y , tal que

$|k| = k = \sqrt{p^2 + q^2}$. Nótese que con un modelo probabilístico adecuado para $M(x, y)$, la función desconocida $F(p, q)$ puede ser analizada en términos de Z_b y Z_t .

Obteniendo el promedio radial de la ecuación 3.10, $\bar{\Phi}_{\Delta T}(|k|)$, y agrupando todas las constantes, se puede escribir:

$$\bar{\Phi}_{\Delta T}(|k|) = A\Phi_M(|k|)e^{-2|k|Z_t}(1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)})^2 \quad (3.11)$$

donde A es una constante que incluye los promedios radiales de Θ_m y Θ_f , es decir, depende las orientaciones de la magnetización y del campo geomagnético. Si la magnetización es completamente aleatoria y sin correlación, entonces $\Phi_M(|k|)$ es constante y la ecuación 3.11 se reescribe como

$$\bar{\Phi}_{\Delta T}(|k|) = Be^{-2|k|Z_t}(1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)})^2 \quad (3.12)$$

Finalmente tomando el logaritmo natural de ambos lados de la ecuación

$$\ln[\bar{\Phi}_{\Delta T}(|k|)^{1/2}] = \ln B - |k|Z_t + \ln(1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)}) \quad (3.13)$$

Al graficar la ecuación 3.13 (Figura 3.9), se observa que para números de onda medios-altos, el logaritmo del RAPS es aproximadamente una línea recta con pendiente igual a $-Z_t$. Por lo tanto se puede estimar el valor de la profundidad a la cima de una fuente magnética mediante la pendiente del ajuste a una línea recta en el dominio de números de onda medios-altos.

Ahora bien, introduciendo la profundidad al centro de la fuente magnética Z_0 y multiplicando la ecuación 3.12 por un factor igual a 1, escrito como $e^{-|k|Z_0}e^{|k|Z_0}$, entonces se tiene:

$$\bar{\Phi}_{\Delta T}(|k|)^{1/2} = Ce^{-|k|Z_0}(e^{-|k|(Z_t - Z_0)} - e^{-|k|(Z_b - Z_0)}) \quad (3.14)$$

donde C es una constante. Para longitudes de onda largas $|k| \rightarrow 0$ y se puede utilizar la aproximación $e^{-|k|d} \sim 1 - |k|d$. Con esto la ecuación 3.14 se escribe como:

$$\bar{\Phi}_{\Delta T}(|k|)^{1/2} = Ce^{-|k|Z_0}(e^{-|k|(-d)} - e^{-|k|(d)}) \sim Ce^{|k|Z_0}2|k|d \quad (3.15)$$

donde $2d$ es el espesor de la fuente magnética. Obteniendo el logaritmo natural de la expresión anterior se escribe:

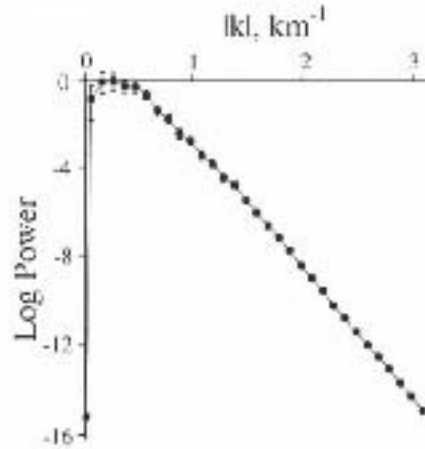


Figura 3.9: Gráfica del lado derecho de la ecuación 3.13. Donde se asume una magnetización aleatoria y una capa magnética con una profundidad a la cima y un espesor de 3 y 1 km respectivamente [Blakely, 1996].

$$\ln\{\frac{\bar{\Phi}_{\Delta T}(|k|)^{1/2}}{|k|}\} = \ln D - |k|Z_0 \quad (3.16)$$

donde D es una constante. De manera análoga a la forma en que se determinó el valor de Z_t , la profundidad al centro de una fuente magnética se estima ajustando una línea recta en el dominio de números de onda cortos de la ecuación 3.16, en donde la pendiente será $-Z_0$.

Una vez que se conoce la profundidad a la cima y la profundidad al centro de la capa magnética, se puede conocer la profundidad basal Z_b de la fuente magnética, ya que

$$Z_b = 2Z_0 - Z_t \quad (3.17)$$

Aunque este desarrollo matemático se mostró para una fuente magnética, de la misma manera se pueden estimar la profundidad promedio a la cima y la profundidad promedio basal de un conjunto de anomalías magnéticas, es decir, de un ensamble. Como concluyeron Spector y Grant [1970], el espectro de potencia de un ensamble entero depende de la profundidad en la misma manera en que un miembro aleatorio del mismo depende de la profundidad [Blakely, 1996].

Ahora bien, en la gráfica de la Figura 3.9 se puede observar un pico o máximo en los números de onda más cortos del dominio; esto indica que el tamaño del mapa de anomalías utilizado fue suficiente para resolver y estimar la profundidad basal. De manera general, se ha establecido como regla empírica que el tamaño del mapa debería tener al menos una extensión igual a $2\pi Z_b$ para determinar Z_b [Shuey et al., 1977].

Por otro lado, el fondo de la fuente magnética puede ser tanto una frontera litológica como la profundidad promedio del punto de Curie (isoterma del punto de Curie). Sin embargo, frecuentemente se interpreta como el fondo de la corteza magnetizada como la isoterma del punto de Curie [Sanchez-Zamora et al., 1991].

Son numerosos los trabajos en los que se estima la profundidad del punto de Curie mediante el análisis del RAPS; asumiendo una magnetización aleatoria (al igual que este trabajo) y una magnetización de distribución fractal [Tanaka et al., 1999; Bouligand et al., 2009; Manea y Manea, 2011; Hussein et al., 2013].

Para realizar el RAPS del mapa de anomalías en este trabajo, inicialmente se obtuvo una malla de datos regular cuadrada. Posteriormente se calculó el espectro de potencias en 2D, elevando la amplitud del espectro al cuadrado y normalizando. Finalmente se calculó un promedio de la magnitud del espectro de potencias para cada elemento de un conjunto de anillos concéntricos de radios crecientes (Figura 3.10).

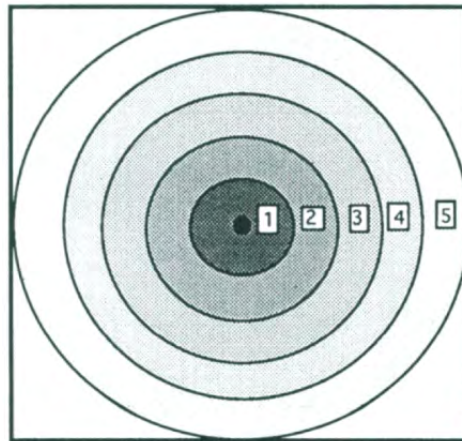


Figura 3.10: Esquema del RAPS en donde se muestra el espectro de potencias sobre el que se calcula el promedio de la magnitud de los puntos que caen en cada anillo de radio creciente. Imagen de Naidu y Mathew [1998].

3.5 Anomalía magnética residual

Aunque las anomalías magnéticas de campo total están libres del campo geomagnético y de las variaciones diurnas, éstas se componen por campos provenientes de fuentes a distintas profundidades. Hay fuentes magnéticas profundas que producen un campo regional (e.g. basamento) y que no son consideradas en el cálculo del IGRF y hay fuentes someras que producen un campo residual (e.g. cuerpos intrasedimentarios). Como en este trabajo el mayor interés se enfocaba en delinear sills entre los sedimentos (a partir del mapa de anomalías magnéticas de campo total), entonces una separación del campo regional-residual fue necesaria.

En algunos ambientes geológicos, el campo regional aparece como una tendencia lineal o polinomial sobre la cual se observa el campo o anomalía residual, y basta con realizar un ajuste y restar la tendencia para obtener la anomalía residual. Esta tendencia no siempre es clara, sobre todo en ambientes que presentan un magnetismo complejo. Por otro lado, en el dominio de Fourier se utilizan diversos filtros para realizar la separación, en donde el parámetro más importante es la longitud de onda. La suposición básica es que a grandes longitudes de onda el campo observado es dominado por fuentes profundas y a longitudes de onda cortas, el campo es principalmente generado por fuentes someras. La calidad de separación del campo regional-residual depende de la distancia entre las fuentes someras y profundas, así como del diseño del filtro [Pilkington y Cowan, 2006].

Ahora bien, en la sección 3.4.2 se mostró el análisis espectral para estimar profundidades mediante el promedio radial del espectro de potencias; asumiendo una sola capa magnética o bien, un solo ensamble. Sin embargo, Spector y Grant [1970] también realizaron el análisis estadístico utilizando dos ensambles. En este caso, el logaritmo del promedio radial del espectro de potencias tendrá un decaimiento dominado por dos segmentos de líneas rectas con distintas pendientes (Figura 3.11). La pendiente de la recta ubicada en los números de onda más cortos se asocia con la capa magnética más profunda mientras que la pendiente de la recta en números de onda más grandes, corresponde a la capa magnética somera [Spector y Parker, 1979].

Spector y Parker [1979] encontraron que el cambio abrupto de pendiente que se puede observar en el logaritmo de RAPS indica el número de onda en donde las anomalías profundas pueden separarse de las anomalías someras. Diversos filtros pueden utilizarse para ello (e.g. acoplado, Wilter). Para ver cómo funciona esta separación mediante el análisis del RAPS (y si se quiere obtener el campo residual) considérese el caso de dos ensambles con dos componentes espectrales cuyas amplitudes están dadas por A_1 y A_2 . Estas corresponden respectivamente a la componente regional con una profundidad promedio h_1 y a la amplitud de la componente residual, con una profundidad promedio h_2 . Si las componentes tienen valores de intersección de B y b en el número de onda $|k| = k = 0$ y representan semi-espacios magnéticos, entonces sus espectros de amplitud se escriben como $A_1(k) = Be^{-h_1k}$ y $A_2(k) = be^{-h_2k}$.

De esta manera, el espectro de potencia combinado $E(k) = (A_1(k) + A_2(k))^2$ se puede representar en términos de las amplitudes anteriores como:

$$E(k) = \left[(Be^{-h_1k}) \left(1 + \frac{b}{B} e^{(h_1-h_2)k} \right) \right]^2 = (A_1 W^{-1})^2 \quad (3.18)$$

donde

$$W(k) = \frac{1}{1 + \frac{b}{B} e^{(h_1-h_2)k}} \quad (3.19)$$

es la función de transferencia de un filtro acoplado. Diferenciando dos veces W con respecto al número de onda e igualando el resultado a 0, se puede estimar el número de onda de corte del filtro como:

$$k_{cut} = (h_1 - h_2)^{-1} \ln(B/b) \quad (3.20)$$

El filtrado consiste en multiplicar la transformada de Fourier del mapa de anomalías magnéticas de campo total por la función de transferencia W para separar la componente regional. Si se desea extraer la componente magnética residual, entonces la función de transferencia será $W'(k) = 1 - W(k)$. Los parámetros que definen W : h_1 , h_2 y b/B se determinan directamente del análisis gráfico del logaritmo del promedio radial del espectro de potencias [Pilkington y Cowan, 2006; Sheriff, 2010].

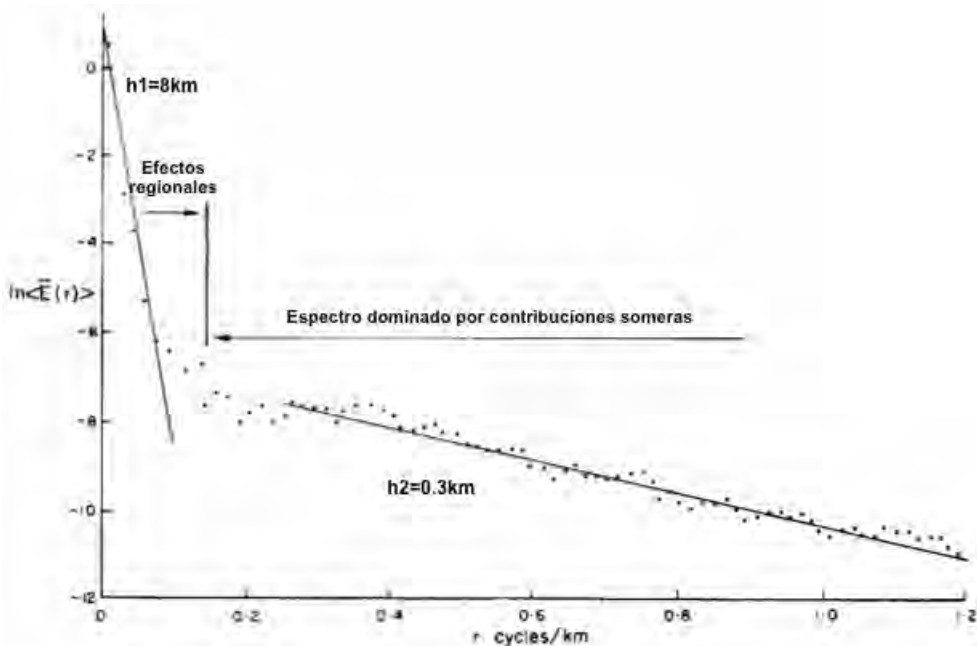


Figura 3.11: Ejemplo de análisis de espectro de potencia para un mapa de anomalías magnéticas. Imagen modificada de Spector y Grant [1970].

3.6 Derivadas direccionales para amplificar fuentes someras

Las derivadas direccionales constituyen una de las técnicas más utilizadas en la interpretación de anomalías magnéticas. Dicha técnica se basa en el principio de que las anomalías relacionadas con fuentes profundas se atenúan más lentamente que aquellas relacionadas con fuentes someras [Grauch y Drenth, 2009]. De manera general las derivadas direccionales amplifican las fuentes magnéticas más someras: las derivadas horizontales amplifican variaciones horizontales de alta frecuencia y las derivadas verticales resaltan las fuentes geológicas más someras (suprimiendo las fuentes más profundas). En particular, la segunda derivada vertical es una de las primeras técnicas utilizadas en la interpretación de anomalías porque ayuda a resolver los bordes de fuentes magnéticas someras.

Ahora bien, en un campo potencial las derivadas direccionales se calculan utilizando métodos de diferencias finitas y mediciones directas del mismo campo. Sin embargo, en el dominio de Fourier estas derivadas se calculan de forma más simple utilizando el teorema de diferenciación y la ecuación de Laplace.

Finalmente, las derivadas verticales de cualquier orden se pueden obtener a partir de un campo potencial φ . Utilizando la definición de derivada parcial de orden n (mediante el límite) se puede demostrar que el gradiente vertical de orden n , es igual a la Transformada de Fourier del campo potencial multiplicado por $|k|^n$. Esto es:

$$\mathcal{F}\left[\frac{d^n \varphi}{dz^n}\right] = |k|^n \mathcal{F}[\varphi] \quad (3.21)$$

3.7 Modelado directo en 2D

Una vez que los datos magnéticos han sido procesados hasta obtener la información de interés (anomalías magnéticas residuales) entonces las anomalías magnéticas deben ser interpretadas. El problema consiste en estimar uno o más parámetros de la fuente magnética incorporando toda la información geológica y geofísica disponible, así como de otras áreas [Blakely, 1996].

Una de las técnicas de interpretación más utilizadas es el modelo directo. En donde un modelo inicial es propuesto, con base en los conocimientos geológicos y geofísicos previos. La anomalía que causaría este modelo es calculada y comparada con la anomalía observada, y los modelos del parámetro se van ajustando para mejorar el ajuste entre las dos anomalías. Este proceso se repite hasta que las anomalías calculada y observada sean lo suficientemente parecidas [Blakely, 1996].

Aunque se han desarrollado fórmulas para conocer el campo magnético generado por cuerpos rectangulares o prismas, en realidad, las estructuras geológicas suelen ser más complejas. Talwani y Heirtzler [1964] propusieron un método en el que la sección transversal de un cuerpo en 2D es reemplazada por un polígono de N lados y si el cuerpo está uniformemente magnetizado entonces la magnetización puede reemplazarse con una carga magnética sobre la superficie. De esta manera, el problema se reduce al cálculo de la atracción magnética de N cintas planas de carga extendidas infinitamente. Cabe mencionar que este es uno de los algoritmos más utilizados hoy en día para la interpretación de campos potenciales.

Ahora bien, el modelado directo que se realizó en este trabajo está basado en el modelo cortical propuesto por Lizarralde et al. [2007]. Dicho modelo, fue establecido con base en datos sísmicos multicanal, adquiridos a través de un perfil que cruza el graben norte de la Cuenca de Guaymas y el cual va desde la península de Baja California hasta Sonora (Figura 2.9).

En la Figura 3.12 se muestra con una línea discontinua la ubicación del perfil que se utilizó para realizar el modelado directo en 2D (noroeste-sureste). Este coincide con un segmento del perfil de Lizarralde et al. [2007], sobre el cual se tienen imágenes sísmicas de sills someros entre los sedimentos

[Lizarralde et al., 2011]. Para realizar el modelado se utilizó el software GM-SYS de Geosoft, basado en el método de Talwani y Heirtzler [1964] y en el algoritmo descrito por Won y Bevis [1987].

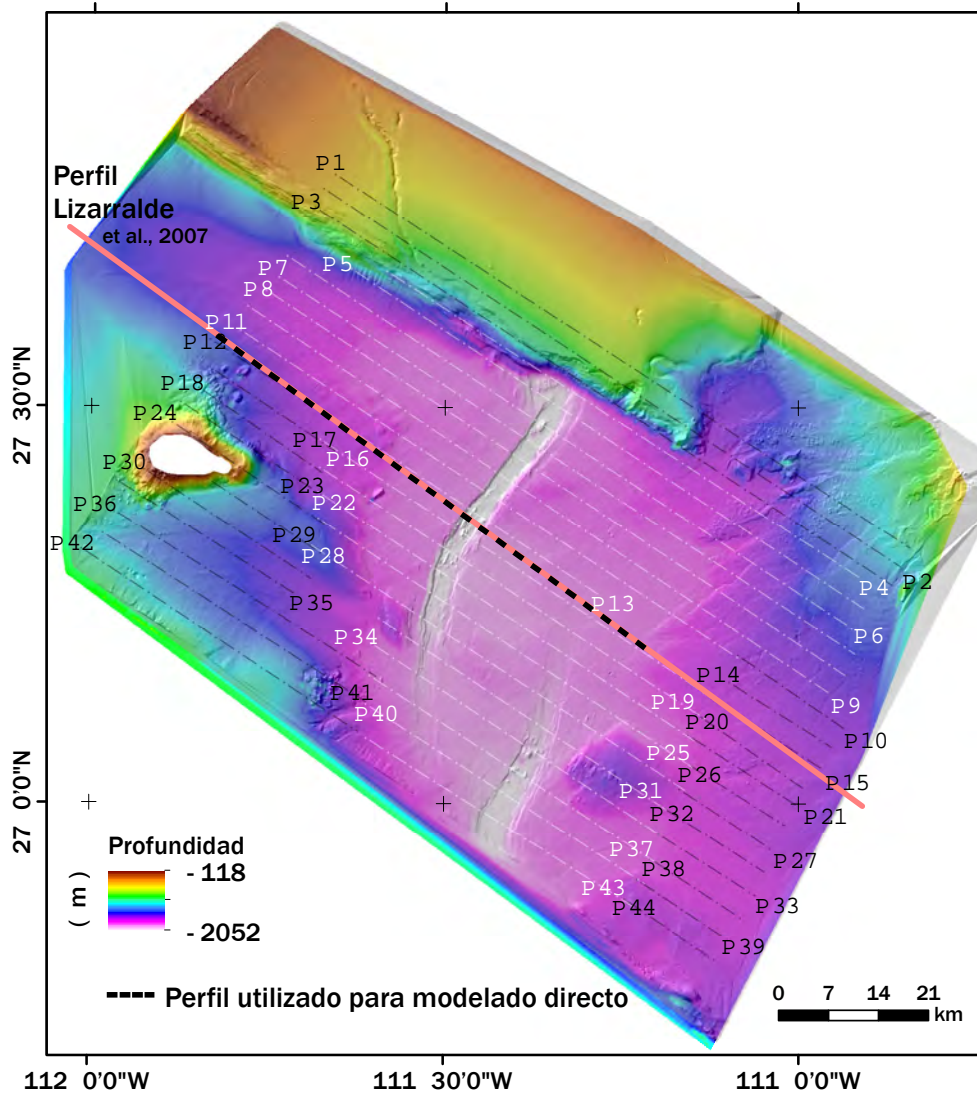


Figura 3.12: Ubicación del perfil utilizado para el modelado directo (línea punteada en negro) y un segmento del perfil sísmico de Lizarralde et al. [2007] (línea sólida). Ambos orientados de noroeste a sureste..

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

Contenido

4.1	Anomalías magnéticas de campo total	39
4.2	Corrección por efecto de rumbo	41
4.3	Reducción al polo magnético	41
4.4	Estimación de profundidades de anomalías magnéticas	44
4.4.1	Señal analítica mejorada	44
4.4.2	Promedio radial de espectro de potencias	45
4.5	Obtención de la anomalía magnética residual	46
4.6	Derivada vertical de primer orden	49
4.7	Modelado directo en 2D	50

4.1 Anomalías magnéticas de campo total

A continuación se muestra un ejemplo del cálculo de las anomalías magnéticas de campo total para el perfil magnético 6 (P6), adquirido en la campaña GUAYRIV10 el día 29 de noviembre de 2010 y cuya ubicación se indica en la Figura 3.1. En la Figura 4.1 se muestran los valores del campo magnético medidos a lo largo de P6. Al restar el campo teórico IGRF-12 de P6 se obtiene el nuevo perfil magnético mostrado en la Figura 4.2.

Al eliminar la variación diurna correspondiente, se obtiene la anomalía de campo total para el perfil magnético 6, esta anomalía se muestra en la Figura 4.3. Nótese el cambio en el rango del perfil durante este proceso.

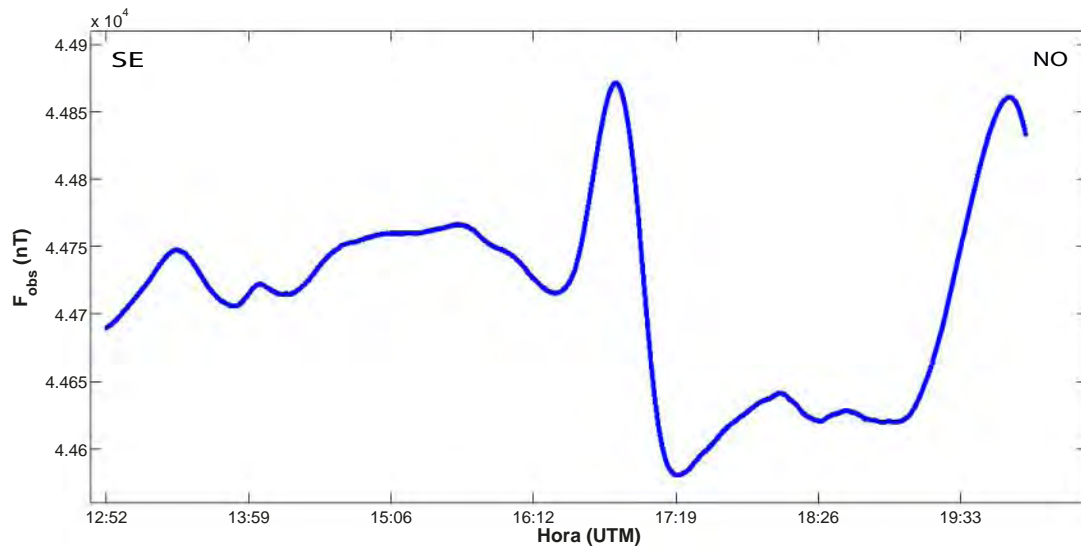


Figura 4.1: Perfil magnético 6 de la campaña GUAYRIV10, el cual muestra los valores del campo observado a lo largo de la ubicación que se indica en la Figura 3.1.

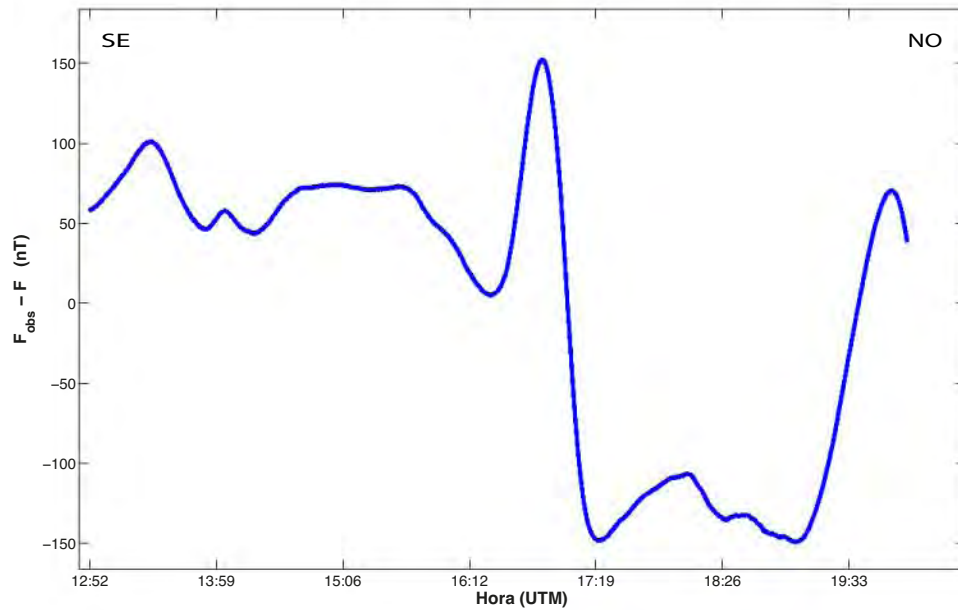


Figura 4.2: Perfil magnético 6 después de restar el valor del campo teórico IGRF-12.

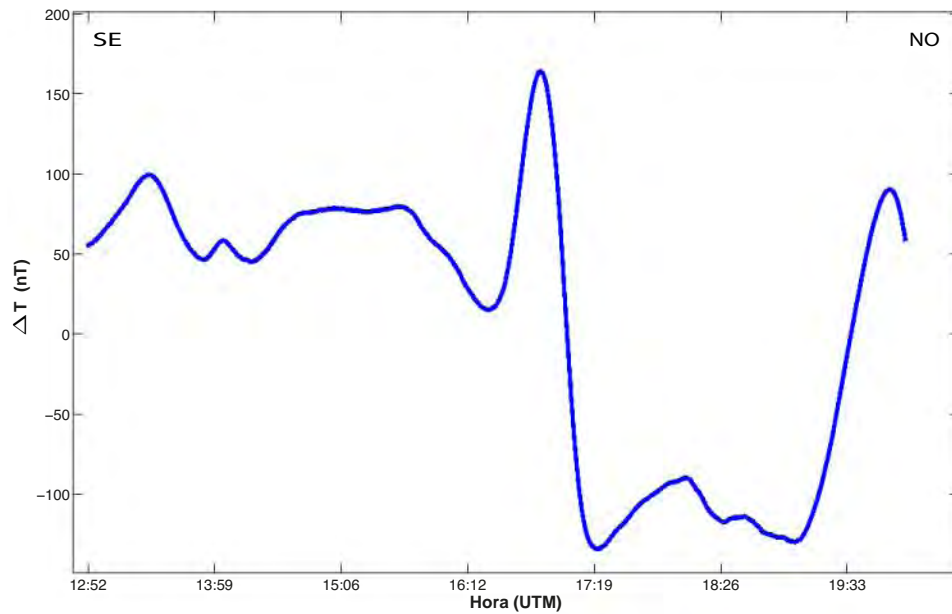


Figura 4.3: Anomalía de campo total ΔT del perfil 6 de GUAYRIV10.

4.2 Corrección por efecto de rumbo

Como se muestra en la Figura 3.1, todos los perfiles están orientados en dirección NO-SE o SE-NO. Esto quiere decir que el *heading* del buque toma dos valores (ver sección 3.3.3) y por lo tanto, utilizando la ecuación 3.2, se obtienen únicamente dos valores que representan la contribución magnética por efecto de rumbo. Para los perfiles que se orientan en la dirección NO-SE el factor de corrección que debe ser restado es de 7.2 nT, mientras que para los perfiles orientados en la dirección SE-NO el valor que se resta es de 19 nT.

4.3 Reducción al polo magnético

Para observar los efectos de la reducción al polo, la Figura 4.4 muestra el mapa de anomalías magnéticas de campo total en la Cuenca de Guaymas sin esta corrección; para su comparación, la Figura 4.5 muestra el mapa de anomalías reducidas al polo magnético. Ambos mapas de anomalías tienen la misma escala. Algunas diferencias en los mapas de anomalías magnéticas son reveladas después de realizar la reducción al polo. Primero, todas las anomalías sufrieron un ligero corrimiento hacia el noreste. Esto genera un traslape mayor de algunas anomalías con características batimétricas no uniformes, tales como montes o elevaciones. La reducción al polo permitió una mejor delimitación

de las anomalías y en algunos casos su intensidad se incrementó. Además, algunas anomalías antes imperceptibles, pudieron visualizarse al aplicar esta corrección.

Ahora bien, las anomalías de mayor intensidad se encuentran alrededor de la Isla Tortuga y al sureste de la Falla Transformante Guaymas (+900, -600 nT). Como el interés de este trabajo está enfocado en las anomalías centrales de la cuenca, para visualizar las mismas, se eligió un rango de +250 a -250 nT. Por esta razón las anomalías de mayor intensidad se ven saturadas y la anomalía positiva al extremo noreste del mapa se observa homogénea después de la reducción al polo.

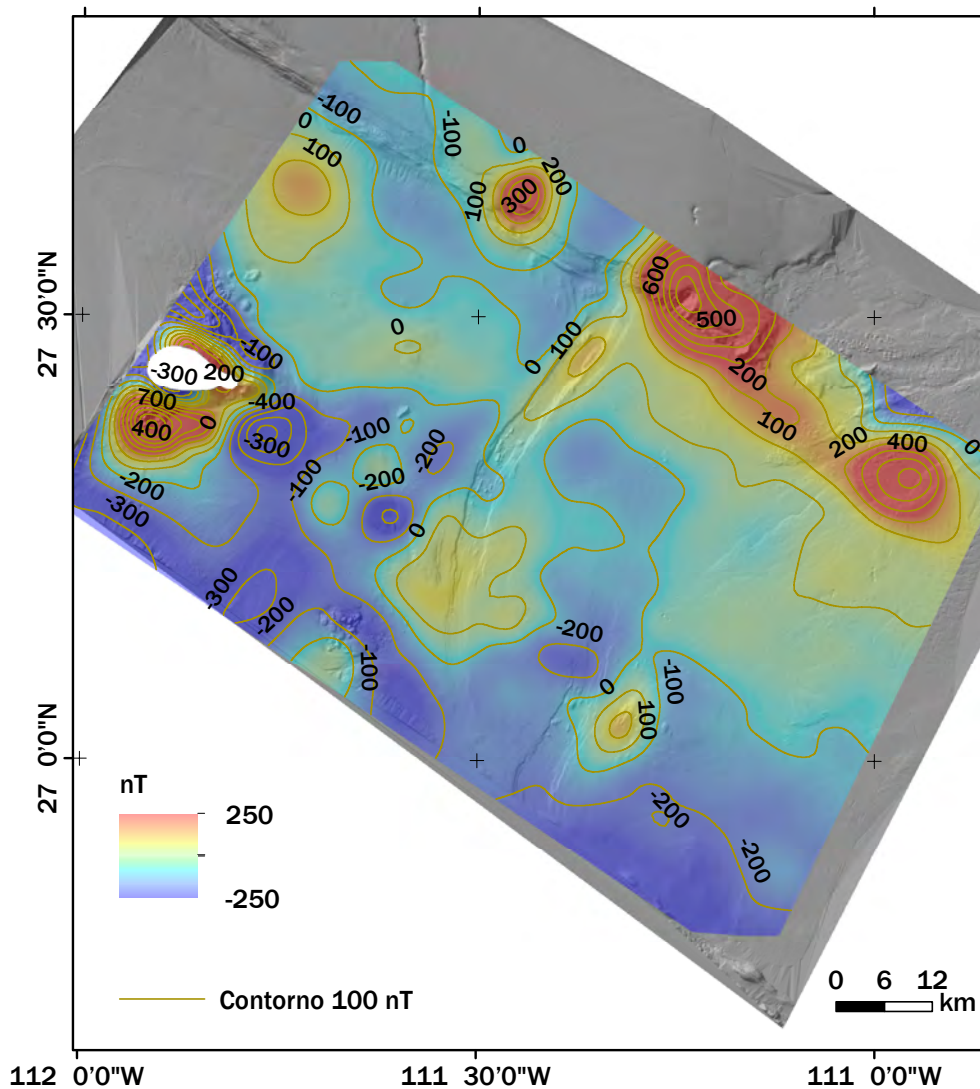


Figura 4.4: Mapa de anomalías magnéticas de campo total sobre un mapa de sombras que resalta el relieve de la cuenca. Curvas isomagnéticas cada 100 nT.

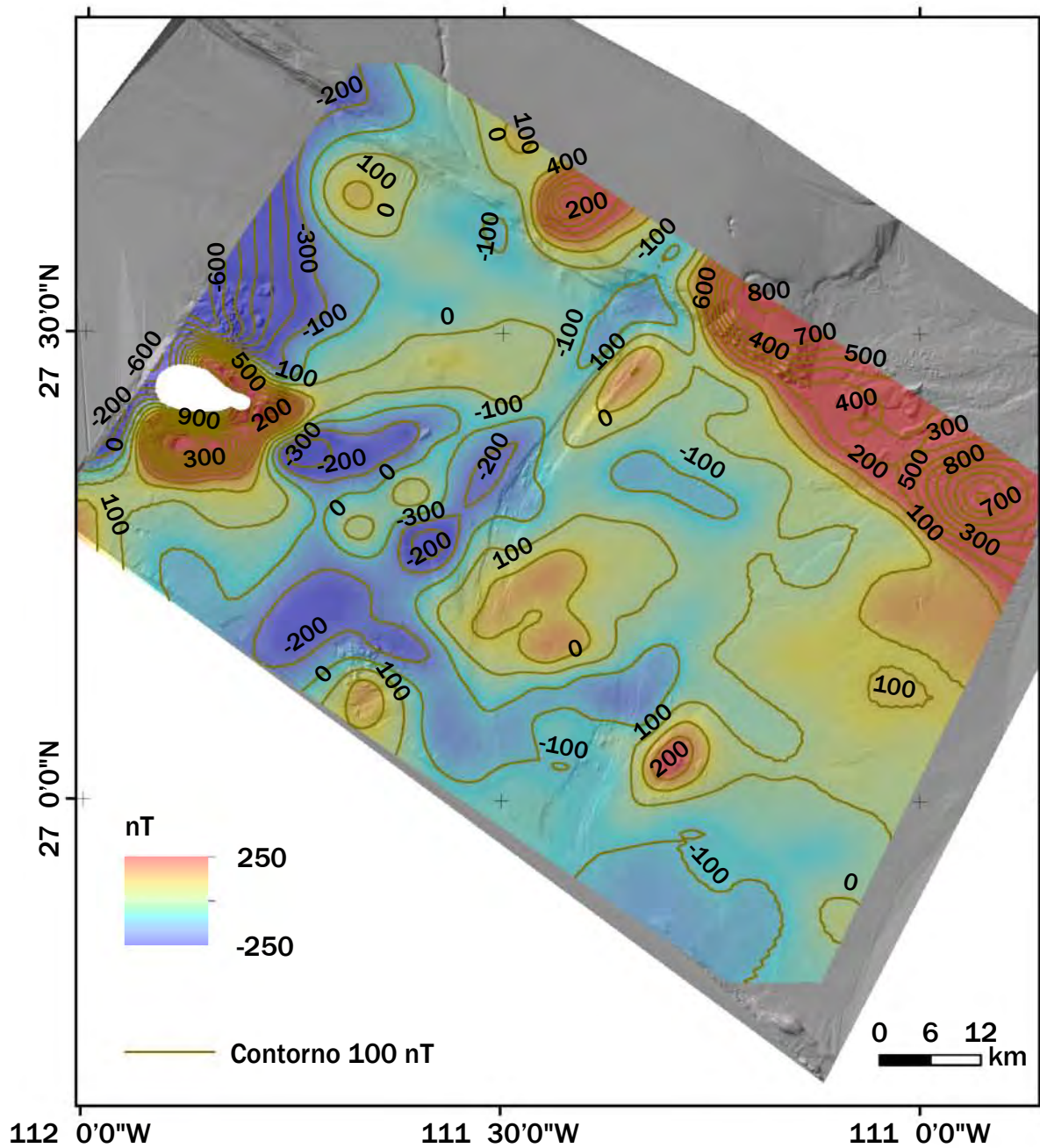


Figura 4.5: Mapa de anomalías magnéticas de campo total reducidas al polo, sobre el relieve del lecho marino. Curvas isomagnéticas cada 100 nT.

4.4 Estimación de profundidades de anomalías magnéticas

4.4.1 Señal analítica mejorada

La Figura 4.6 muestra las profundidades estimadas con el método de señal analítica mejorada, sobre el mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo. Los puntos se ubican en los máximos de la señal analítica mejorada de segundo orden, sobre los cuales se ha calculado la profundidad utilizando la ecuación 3.9. Estos muestran los bordes de las anomalías magnéticas inferidas con este método. El rango de profundidades obtenidas va de 752 m (círculos más pequeños de color negro) a 1683 m (círculos blancos de mayor tamaño).

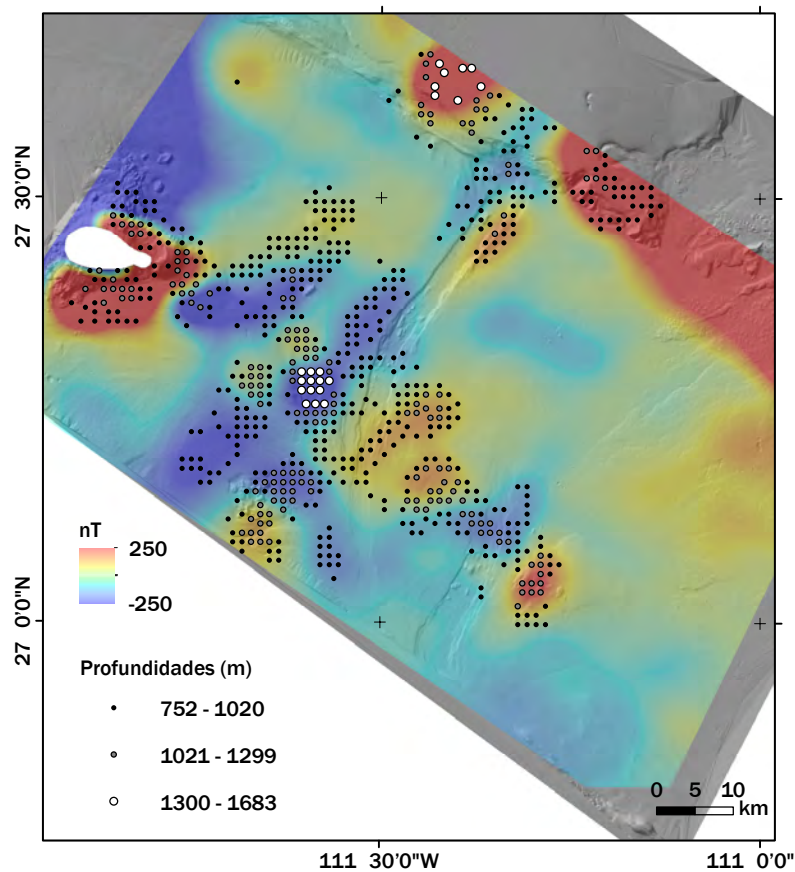


Figura 4.6: Profundidades estimadas con el método de señal analítica mejorada sobre un mapa de anomalías reducidas al polo y un mapa de relieve del lecho marino. Los círculos más pequeños (negro) están asociados a las anomalías más someras, los círculos más grandes (blanco) están asociados a las anomalías de mayor profundidad. Nótese que la distribución espacial de profundidades estimadas coincide con algunos bordes de anomalías de alta amplitud.

4.4.2 Promedio radial de espectro de potencias

La Figura 4.7 muestra el logaritmo natural del promedio radial del espectro de potencias elevado a la 1/2. Para determinar la profundidad a la cima o Z_t se realizó un ajuste a una línea recta en el rango de número de onda 0.4-0.8 rad/km [Tanaka et al., 1999; Aydin y Oksum, 2010; Manea y Manea, 2011; Hussein et al., 2013]. El resultado obtenido fue $Z_t=2.3\pm 0.2$ km.

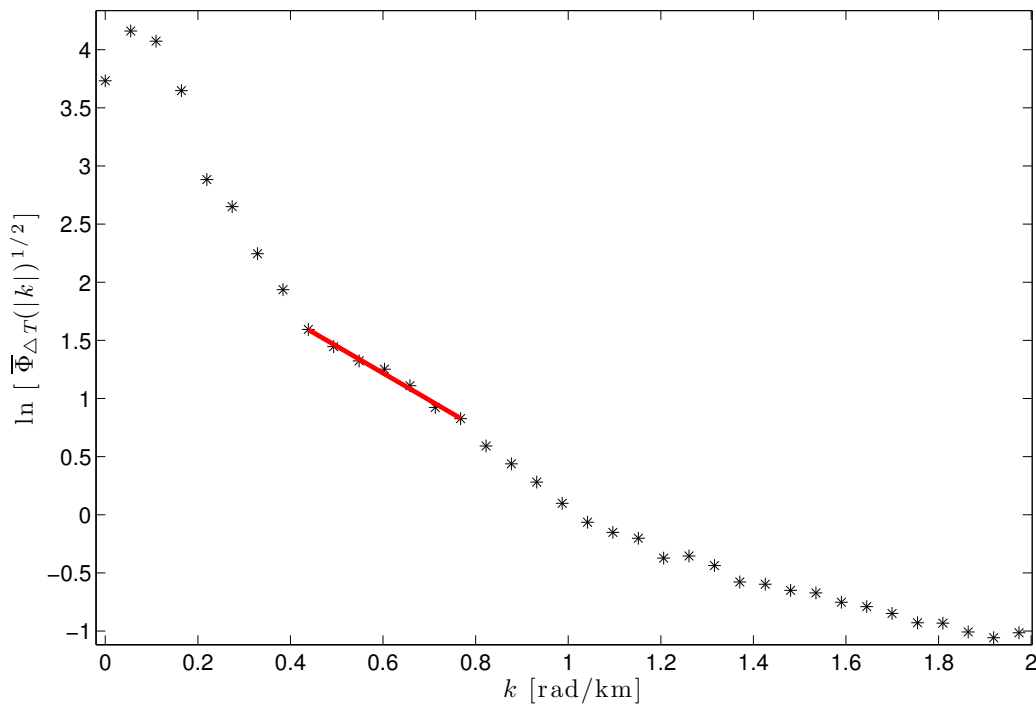


Figura 4.7: En negro se muestra el logaritmo natural del promedio radial de espectro de potencias para el mapa de anomalías magnéticas. La línea en rojo muestra el ajuste para determinar la profundidad a la cima Z_t , utilizando un rango de 0.4-0.8 rad/km [Tanaka et al., 1999; Aydin y Oksum, 2010; Manea y Manea, 2011; Hussein et al., 2013].

Para el caso de Z_0 , la Figura 4.8 muestra la gráfica de $\ln\{\bar{\Phi}_{\Delta T}(|k|)^{1/2}/|k|\}$ y el ajuste de la línea recta en el rango de 0.05-0.3 rad/km [Tanaka et al., 1999; Aydin y Oksum, 2010; Manea y Manea, 2011; Hussein et al., 2013], obteniendo una profundidad al centro de la capa magnética de $Z_0=14.8\pm 2.1$ km.

Los errores estimados son la desviación estándar entre las gráficas de las Figuras 4.7 y 4.8, y los respectivos ajustes a líneas rectas en los rangos correspondientes [Okubo y Matsunaga, 1994].

Con las dimensiones del mapa de anomalías de este trabajo y de acuerdo con la ecuación 3.17 la profundidad basal obtenida fue $Z_b=27.3\pm 4.1$ km.

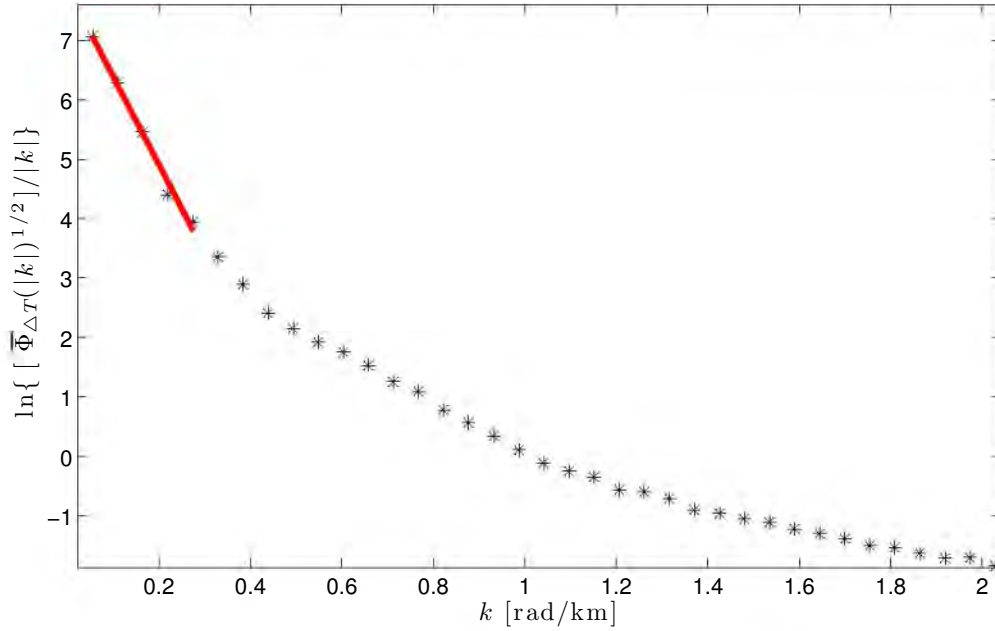


Figura 4.8: En negro se muestra el logaritmo natural del promedio radial de espectro de potencias (elevado a la 1/2 y dividido entre $|k|$) para el mapa de anomalías magnéticas. La línea en rojo muestra el ajuste para determinar la profundidad al centro de la capa magnética Z_0 , utilizando un rango de 0.05-0.3 [Tanaka et al., 1999; Aydin y Oksum, 2010; Manea y Manea, 2011; Hussein et al., 2013].

4.5 Obtención de la anomalía magnética residual

La Figura 4.9 muestra el logaritmo del promedio radial de espectro de potencias utilizando el modelo de dos ensambles (sección 3.5). Los parámetros calculados con base en esta curva, mismos que forman la función de transferencia del filtro acoplado en 2D, son: $b=14.65$, $B=106.91$, $h_1=7.18$ km y $h_2=2.50$ km. El número de onda de corte del filtro se calculó con la ecuación 3.20, obteniendo $k_{cut}=0.42$ rad/km.

La Figura 4.10 muestra la gráfica de amplitud de la función de transferencia del filtro acoplado (ec. 3.19). Nótese que este filtro extrae las anomalías residuales o más someras y elimina las anomalías regionales. Aplicando este filtro (en 2D) al mapa de anomalías de campo total con reducción al polo, se obtiene el mapa de anomalías residuales (Figura 4.11).

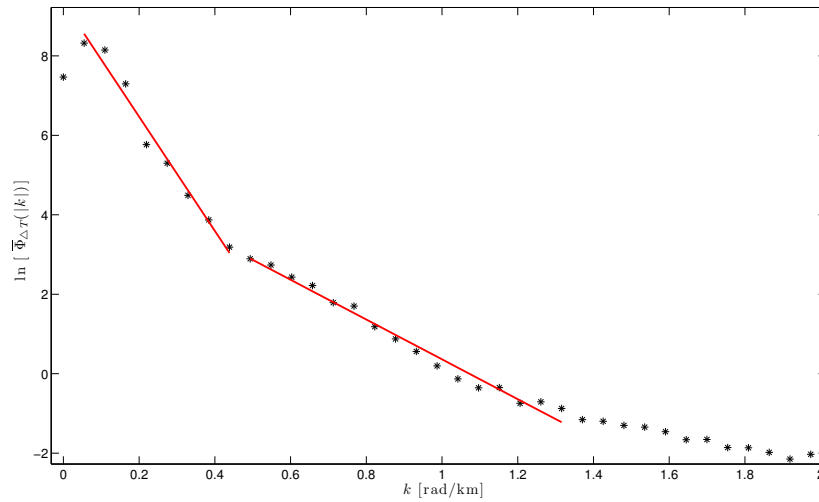


Figura 4.9: En negro se muestra el logaritmo del promedio radial de espectro de potencias. Las líneas en rojo muestran los ajustes en el rango de números de onda cortos y más largos para determinar los parámetros del filtro acoplado que se utiliza en la separación de las anomalías residuales y regionales [Spector y Grant, 1970; Spector y Parker, 1979].

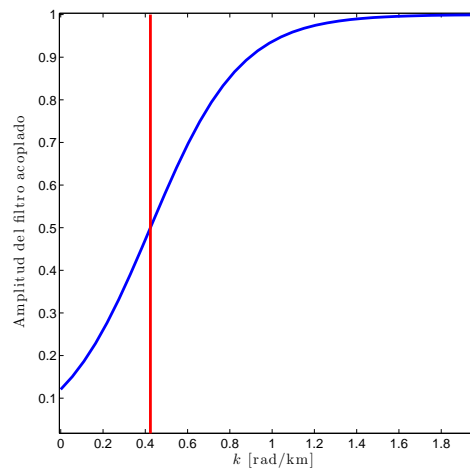


Figura 4.10: Vista del filtro acoplado utilizado para la separación de anomalías residuales en una dirección. La línea en rojo muestra el número de onda de corte.

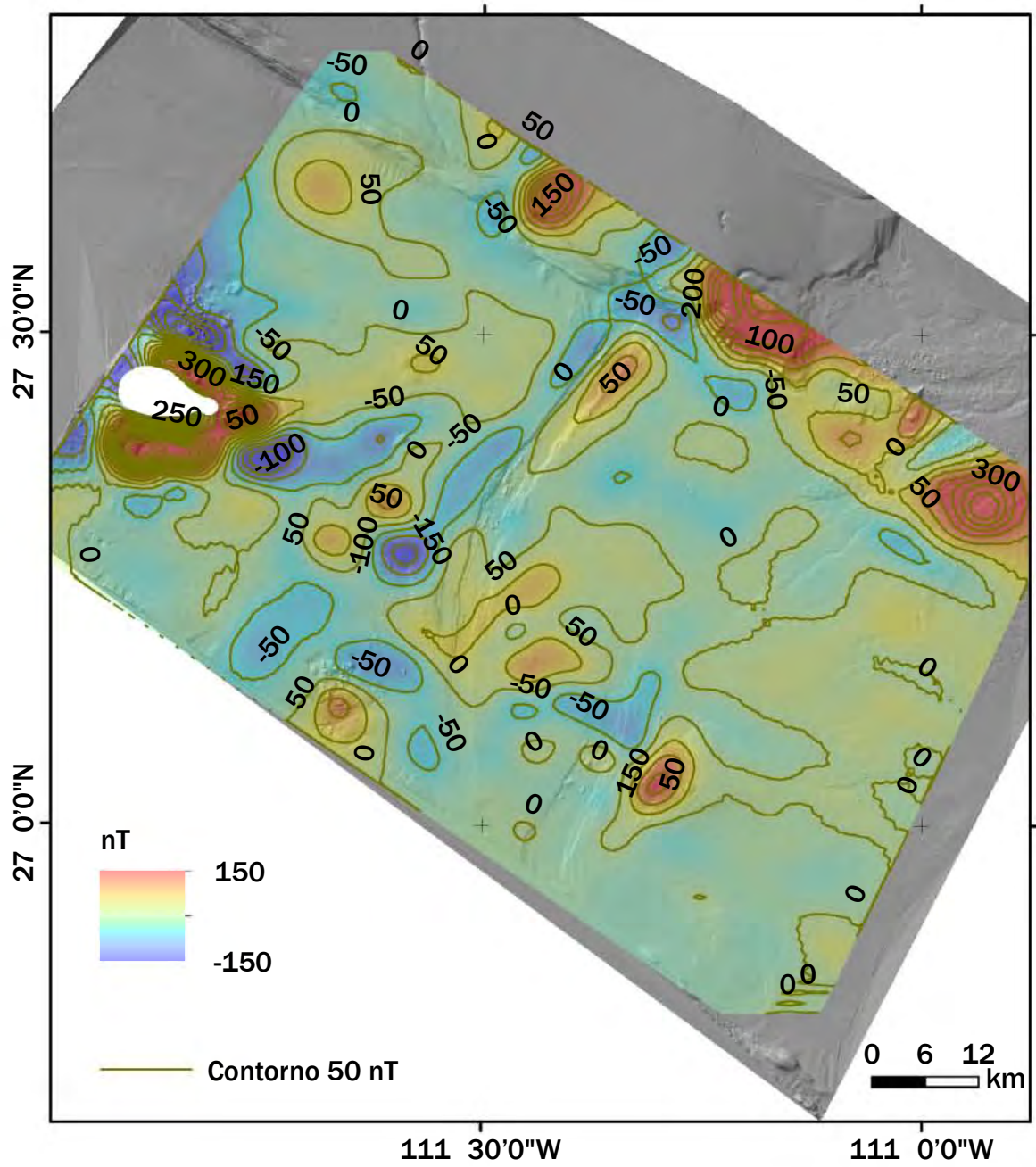


Figura 4.11: Mapa de anomalías magnéticas residuales sobre el relieve del lecho marino. Curvas isomagnéticas cada 50 nT.

4.6 Derivada vertical de primer orden

Como el objetivo de este trabajo es resaltar las anomalías magnéticas residuales más someras, se presenta la derivada vertical de primer orden a las anomalías en el mapa de la Figura 4.11. Las derivadas de las anomalías residuales son presentadas en la Figura 4.12.

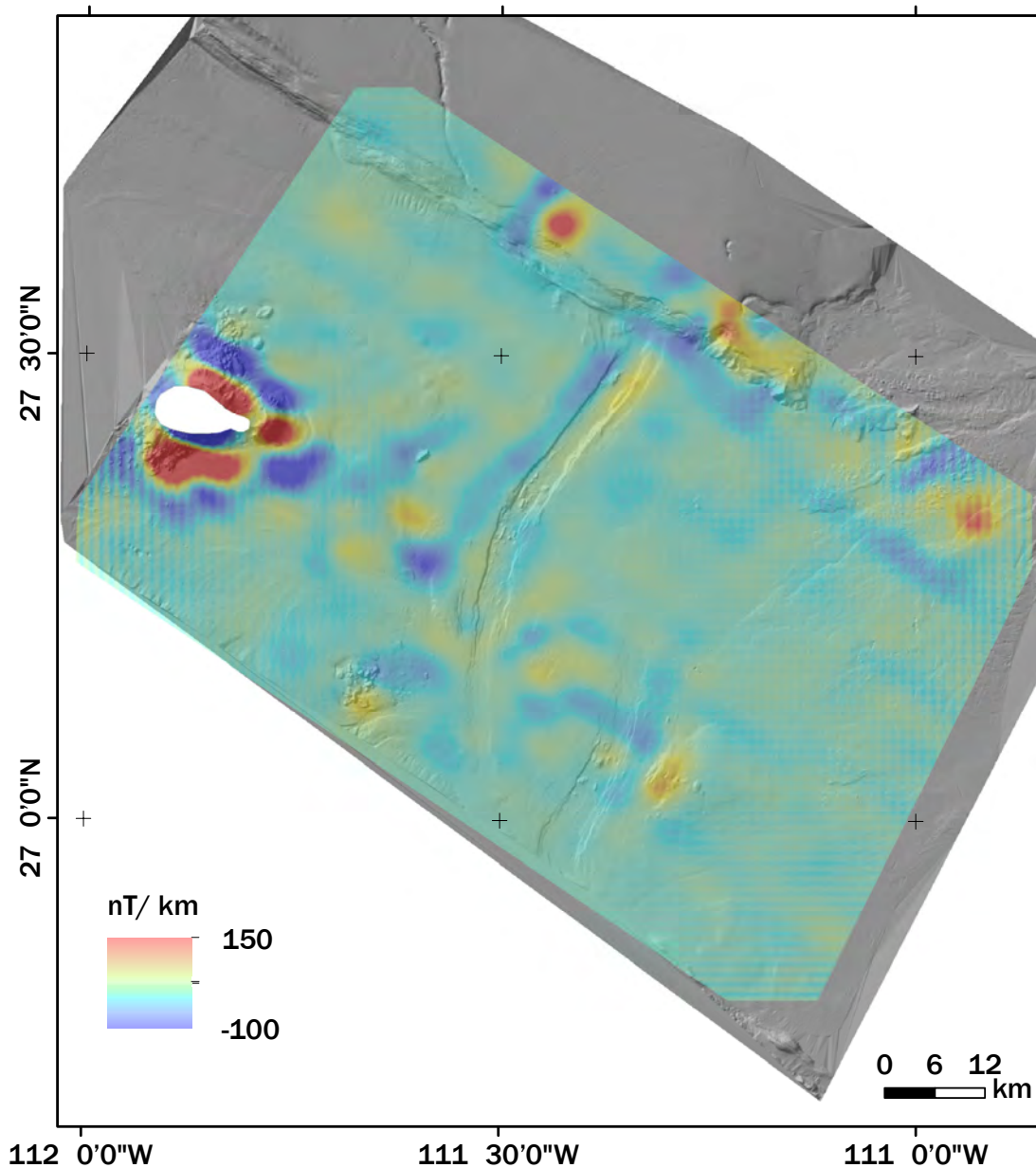


Figura 4.12: Derivada vertical de primer orden, calculada a partir de las anomalías residuales, mostradas sobre el relieve del lecho marino.

4.7 Modelado directo en 2D

Para realizar el modelado directo en 2D se utilizó un segmento del perfil de [Lizarralde et al. \[2007\]](#), mostrado en la Figura 3.12. Este perfil tiene una orientación noroeste-sureste y una extensión de 84.81 km; por ello se tomó un azimut del perfil de 120° (con respecto al norte geográfico) y un rumbo de 90° (con respecto a la dirección del perfil) como parámetros de entrada en el software GM-SYS. También se utilizaron los siguientes parámetros de campo magnético terrestre: $F=44640.3$ nT, $I=54^\circ$ y $D=10^\circ$. Los valores de susceptibilidad magnética volumétrica S , están en unidades cgs.

Parte del objetivo de este trabajo era realizar un modelado directo de los sills, para ello, los valores del perfil se tomaron del mapa de anomalías magnéticas residuales (Figura 4.13). El modelo resultante es presentado en la Figura 4.14 y está compuesto por una columna de agua de aproximadamente 2 km donde existe un horizonte de sills interstratificado, y bajo el cual se ubica una capa compuesta mayormente por material ígneo (sedimentos consolidados intercalados con sills), y lo más profundo por roca ígnea, posiblemente corteza oceánica.

Los valores de susceptibilidad magnética (volumétrica) utilizados fueron: $S=0.000001$ cgs para el mar, $S=0.000002$ cgs para los sedimentos, $S=0.014$ cgs para los intrusivos ígneos y $S=0.0071$ cgs para la corteza oceánica [[Clark y Emerson, 1991](#); [Hunt et al., 1995](#); [Imhmed, 2012](#)].

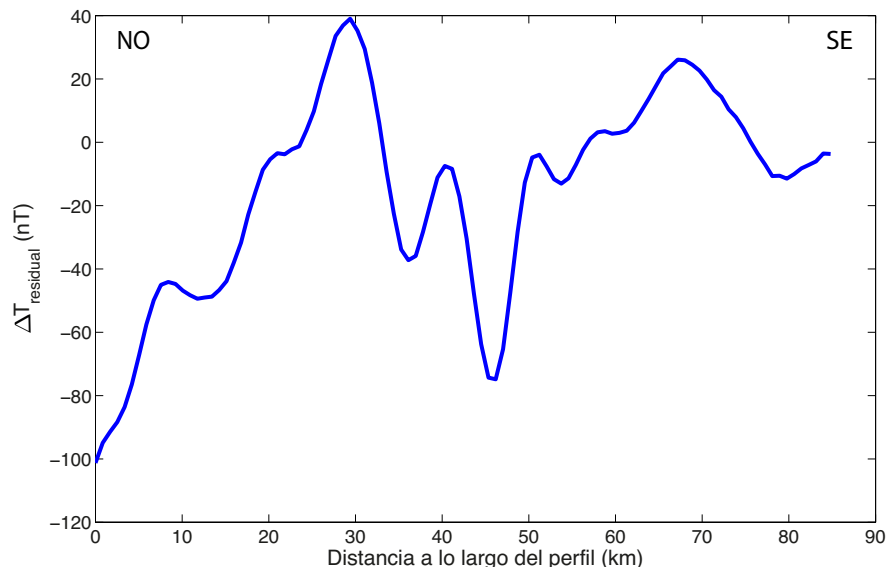


Figura 4.13: Anomalía magnética residual del perfil que atraviesa el rift norte. La ubicación espacial de este perfil se muestra en la Figura 3.12.

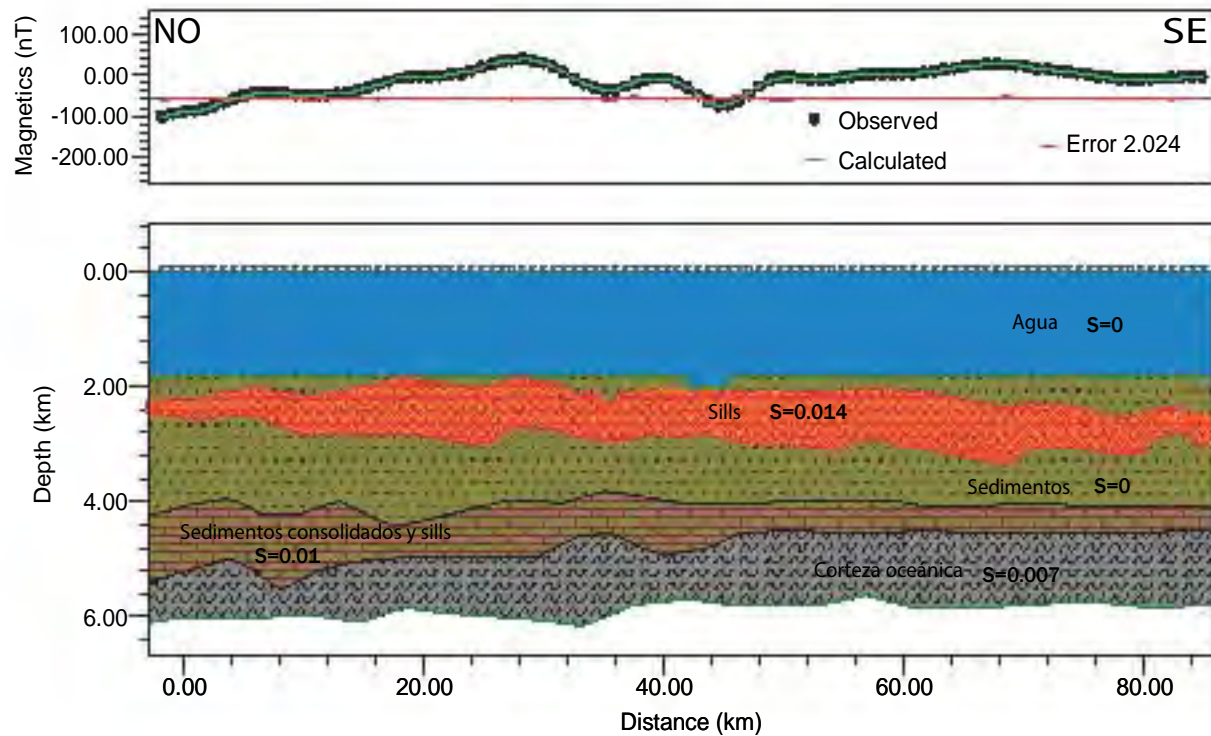


Figura 4.14: Modelo magnético del perfil de anomalía residual que cruza el graben norte de la Cuenca de Guaymas. S es la susceptibilidad volumétrica magnética en unidades cgs. En azul se muestra la columna de agua; en verde, con textura de puntos se encuentran los sedimentos suaves y con textura de líneas, los sedimentos consolidados y sills. La capa anaranjada intrasedimentaria representa el horizonte de sills. La capa gris representa la corteza oceánica o transicional.

CAPÍTULO 5

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIONES

Contenido

5.1	Anomalías magnéticas de campo total con reducción al polo	53
5.1.1	Anomalías positivas	56
5.1.2	Anomalías negativas	59
5.2	Estimación de profundidades de anomalías magnéticas	60
5.2.1	Señal analítica mejorada	60
5.2.2	Promedio radial de espectro de potencias	61
5.3	Anomalías magnéticas residuales	62
5.4	Derivada vertical de primer orden	63
5.5	Modelado directo en 2D	65

Desde la ruptura litosférica en la Cuenca de Guaymas hace aproximadamente 6 Ma, han habido más de 24 inversiones de polaridad en el campo magnético terrestre y la cuenca de Guaymas no muestra lineamientos magnéticos asociados a estas inversiones. Es probable que la alta tasa de sedimentación inhiba la intensidad magnética causada por lavas basálticas e intrusivos ígneos. También se ha sugerido que las lineaciones pueden ser suprimidas por las reacciones hidrotermales que generan los intrusivos entre los sedimentos ricos en materia orgánica [Klitgord et al., 1974; Lonsdale y Lawver, 1980; Levi y Riddihough, 1986].

La litósfera de la cuenca se extiende hasta una distancia de 280 km en dirección perpendicular a los ejes axiales de ambos *rifts*, y está limitada por las fallas transformantes Guaymas y Carmen. De manera general, el carácter magnético de una corteza oceánica cercana a una transición de corteza oceánica-continental raramente exhibe lineaciones; en su lugar presenta una zona de hasta varios cientos de kilómetros con anomalías de baja amplitud. Esta zona de transición tiene un carácter intermediario entre corteza continental y corteza oceánica. En la Cuenca de Guaymas, esta zona de transición se vería interrumpida por anomalías magnéticas positivas de alta intensidad, correspondientes a intrusivos ígneos [Lonsdale y Lawver, 1980; Gunn, 1997].

Las anomalías magnéticas positivas de mayor amplitud que se identifican en la Cuenca de Guaymas, se asocian con cuerpos ígneos de mayores dimensiones y más recientes [Vine y Wilson, 1965]. El efecto magnético de los sedimentos (terrígenos y biogénicos) en esta cuenca, es un contribuyente en mucho menor escala. Es probable que los sedimentos terrígenos tengan un contenido mayor de minerales magnéticos o paramagnéticos que los sedimentos biogénicos; esto indicaría que la susceptibilidad magnética debe aumentar con el contenido de material terrígeno. Sin embargo,

la interacción entre sedimentación terrígena, biogénica y el proceso de diagénesis (disolución de magnetita y formación de pirita) controla los valores de susceptibilidad magnética. Se ha observado que los minerales diamagnéticos en los sedimentos biogénicos, diluyen las fracciones ferromagnéticas y paramagnéticas de los sedimentos terrígenos, lo cual provoca una considerable reducción en la susceptibilidad magnética [Dobson et al., 1997; Foubert y Henriot, 2009]. Por ello, en este trabajo el efecto magnético de los sedimentos se considera prácticamente nulo.

5.1 Anomalías magnéticas de campo total con reducción al polo

En las siguientes secciones se describe de manera general el posible origen de las anomalías predominantes en el mapa de anomalías de campo total con reducción al polo. Primero se hace referencia a la ubicación de las estructuras mayores que atraviesan la Cuenca de Guaymas, reportadas por Aragón-Arreola et al. [2005] (Figura 5.1). Posteriormente en la Figura 5.2 se muestran algunos sistemas hidrotermales que han sido reportados en la literatura, sobre el mapa de anomalías magnéticas para observar si existe alguna correlación. También se muestran las ubicaciones del DSDP porque como lo indican Gieskes et al. [1982], en los tres sitios (477, 478 y 481) se encontraron intrusiones de sills en los sedimentos; finalmente se puede observar el perfil en donde Lizarralde et al. [2011] encontraron un horizonte casi continuo de sills que se extienden hasta 40 km al sureste y 50 km al noroeste del *graben* norte y algunos sills reportados por Lonsdale y Becker [1985].

De manera general se puede apreciar que algunas fallas que atraviesan los segmentos de rifts de la cuenca, pueden estar relacionadas con las anomalías observadas. De igual manera, es posible que ciertos sistemas hidrotermales se puedan asociar con algunas anomalías magnéticas. Sin embargo, en cuanto a las ubicaciones de los núcleos del DSDP, no es muy claro que haya una firma magnética similar para los tres sitios. Este es el caso de los sills reportados por Lonsdale y Becker [1985] y el horizonte de sills reportado por Lizarralde et al. [2011], en donde no se observa alguna diferencia de magnetización con respecto a su entorno. Las siguientes secciones describen mis observaciones sobre las anomalías magnéticas positivas de mayor amplitud, señaladas en la Figura 5.3, y posteriormente una descripción de las anomalías negativas.

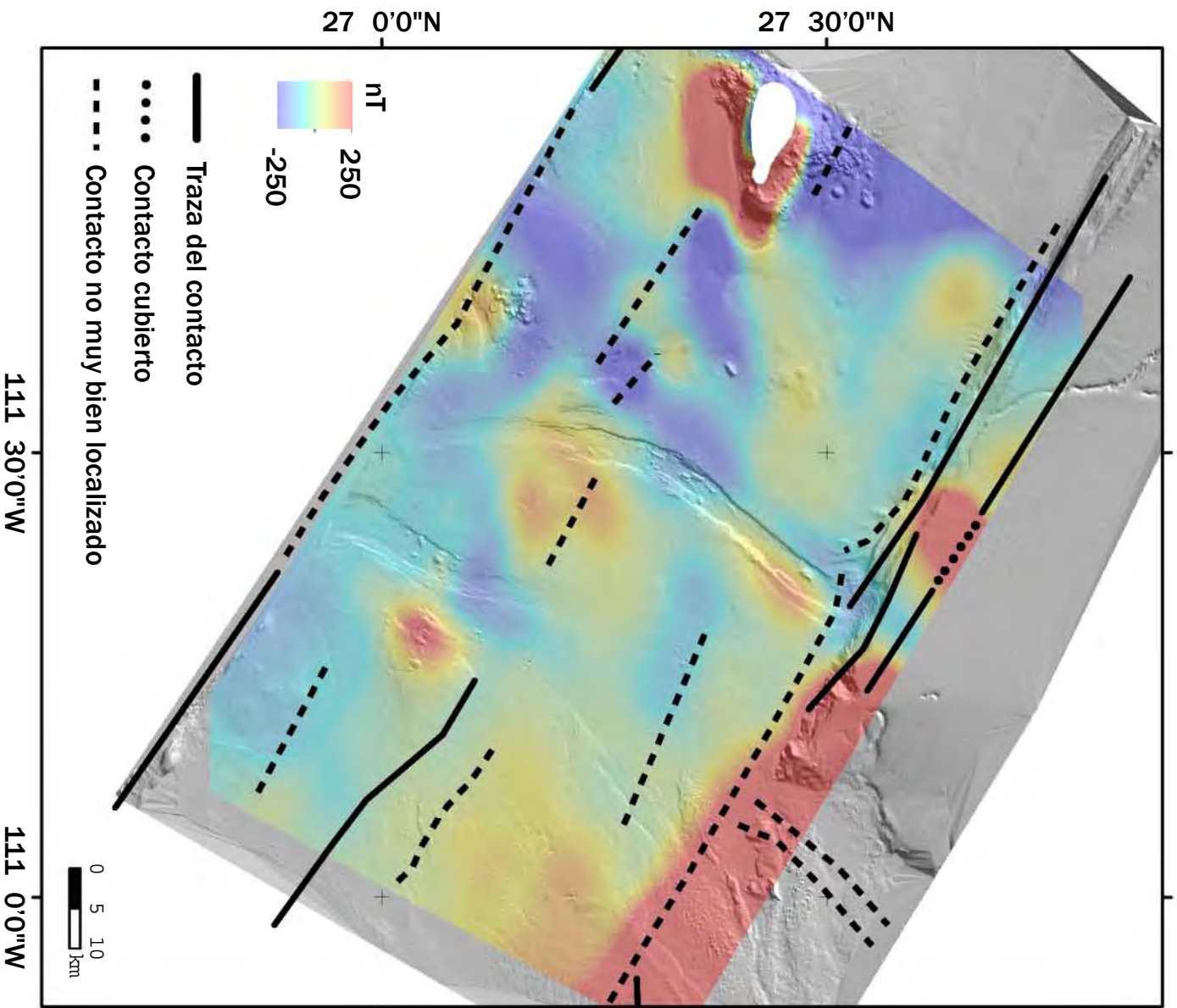


Figura 5.1: Correlación entre las anomalías magnéticas de campo total y las fallas que se han inferido a través de los segmentos de τ/f . La ubicación de las trazas se tomó de una imagen de Aragón-Arreola et al. [2005].

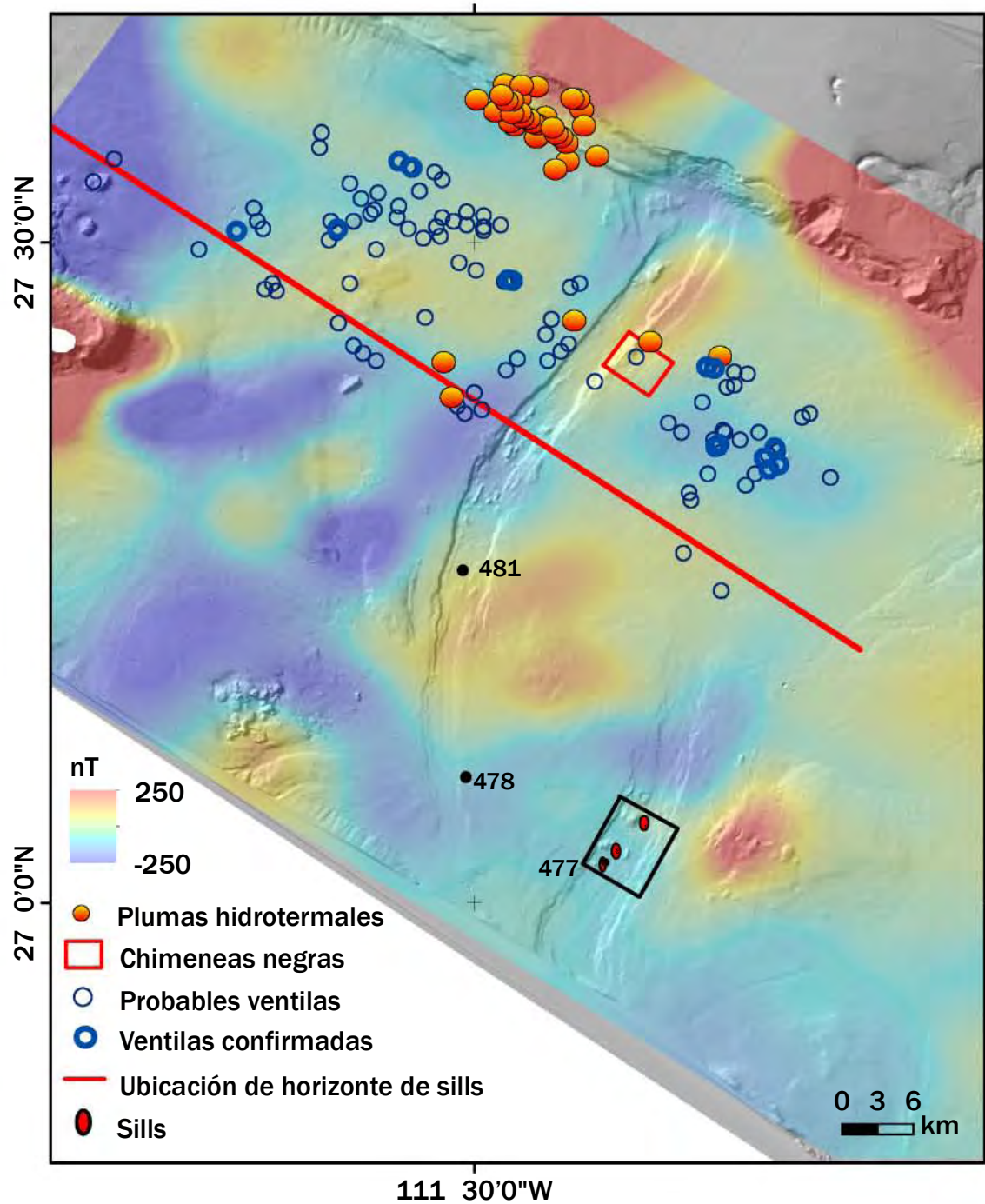


Figura 5.2: Correlación entre las anomalías magnéticas de campo total, algunos sistemas hidrotermales reportados en la literatura y los sitios del DSDP en donde se encontraron sills [Lonsdale y Becker, 1985; Lizarralde et al., 2011; Figueroa-Albornoz, 2013; Berndt et al., 2016].

5.1.1 Anomalías positivas

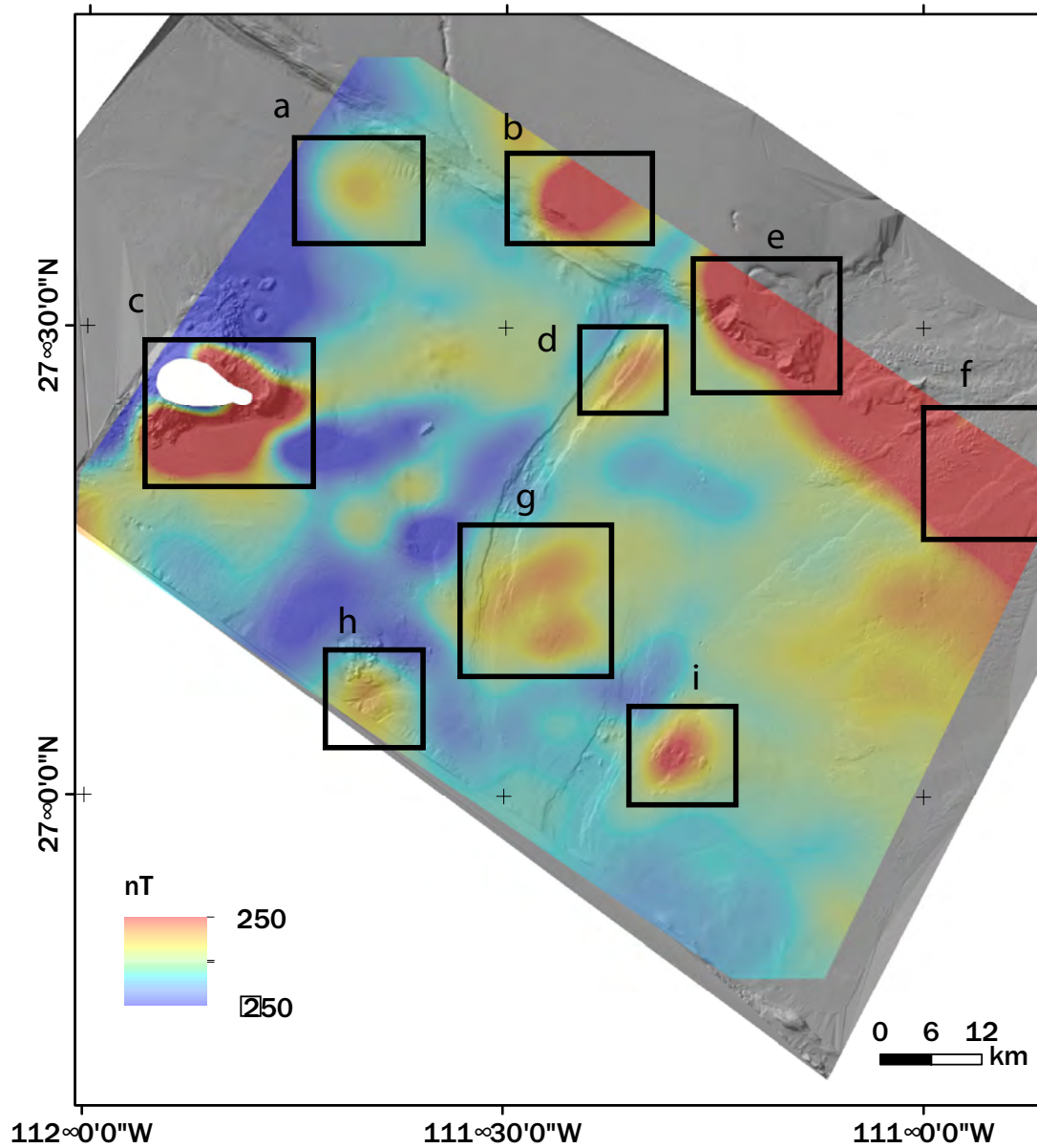


Figura 5.3: Señalización de las anomalías positivas de campo total reducidas al polo magnético como referencia en la interpretación.

Anomalía a

Esta anomalía circular de intensidad de alrededor de 100 nT, se encuentra en una zona de batimetría plana y colinda al norte con una falla poco documentada, la cual es parte de la Falla Transformante

Guaymas (Figura 5.1). La forma circular de la anomalía podría interpretarse como asociada a un intrusivo vertical (dique).

Anomalía b

Esta anomalía se ubica en una zona relativamente plana del margen de Sonora, próxima al escarpe de la Falla Transformante Guaymas. Es una anomalía de alta intensidad (~ 400 nT) que presenta una forma circular. Si se observa el mapa de la Figura 5.1, se puede apreciar que hay una falla propuesta por Aragón-Arreola et al. [2005], que cruza esta anomalía pero no de forma continua. La traza de la falla se ve interrumpida justo sobre la anomalía magnética *b*. Esto podría deberse a la intrusión de un cuerpo magmático en esta parte de la falla.

Por otra parte, se puede notar que esta anomalía no tiene un efecto en la batimetría (no coincide con ninguna elevación). Sin embargo, el mapa de la Figura 5.2 muestra que diversas plumas hidrotermales se ubican en el borde de la frontera suroeste de la anomalía. Esto podría indicar que el cuerpo ígneo que origina la anomalía no tiene efecto en la batimetría porque induce el escape de fluidos y gases a la superficie, o bien, porque el cuerpo intrusivo se originó antes de la deposición de los sedimentos más recientes.

Anomalía c

Esta anomalía magnética presenta valores de intensidad de campo magnético de hasta 900 nT. Ello se debe a que las rocas ígneas extrusivas que forman la Isla Tortuga contienen grandes cantidades de materiales magnéticos. Principalmente los flujos de lava basáltica, que contienen grandes cantidades de silicatos ferromagnéticos.

Anomalía d

La anomalía *d* tiene una forma alargada sobre una parte del borde oriental del *graben* norte, se ubica en una zona de batimetría compleja y tiene una intensidad baja de 100 nT. La anomalía se ubica en el escarpe de una de las fallas normales que limitan las paredes del *graben* norte, y en una elevación morfológica contigua, en el piso del *graben*. Es la única anomalía magnética que coincide con una parte de la falla normal que limita al noroeste uno de los centros de esparcimiento de piso oceánico y por lo tanto tiene una orientación paralela al eje axial del *rift*. La falla puede facilitar la propagación de los sills en los sedimentos y su efecto en la superficie puede estar relacionado con las plumas hidrotermales y el conjunto de chimeneas negras activas que se han descubierto en el límite suroeste de la anomalía magnética [Figueroa-Albornoz, 2013; Berndt et al., 2016].

Por otro lado, esta anomalía positiva implica un contraste de magnetización positivo; y por lo tanto pudo haberse formado durante la polaridad normal de la época más reciente Brunhes [Szitkar et al., 2014].

Anomalías e y f

Aunque en esta zona parece que hay una sola anomalía de gran tamaño y homogeneidad, las curvas de nivel del campo magnético en la Figura 4.5, indican que hay dos anomalías positivas con máximos de alrededor de 800 nT cada una. Cabe señalar que las anomalías se ubican en una zona que presenta

una batimetría compleja, y caen en una parte del delta del Rio Yaquí (compuesto por un abanico aluvial submarino).

Como se muestra en la Figura 5.1, parte de la traza de la falla de Guaymas está en un extremo de las anomalías. Esta falla puede facilitar el ascenso de material magmático y causar las anomalías observadas. De hecho, como la Falla Transformante de Guaymas es en realidad un complicado sistema de fallas de desplazamiento lateral, la presencia de intrusivos ígneos podría complicar la localización de sus trazas en esta zona.

Por otro lado, en la Figura 2.5, se muestra la ubicación de la Cuenca Yaqui, la cual es un semi-*graben* construido por los bloques de fallas del basamento [Aragón-Arreola et al., 2005]. Se ha planteado que el *rift* de esta cuenca puede estar ubicado al sureste del margen de Sonora (Figura 5.1); es decir, entre las anomalías magnéticas *e* y *f*. De ser así, este *rift* sería casi paralelo a los dos segmentos de *rift* de la Cuenca de Guaymas y podría explicar la extensión de las anomalías observadas.

Anomalía g

Esta anomalía tiene una baja intensidad de alrededor de 100 nT y se ubica en la zona de traslape entre los dos segmentos de *rift* de la cuenca. Nótese que el área de la anomalía *g* en realidad está compuesta por dos anomalías que están orientadas en una dirección noreste-suroeste. Probablemente, al igual que la fuente de vulcanismo que formó la Isla Tortuga migró hacia el noroeste [Batiza, 1978], la fuente de esta anomalía también sufrió de una migración hacia el noroeste.

Anomalía h

La anomalía tiene una intensidad relativamente baja de alrededor de 100 nT y está ubicada en un segmento no muy bien definido de la Falla Transformante Carmen. La anomalía tiene una forma semi-circular y se encuentra en una parte donde la batimetría es muy irregular: se presenta un cambio de pendiente con una estructura similar a un abanico aluvial y un conjunto de elevaciones (posiblemente montes submarinos) en un extremo de la anomalía. Aunque no se hayan reportado sistemas hidrotermales en esta zona, es probable que las elevaciones sean consecuencia de la intrusión del cuerpo ígneo que está causando la anomalía positiva.

Anomalía i

Esta anomalía coincide con una elevación batimétrica aproximadamente circular, sobre la cual se muestran posibles montes submarinos. Para visualizar mejor lo anterior, en la Figura 5.4 se muestra un acercamiento del mapa de relieve batimétrico en esta zona junto con las curvas de nivel de la anomalía magnética. Aunque la intensidad de esta anomalía (~ 200 nT) no es tan grande como la intensidad de la anomalía *c*, es probable que el abultamiento se produjo por el ascenso de material magmático; y aunque todavía no hay material extrusivo, esta anomalía podría reflejar un cuerpo que está deformando la batimetría o las etapas iniciales de la formación de una isla volcánica.

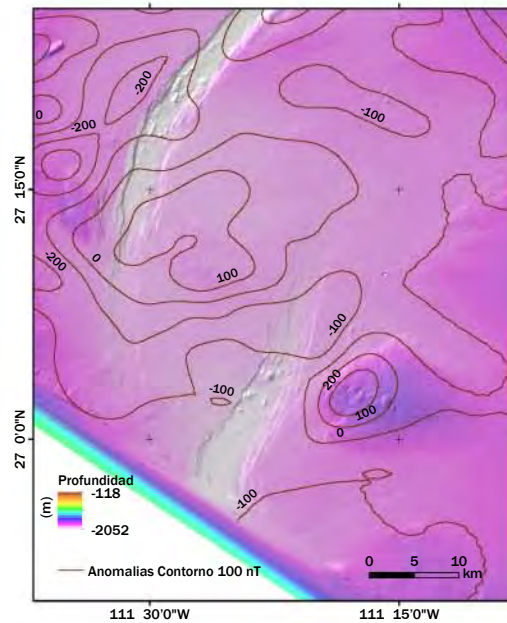


Figura 5.4: Acercamiento de la batimetría sobre la que cae la anomalía *i*. Los contornos representan los valores de la anomalía magnética.

5.1.2 Anomalías negativas

Se ha planteado que las anomalías negativas están relacionadas con una disminución de la susceptibilidad magnética. Haciendo una correlación de las anomalías negativas con el mapa en donde se muestran las fallas y en donde se muestran algunos sistemas hidrotermales (Figuras 5.1 y 5.2) se puede notar que las anomalías no coinciden con la traza ni la orientación de alguna falla. Por otro lado, las plumas hidrotermales y ventilas inferidas en la parte norte de la Cuenca de Guaymas (ubicadas en algunos límites de anomalías positivas), aparentemente se ubican justo sobre las anomalías negativas. Evidentemente esta correlación no se puede realizar al sureste de la Isla Tortuga y en otras zonas donde no se han encontrado otros sistemas hidrotermales.

Szitkar et al. [2014] realizaron un levantamiento magnético marino 7 km al este de la Dorsal Mesatlántica, y analizaron un sistema hidrotermal inactivo alojado en basalto. Ellos encontraron que este sistema exhibe una anomalía magnética negativa de gran amplitud y concluyeron que la magnetización del sitio no es un efecto transitorio asociado con la actividad hidrotermal, sino un efecto que permanece después de que la actividad cesa.

Las anomalías negativas que se observan en la Cuenca de Guaymas pueden ser originadas principalmente por la alteración de los sedimentos debido a la circulación hidrotermal y no necesariamente por los depósitos no magnéticos en los sistemas hidrotermales, ya que Berndt et al. [2016] encontraron trazas de hierro alrededor de algunas chimeneas.

5.2 Estimación de profundidades de anomalías magnéticas

En las secciones siguientes se discuten los resultados obtenidos en la estimación de profundidades de las anomalías utilizando los métodos de señal analítica mejorada y promedio radial de espectro de potencias. Las estimaciones de profundidades en el mapa de anomalías magnéticas de campo total, se realizaron antes de utilizar cualquier filtro para abarcar así el mayor rango posible de frecuencias del espectro de las anomalías. En particular esto fue de utilidad para el método estadístico basado en el promedio radial de espectro de potencias.

5.2.1 Señal analítica mejorada

La señal analítica mejorada surgió como una técnica de alta resolución para resaltar fronteras geológicas y para reducir el efecto de interferencia entre anomalías cercanas [Hsu et al., 1996]. Y aunque la Figura 4.6, muestra que algunos puntos si están ubicados en los bordes o límites de las anomalías, las profundidades obtenidas podrían estar subestimadas.

Algunas profundidades estimadas alrededor de la Isla Tortuga y en el margen de Sonora, se encuentran en el rango de 1021 a 1299 m. Este resultado podría ser congruente de acuerdo con las isobatas de alrededor de 1000 m. Este escenario se repite para un grupo de puntos que caen en la anomalía negativa ubicada al oeste de la curva del *graben* norte, los cuales tienen una profundidad de 1300 a 1683 m. Aunque algunas profundidades podrían tener sentido físico, la mayoría de los puntos caen en un rango de profundidades de 752 a 1020 m y de 1021 a 1299 m para las zonas cercanas a ambos segmentos de *rift* con isobatas mayores a 1400 m.

En el caso de la señal analítica mejorada, al igual que varios métodos para estimar la profundidad de anomalías magnéticas (e.g. Deconvolución de Euler, aproximación del número de onda local), considera que la base del cuerpo magnético se encuentra a una profundidad infinita. Así, cuando la profundidad de la base del cuerpo no es grande comparada con la profundidad a la cima, el método de señal analítica puede arrojar profundidades considerablemente subestimadas. Esto sobre todo en áreas de alto flujo de calor y zonas de adelgazamiento cortical, como lo es la zona de *riffts* [Salem et al., 2014].

Salem et al. [2014], determinaron el error de subestimación en las profundidades a la cima, utilizando el modelo de una capa magnética de profundidad infinita. La Figura 5.5 muestra un esquema con los resultados. La gráfica muestra la profundidad a la cima real contra la profundidad al fondo de la capa magnética en escala de colores y el error generado en la profundidad estimada. Nótese entonces que si la Cuenca de Guaymas tiene condiciones magnéticas que pudiesen llegar a profundidades de 12 km y si la profundidad a la cima (intrusiones de sills) se encuentra alrededor de 2.4 km, entonces el error de subestimación en las profundidades a la cima sería del 20% y esto explicaría algunas de las profundidades mostradas en la Figura 4.6.

La Figura 5.5 muestra que las zonas de mayor error se encuentran en la corteza oceánica y en márgenes continentales, alcanzando un error de subestimación mayor al 40% en profundidades

menores a 10 km. En este trabajo la zona de mayor error se encuentra en los márgenes continentales de la cuenca oceánica.

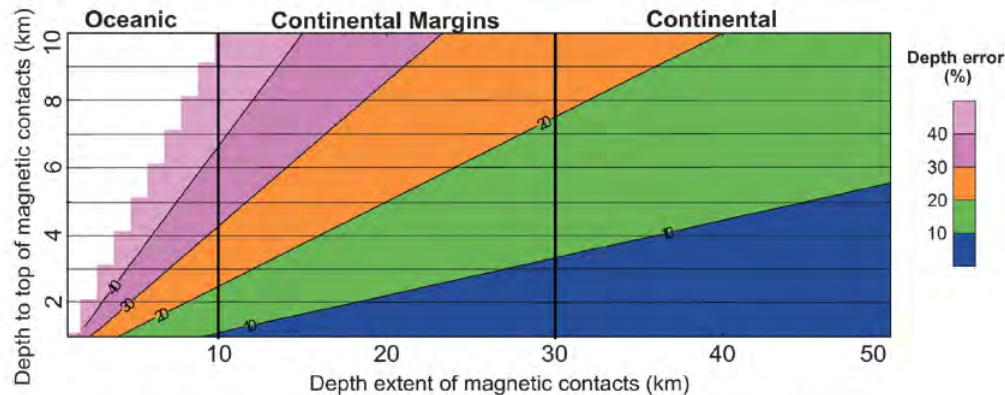


Figura 5.5: Esquema de error para la estimación de profundidades a la cima, utilizando el modelo de una capa magnética con profundidad de base infinita obtenido por Salem et al. [2014].

5.2.2 Promedio radial de espectro de potencias

Debido a los resultados que se obtuvieron con el método de señal analítica mejorada, se decidió utilizar un método estadístico basado en el promedio radial de espectro de potencias. Asumiendo un modelo de una sola capa magnética (o un ensamble compuesto por prismas magnéticos) se buscó determinar principalmente la profundidad a la cima promedio. Esta será entonces la profundidad promedio de las anomalías magnéticas más superficiales.

El primer resultado que se presenta en la sección 4.4.2, es la profundidad promedio a la cima, $Z_t=2.3\pm 0.2$ km. Nótese que el error que se obtiene es el error del ajuste realizado y no el error del método en sí. Este resultado representa la profundidad promedio de todas las fuentes magnéticas someras que existen en la Cuenca de Guaymas y es congruente con las profundidades de sills magmáticos someros que se han reportado en la literatura [Gieskes et al., 1982; Lonsdale y Becker, 1985; Sanchez-Zamora et al., 1991; Lizarralde et al., 2011].

Ahora bien, estudios de la corteza continental inferior en el norte del Golfo de California indican que el mineral magnético predominante es la magnetita, cuya temperatura de Curie varía de 550 a 580 °C [Sanchez-Zamora et al., 1991]. Por otro lado, Pérez-C [1982] determinó que el gradiente térmico de la misma zona era de 59°C/km. Utilizando estos valores como referencia, en teoría el método de promedio radial de espectro de potencias podría estimar profundidades basales de fuentes magnéticas en el Golfo de California de hasta 10 km.

El valor obtenido para la profundidad promedio al centro de la capa magnética fue muy grande, $Z_0=14.8\pm 2.1$ km. Dado que la profundidad promedio basal se calcula utilizando Z_0 , se obtuvo un valor sobreestimado para la profundidad basal, $Z_b=27.3\pm 4.1$ km, que en teoría sería la profundidad del punto de Curie.

Se cree que Z_b está sobreestimado por diversas razones. En primer lugar, de acuerdo con el gradiente térmico presentado anteriormente, esta profundidad rebasaría por mucho la temperatura de Curie para la magnetita y por lo tanto ya no tendría una firma magnética. Por otro lado, la malla que se utilizó en este trabajo debería de ser suficiente para estimar la profundidad basal, ya que se puede observar el pico espectral en la Figura 4.7 a una frecuencia de 0.015 ciclos/km. Sin embargo, en la literatura también se reporta que para estimar profundidades razonables, es necesario tener una razón mínima de 12:1 o de 13:1 del tamaño del mapa a las profundidades magnéticas [Shuey et al., 1977; Okubo et al., 1985; Chiozzi et al., 2005]. Debido al tamaño de la maya utilizada en este trabajo, no es posible estimar profundidades basales mayores a 18 km.

Finalmente, Sanchez-Zamora et al. [1991] determinaron profundidades de cuerpos magnéticos en el norte del Golfo de California utilizando una técnica basada en el promedio radial de espectro de potencias. Ellos encontraron un horizonte magnético con profundidades a la cima entre 2.3 y 4.1 km y una profundidad basal promedio de 11.5 km. Nótese que esta profundidad basal de la zona, es casi la mitad de la profundidad estimada en este trabajo.

Posiblemente la profundidad basal promedio que se estimó en este trabajo sea una consecuencia de asumir un modelo con una sola capa magnética o una magnetización aleatoria que depende de x y y . Como se explica más adelante, utilizando un modelo de dos capas magnéticas o dos ensambles, se obtienen resultados más similares a los presentados en la literatura.

5.3 Anomalías magnéticas residuales

Para obtener el mapa de anomalías magnéticas residuales se utilizó otro método basado en el promedio radial de espectro de potencias (diferente al de la sección 4.4.2), el cual determina los parámetros de un filtro acoplado pasa-altas. Este método asume dos capas magnéticas y como se puede ver en la sección 3.5, se obtuvieron resultados más consistentes con la literatura tanto para la profundidad promedio a la cima ($h_2=2.50$ km) como para la profundidad promedio basal ($h_1=7.18$ km).

En teoría aplicar este filtro acoplado significa eliminar los números de onda más bajos (longitudes de onda más larga), que corresponden a la capa magnética más profunda. Así que después de aplicar el filtro se obtendrían las anomalías más someras o residuales, eliminando gran parte de contribuciones magnéticas corticales y más profundas. Sin embargo en este trabajo, debido a que la distancia entre la profundidad a la cima y la profundidad basal no es muy grande, el filtro acoplado no elimina sino que más bien atenúa del 50 al 90 % los números de onda más cortos (hasta antes del número de onda de corte). Así que se debe prestar atención especial en las magnitudes de las anomalías residuales obtenidas.

Analizando el mapa de anomalías residuales de la Figura 4.11 se pueden hacer varias observaciones. Es probable que la mayor contribución magnética de las anomalías a , d , g y h se encuentre en el límite entre la capa magnética somera y la capa magnética profunda, ya que sufrieron una atenuación de alrededor del 50 %. Sin embargo, la anomalía c sufrió una atenuación del 67 % aproximadamente; esto indica que la contribución magnética principal se podría ubicar en profundidades correspondientes

a la capa magnética más profunda (parte del campo magnético regional). Lo mismo sucede con las anomalías *b*, *e* y *f*, las cuales sufrieron una atenuación no menor al 60 %, lo cual indica que probablemente tienen grandes profundidades relacionadas con el campo magnético regional. Lo que se puede interpretar con mayor certeza es el campo residual correspondiente a la anomalía *i*. Nótese que ésta solo sufrió una atenuación del 23 % aproximadamente, lo cual indica que el cuerpo causativo está en la capa magnética somera. Probablemente se trate de un intrusivo somero, cuyo efecto se puede observar ya en la deformación de la superficie. Finalmente, se puede observar que entre las anomalías *c* y *g*, en el mapa de anomalías residuales resaltan dos anomalías circulares de ~ 50 nT., probablemente correspondientes con dos intrusivos someros.

Por otro lado, aunque [Lonsdale y Becker \[1985\]](#) observaron sills con una extensión no mayor a 2 km, [Lizarralde et al. \[2011\]](#) visualizaron un horizonte casi continuo de sills, el cual se extiende hasta 40 km al sureste y 50 km al noroeste del *graben* norte (perfil mostrado en Figura 3.12). Esto indica que aplicar el filtro no solo removería el campo magnético regional, sino también algunas contribuciones magnéticas de sills someros de gran extensión (o de otro tipo de intrusivos); ya que estos representarían componentes magnéticas de grandes longitudes de onda aunque estén a profundidades someras.

Lo anterior podría explicar la gran atenuación que sufrieron las anomalías negativas, ya que como se observa en el mapa de la Figura 4.5, algunas de ellas se extendían grandes distancias; por ejemplo la anomalía negativa ubicada al noreste de la Isla Tortuga.

5.4 Derivada vertical de primer orden

El mapa de la Figura 4.12 es una mejor representación de las características más someras que el mapa de anomalías residuales. En el *graben* norte resaltan dos anomalías alargadas (negativa y positiva) que podrían estar asociadas con una falla normal que limita el valle del *rift*. También se puede apreciar una anomalía negativa discontinua (alargada en dirección perpendicular al eje axial de ambos *riffts*) en la parte noroeste de la cuenca, que podría estar relacionada con el sistema de la Falla Transformante Guaymas. Es probable que estas anomalías no estén necesariamente relacionadas con fallas, sino que pueden corresponder a un contacto geológico en donde se unen bloques con propiedades magnéticas distintas, es decir, podrían indicar un contraste de susceptibilidad magnética [[Grauch y Drenth, 2009](#)]. Este podría ser el caso de las anomalías que se encuentran alrededor de la Isla Tortuga.

En la Figura 5.6 se muestra la derivada vertical de primer orden para el mapa de anomalías magnéticas y los sistemas hidrotermales y sills reportados. En cuanto a los sills, no parece que su ubicación coincida con alguna de estas anomalías someras; sin embargo, hay sistemas hidrotermales que coinciden con patrones de anomalías negativas como la que se encuentra en el límite noroeste del *rift* norte.

La derivada vertical resalta las anomalías *b*, *e* y *f*, lo cual indica que las anomalías también tienen una contribución magnética somera. De manera que los intrusivos que causan estas anomalías pueden tener un espesor amplio y así tratarse de diques.

Es importante mencionar que los datos magnéticos marinos no fueron adquiridos en la orientación óptima para estudiar los sills, ya que los transectos son paralelos al mismo eje sobre el que se extienden los sills. El cálculo de una malla de datos en esta orientación tiene una fuerte tendencia a lo largo de los perfiles, como se puede observar en la Figura 4.12.

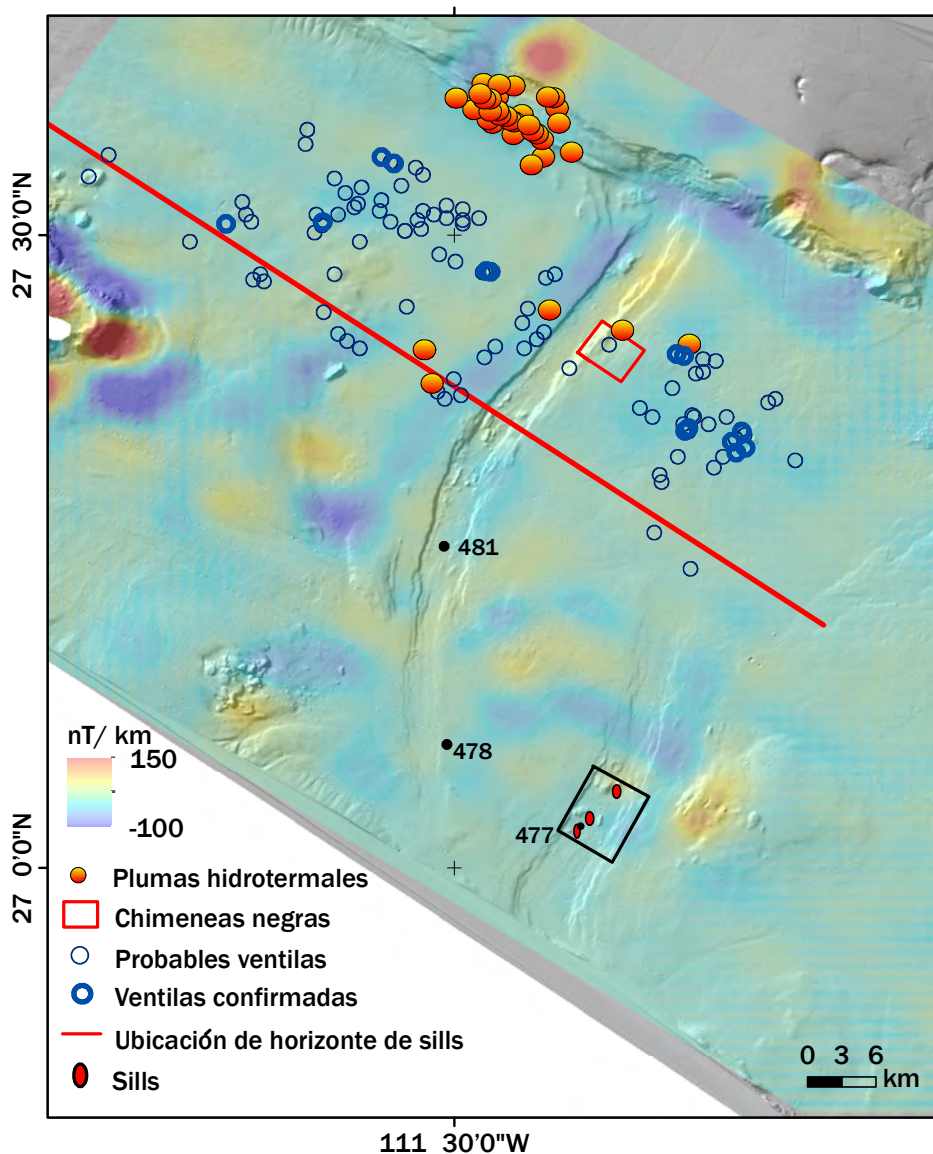


Figura 5.6: Sistemas hidrotermales y sills sobre la derivada vertical de primer orden del mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo.

5.5 Modelado directo en 2D

[Lizarralde et al., 2011] realizaron estudios sísmicos a lo largo del perfil cuya ubicación se muestra en la Figura 3.12, y para el cual reportaron una imagen sísmica de un horizonte compuesto por sills someros entre los sedimentos (Figura 5.7). Por ello en este trabajo se realizó el modelado directo utilizando la ubicación del mismo perfil.

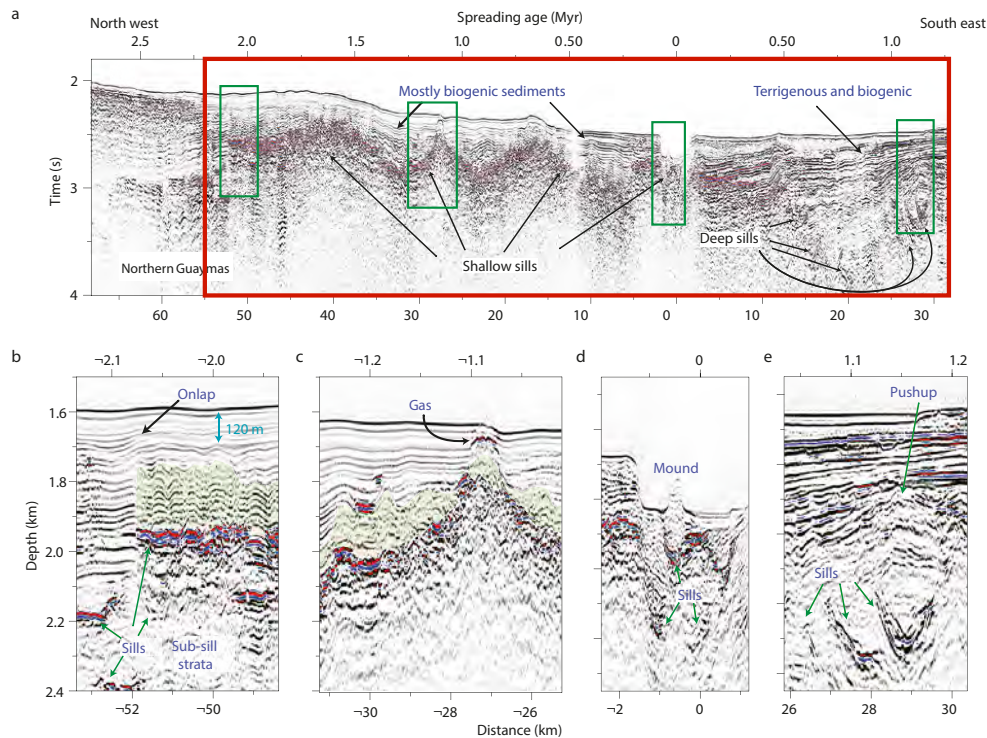


Figura 5.7: a) Imagen sísmica en donde se observa un horizonte casi continuo de sills. El cuadro rojo indica la longitud del perfil que se utilizó en este trabajo para realizar el modelo; b),c),d) y e) Acercamientos de los recuadros en verde [Lizarralde et al., 2011].

El perfil del modelo que se presenta en la sección 4.7 se tomó del mapa de anomalías residuales, es decir, de las contribuciones magnéticas más someras, ya que el objetivo principal era realizar un modelo de los sills. El modelo propuesto en este trabajo está basado en el modelo cortical de Lizarralde et al. [2007], el cual se muestra en la Figura 4.14.

Una observación interesante, es que la capa de sills del modelo tiene un espesor aproximado de 200 m, lo cual resulta en un espesor más grande que el que aparece en la Figura 5.7. Esto puede indicar que la capa del modelo representa una superposición de sills separados con sedimentos, similar al de la Figura 2.7. Indicando que la respuesta magnética de diversos sills apilados es equivalente a la respuesta de una sola capa más espesa de intrusivos.

Ahora bien, es importante mencionar que utilizar el perfil de anomalías residuales para realizar

el modelo directo tiene ventajas y desventajas. Si bien en este perfil las componentes magnéticas regionales se han eliminado después del filtro acoplado, las anomalías residuales en algunos casos son atenuadas considerablemente, y realizar un modelo directo con anomalías residuales de baja amplitud resultaría ambiguo.

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES

El objetivo principal de este trabajo consistió en ubicar y delinear los sills someros presentes en los sedimentos de la Cuenca de Guaymas utilizando datos magnéticos marinos. Para ello se obtuvieron las anomalías magnéticas de campo total y algunas correcciones para poder realizar interpretaciones confiables de acuerdo con la información geológica y geofísica existente. La aplicación de métodos espectrales para estimar profundidades de anomalías magnéticas y la separación de las contribuciones magnéticas residuales de las regionales permitieron inferir la presencia de una capa magnética superficial que coincide con las profundidades de los sills, sin embargo, no se logró visualizar una distribución espacial de los mismos. Probablemente esto se debe a que el mapa de anomalías de la cuenca es dominado por las contribuciones magnéticas de cuerpos magmáticos que abarcan mayores profundidades y/o espesores que los sills.

Aunque el método de señal analítica delimita algunas anomalías de alta amplitud y estima profundidades congruentes para las mismas; utilizar un método en donde se asume que la capa magnética tiene una profundidad infinita, en una zona de transición entre corteza oceánica y continental, no es recomendable. Por otro lado, la técnica estadística que asume una sola capa magnética y que se basa en el promedio radial de espectro de potencias, fue de utilidad para determinar una profundidad promedio a la cima de las anomalías más someras, la cual fue cercana a la que se ha reportado en la literatura. A pesar de que no fue posible obtener una profundidad promedio basal consistente con el tamaño de la malla de entrada, este método fue el único que logró detectar las componentes magnéticas de anomalías someras, posiblemente atribuibles a los sills. De ahí que se realizaran operaciones espectrales para intentar resaltar y obtener más información de las anomalías someras.

Si bien, la aplicación del filtro acoplado en el dominio de número de onda provocó una separación de las anomalías magnéticas residuales-regionales, este proceso no permitió la visualización en sí, de nuevas anomalías residuales que antes no fueran perceptibles en el mapa de anomalías magnéticas de campo total. Es probable que algunos sills en la Cuenca de Guaymas tengan una extensión mayor que la frecuencia de corte del filtro en 2D que se utilizó (~ 15 km). De ser así, estos serían filtrados del mapa de anomalías residuales y su firma magnética no podría ser detectada. Por otro lado, el método que se utilizó para determinar los parámetros de la función de transferencia del filtro arrojó información de interés. Con base en el promedio radial de espectro de potencias se obtuvieron las profundidades promedio de dos capas magnéticas que son congruentes con las observaciones anteriores. La capa magnética más superficial, con profundidad promedio de 2.50 km, puede incluir la contribución de los sills e intrusivos magmáticos que se encuentran entre los sedimentos suaves, mientras que la capa subyacente con una profundidad promedio de 7.18 km, podría incluir cuerpos ígneos en los sedimentos más consolidados y cuerpos plutónicos alojados en la corteza transicional.

En cuanto a la derivada vertical de primer orden que se realizó para las anomalías magnéticas residuales, ésta resalta algunas anomalías de interés que por su ubicación son atribuidas a algunas trazas de fallas, más que a intrusivos magmáticos someros.

Se crearon diversos modelos en 2D, basados en las anomalías de campo total y otros en las anomalías residuales. De acuerdo con las diferentes respuestas magnéticas obtenidas se puede concluir que realizar un modelado directo sin separar las anomalías residuales y regionales, no garantiza que en realidad se este realizando un modelo de los sills someros. Este trabajo presenta un modelo basado en las anomalías residuales; sin embargo, como el perfil que se modeló era de una anomalía de baja amplitud el resultado obtenido puede ser ambiguo. En este caso cualquier cambio en la forma y profundidad de cualquier interfase causa que la respuesta magnética calculada se modifique por completo. Dadas estas condiciones no es posible garantizar que la verdadera ubicación y morfología de los sills esté siendo modelada.

BIBLIOGRAFÍA

- Altstatt, A., Saltus, R., Bruhn, R., y Haeussler, P. (2002). Magnetic susceptibilities measured on rocks of the Upper Cook Inlet, Alaska. *US Geological Survey Open-File Report*, 2:18.
- 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):19–38.
- Aydin, I. y Oksum, E. (2010). Exponential approach to estimate the Curie-temperature depth. *Journal of Geophysics and Engineering*, 7(2):113.
- Barron, J. A., Bukry, D., y Bischoff, J. L. (2004). High resolution paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15 000 years. *Marine Micropaleontology*, 50(3):185–207.
- Batiza, R. (1978). Geology, petrology, and geochemistry of Isla Tortuga, a recently formed tholeiitic island in the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, 89(9):1309–1324.
- Berndt, C., Hensen, C., Mortera-Gutierrez, C., Sarkar, S., Geilert, S., Schmidt, M., Liebetau, V., Kipfer, R., Scholz, F., Doll, M., et al. (2016). Rifting under steam—How rift magmatism triggers methane venting from sedimentary basins. *Geology*, 44(9):767–770.
- Blakely, R. J. (1996). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge, United Kingdom. Cambridge University Press. 441 p.
- Bouligand, C., Glen, J. M., y Blakely, R. J. (2009). Mapping Curie temperature depth in the western United States with a fractal model for crustal magnetization. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B11):1–25.
- Breiner, S. (1999). *Applications Manual for Portable Magnetometers*. Geometrics. 58p.
- Bullard, E. y Mason, R. (1961). The magnetic field astern of a ship. *Deep Sea Research (1953)*, 8(1):20–27.
- Chiozzi, P., Matsushima, J., Okubo, Y., Pasquale, V., y Verdoya, M. (2005). Curie-point depth from spectral analysis of magnetic data in central–southern Europe. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 152(4):267–276.
- Clark, D. y Emerson, D. (1991). Notes on rock magnetization characteristics in applied geophysical studies. *Exploration Geophysics*, 22(3):547–555.
- Dean, W., Pride, C., y Thunell, R. (2004). Geochemical cycles in sediments deposited on the slopes of the Guaymas and Carmen Basins of the Gulf of California over the last 180 years. *Quaternary Science Reviews*, 23(16):1817–1833.

- 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.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D., y Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical journal international*, 101(2):425–478.
- Dickinson, W. R. (1981). *Plate tectonics and the continental margin of California*. The geotectonic development of California: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall. 28p.
- Dobson, D., Dickens, G., y Rea, D. (1997). Terrigenous sedimentation at Ceara rise. *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. Ocean Drilling Program*, 154:465–473.
- Einsele, G. (1982). Mechanism of sill intrusion into soft sediment and expulsion of pore water. *DSDP Initial Reports*, 64(56):1169–1176.
- Einsele, G., Gieskes, J. M., Curray, J., Moore, D. M., Aguayo, E., Aubry, M.-P., Fornari, D., Guerrero, J., Kastner, M., Kelts, K., et al. (1980). Intrusion of basaltic sills into highly porous sediments, and resulting hydrothermal activity.
- Escobar-Briones, E. (2007). Ficha técnica para la evaluación de los sitios prioritarios para la conservación de los ambientes costeros y oceánicos de México: Ventiladas hidrotermales de la Cuenca de Guaymas. *CONABIO, The Nature Conservancy, CONANP, Pro Natura*.
- Eyles, N. (2008). Glacio-epochs and the supercontinent cycle after ~ 3.0 ga: tectonic boundary conditions for glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 258(1):89–129.
- Fabriol, H., Delgado-Argote, L. A., Dañobeitia, J. J., Córdoba, D., González, A., Garcia-Abdeslem, J., Bartolomé, R., Martín-Atienza, B., y Frias-Camacho, V. (1999). Backscattering and geophysical features of volcanic ridges offshore Santa Rosalia, Baja California Sur, Gulf of California, Mexico. *Journal of volcanology and geothermal research*, 93(1):75–92.
- Falvey, D. A. (1974). The development of continental margins in plate tectonic theory. *APEA J*, 14(1):95–106.
- Figueroa-Albornoz, L. (2013). Estudio tectono-estratigráfico de la cuenca transtensional en el margen de Sonora frente al Rift de Guaymas, Golfo de California, México. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias del Mar: Universidad Nacional Autónoma de México, 171 p.
- Fisher, A. y Becker, K. (1991). Heat flow, hydrothermal circulation and basalt intrusions in the Guaymas Basin, Gulf of California. *Earth and Planetary Science Letters*, 103(1-4):84–99.
- Foubert, A. y Henriot, J.-P. (2009). *Nature and significance of the recent carbonate mound record: the Mound Challenger Code*, volume 126. Springer Science & Business Media. 298 p.
- Galindo-Zaldívar, J., Ruiz-Constán, A., Pedrera, A., Ghidella, M., Montes, M., Nozal, F., y Rodríguez-Fernández, L. R. (2013). Magnetic anomalies in Bahía Esperanza: A window of magmatic arc intrusions and glacier erosion over the northeastern Antarctic Peninsula. *Tectonophysics*, 585:68–76.

- Gang, B., Wei, X., Shao-Hua, J., Di, W., Fu-Min, X., Xin-Xuan, S., y Mei-Na, W. (2015). Datum reduction for correction of multi-station geomagnetic diurnal variations using the least squares fitting method. *Chinese Journal of Geophysics*, 58(2):207–212.
- Gieskes, J. M., Kastner, M., Einsele, G., Kelts, K., y Niemitz, J. (1982). Hydrothermal activity in the Guaymas Basin, Gulf of California: A synthesis. *DSDP Initial Reports*, 64(55):1159–1167.
- Gorodnitskiy, A., Brusilovskiy, Y. V., Ivanenko, A., Filin, A., y Shishkina, N. (2013). New methods for processing and interpreting marine magnetic anomalies: application to structure, oil and gas exploration, Kuril forearc, Barents and Caspian seas. *Geoscience Frontiers*, 4(1):73–85.
- Grauch, V. y Drenth, B. J. (2009). High-resolution aeromagnetic survey to image shallow faults, Poncha Springs and vicinity, Chaffee County, Colorado. Technical report, US Geological Survey.
- Gunn, P. J. (1997). Regional magnetic and gravity responses of extensional sedimentary basins. *Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2):115–131.
- Gvishiani, A., Lukianova, R., Soloviev, A., y Khokhlov, A. (2014). Survey of geomagnetic observations made in the northern sector of Russia and new methods for analysing them. *Surveys in Geophysics*, 35(5):1123–1154.
- Hekinian, R., Francheteau, J., Renard, V., Ballard, R., Choukroune, P., Cheminée, J., Albarède, F., Minster, J., Charlou, J. L., Marty, J., y Bouleguè, J. (1983). Intense hydrothermal activity at the axis of the east pacific rise near 13° N: Sumbersible witnesses the growth of sulfide chimney. *Marine geophysical researches*, 6(1):1–14.
- Hsu, S.-K., Sibuet, J.-C., y Shyu, C.-T. (1996). High-resolution detection of geologic boundaries from potential-field anomalies: An enhanced analytic signal technique. *Geophysics*, 61(2):373–386.
- Humphreys, E. D. y Weldon II, R. J. (1991). Kinematic Constraints on the Rifting of Baja California: Chapter 12: Part III. Regional Geophysics and Geology.
- Hunt, C. P., Moskowitz, B. M., y Banerjee, S. K. (1995). Magnetic properties of rocks and minerals. *Rock physics & phase relations: a handbook of physical constants*, pages 189–204.
- Hussein, M., Mickus, K., y Serpa, L. F. (2013). Curie point depth estimates from aeromagnetic data from Death Valley and surrounding regions, California. *Pure and Applied Geophysics*, 170(4):617–632.
- Imhmed, S. A. A. (2012). Application of magnetic susceptibility measurements to oilfield scale management. Tesis de Doctorado en Ingeniería Petrolera: Heriot-Watt University, 139 p.
- Jones, E. J. W. (1999). *Marine Geophysics*. John Wiley & Sons Ltd. 453 p.
- Karig, D. E. y Jensky, W. (1972). The proto-gulf of California. *Earth and Planetary Science Letters*, 17(1):169–174.
- Keating, P. y Sailhac, P. (2004). Use of the analytic signal to identify magnetic anomalies due to kimberlite pipes. *Geophysics*, 69(1):180–190.

- Keigwin, L. D. (2002). Late Pleistocene-Holocene paleoceanography and ventilation of the Gulf of California. *Journal of Oceanography*, 58(2):421–432.
- Klitgord, K. D., Mudie, J. D., Bischoff, J. L., y Henyey, T. L. (1974). Magnetic anomalies in the northern and central gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, 85(5):815–820.
- Kluesner, J., Lonsdale, P., y González-Fernández, A. (2014). Late Pleistocene cyclicity of sedimentation and spreading-center structure in the Central Gulf of California. *Marine Geology*, 347:58–68.
- Lerman, A., Wu, L., y Mackenzie, F. T. (2007). CO₂ and H₂ SO₄ consumption in weathering and material transport to the ocean, and their role in the global carbon balance. *Marine Chemistry*, 106(1):326–350.
- Levi, S. y Riddihough, R. (1986). Why are marine magnetic anomalies suppressed over sedimented spreading centers? *Geology*, 14(8):651–654.
- Li, X. y Goetze, H.-J. (1999). Comparison of some gridding methods. *The Leading Edge*, 18(8):898–900.
- Li, Y. y Oldenburg, D. W. (2001). Stable reduction to the pole at the magnetic equator. *Geophysics*, 66(2):571–578.
- Lizarralde, D., Axen, G. J., Brown, H. E., Fletcher, J. M., González-Fernández, A., Harding, A. J., Holbrook, W. S., Kent, G. M., Paramo, P., Sutherland, F., et al. (2007). Variation in styles of rifting in the Gulf of California. *Nature*, 448(7152):466–469.
- 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 Geoscience*, 4(1):50–54.
- Lonsdale, P. (1985). A transform continental margin rich in hydrocarbons, Gulf of California. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69(7):1160–1180.
- Lonsdale, P. (1989). Geology and tectonic history of the Gulf of California. *The eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America. Editors Winterer, E. L., Hussong, D. M., and Decker, R. W.*, N:499–521.
- Lonsdale, P. (1995). Segmentation and disruption of the East Pacific Rise in the mouth of the Gulf of California. *Marine Geophysical Researches*, 17(4):323–359.
- Lonsdale, P. y Becker, K. (1985). Hydrothermal plumes, hot springs, and conductive heat flow in the Southern Trough of Guaymas Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 73(2):211–225.
- Lonsdale, P. y Kluesner, J. (2010). Routing of terrigenous clastics to oceanic basins in the Southern Gulf of California, inherited from features of the pre-spreading protogulf. *AGU Fall Meeting Abstracts*, 1:2265.
- Lonsdale, P. y Lawver, L. (1980). Immature plate boundary zones studied with a submersible in the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, 91(9):555–569.

- Manea, M. y Manea, V. C. (2011). Curie point depth estimates and correlation with subduction in Mexico. *Pure and Applied Geophysics*, 168(8-9):1489–1499.
- Martens, C. S. (1990). Generation of short chain acid anions in hydrothermally altered sediments of the Guaymas Basin, Gulf of California. *Applied Geochemistry*, 5(1):71–76.
- Merewether, R., Olsson, M. S., y Lonsdale, P. (1985). Acoustically detected hydrocarbon plumes rising from 2-km depths in Guaymas Basin, Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(B4):3075–3085.
- Michaud, F., Calmus, T., Sosson, M., Royer, J.-Y., Bourgois, J., Chabert, A., Cormier, F. B., Bandy, B., Gutiérrez, C. M., y Dymant, J. (2005). La zona de falla Tosco-Abreojos: un sistema lateral derecho activo entre la placa Pacífico y la península de Baja California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Grandes Fronteras Tectónicas de México. Editores Alaniz-Álvarez S. A. y Nieto-Samaniego A. F.*, 57(1):53–64.
- Minster, J. B. y Jordan, T. H. (1978). Present-day plate motions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 83(B11):5331–5354.
- Munguía, L., González-Escobar, M., Navarro, M., Valdez, T., Mayer, S., Aguirre, A., Wong, V., y Luna, M. (2016a). Active crustal deformation in the area of San Carlos, Baja California Sur, Mexico as shown by data of Local Earthquake Sequences. *Pure and Applied Geophysics*, 173(10-11):3631–3644.
- Munguía, L., Mayer, S., Aguirre, A., Méndez, I., González-Escobar, M., y Luna, M. (2016b). The 2006 bahía asunción earthquake swarm: Seismic evidence of active deformation along the western margin of Baja California Sur, Mexico. *Pure and Applied Geophysics*, 173(10-11):3615–3629.
- Nabighian, M. N. (1972). The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37(3):507–517.
- Nabighian, M. N. (1984). Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations. *Geophysics*, 49(6):780–786.
- Naidu, P. S. y Mathew, M. (1998). *Analysis of geophysical potential fields: A digital signal processing approach*, volume 5. Elsevier. 297 p.
- Nava-Flores, M. (2010). Modelado por métodos potenciales de estructuras salinas inferidas por sismología de reflexión. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra: Universidad Nacional Autónoma de México, 220 p.
- Okubo, Y., Graf, R., Hansen, R., Ogawa, K., y Tsu, H. (1985). Curie point depths of the island of Kyushu and surrounding areas, Japan. *Geophysics*, 50(3):481–494.
- Okubo, Y. y Matsunaga, T. (1994). Curie point depth in northeast Japan and its correlation with regional thermal structure and seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B11):22363–22371.

- 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.
- Oskin, M., Stock, J., y Martín-Barajas, A. (2001). Rapid localization of Pacific–North America plate motion in the Gulf of California. *Geology*, 29(5):459–462.
- Pilkington, M. y Cowan, D. R. (2006). Model-based separation filtering of magnetic data. *Geophysics*, 71(2):L17–L23.
- Prol-Ledesma, R. M., Torres-Vera, M.-A., Rodolfo-Metalpa, R., Ángeles, C., Deveze, C. H. L., Villanueva-Estrada, R. E., Shumilin, E., y Robinson, C. (2013). High heat flow and ocean acidification at a nascent rift in the northern Gulf of California. *Nature communications*, 4:1388.
- Pérez-C, G. A. (1982). Evolución Geológica, Interpretación Geofísica y Perspectivas Petroleras de la Provincia San Felipe-Tiburón, Golfo de California. *Ingeniería Petrolera*, 22:20–32.
- Pérez-Calderón, D. A. (2010). Estudio marino de las anomalías magnéticas en la parte central de la Placa de Rivera. Tesis de Licenciatura, Posgrado en Ciencias del Mar: Universidad Nacional Autónoma de México, 95 p.
- Reichle, M. y Reid, I. (1977). Detailed study of earthquake swarms from the Gulf of California. *Seismological Society of America Bulletin*, 67:159–171.
- Roest, W. R., Verhoef, J., y Pilkington, M. (1992). Magnetic interpretation using the 3-d analytic signal. *Geophysics*, 57(1):116–125.
- Salem, A., Blakely, R., Green, C., Fairhead, D., y Ravat, D. (2014). Estimation of depth to top of magnetic sources using the local-wavenumber approach in an area of shallow Moho and Curie depth? The Red Sea. *Interpretation*, 2(4):SJ1–SJ8.
- Sanchez-Zamora, O., Doguin, P., Couch, R., y Ness, G. (1991). Magnetic anomalies of the northern gulf of California: structural and thermal interpretations. *The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias. Edited by Dauphin J. P. and Simoneit B. R. T.*, 47:377–401.
- Schettino, A. (2014). *Quantitative Plate Tectonics*. Springer. 403 p.
- Schrader, H. (1982). Diatom biostratigraphy and laminated diatomaceous sediments from the Gulf of California Deep Sea Drilling Project LEG 64. *DSDP Initial Reports*, 64(42):973–981.
- Schuepbach, M. A. y Vail, P. R. (1980). Evolution of outer highs on divergent continental margins. *Continental Tectonics*, 5:50–61.
- Sheriff, S. D. (2010). Matched filter separation of magnetic anomalies caused by scattered surface debris at archaeological sites. *Near Surface Geophysics*, 8(2):145–150.
- Shuey, R., Schellinger, D., Tripp, A., y Alley, L. (1977). Curie depth determination from aeromagnetic spectra. *Geophysical Journal International*, 50(1):75–101.
- Simoneit, B., Lonsdale, P., Edmond, J., y Shanks, W. (1990). Deep-water hydrocarbon seeps in Guaymas Basin, Gulf of California. *Applied Geochemistry*, 5(1-2):41–49.

- Simoneit, B. R. y Schoell, M. (1995). Carbon isotope systematics of individual hydrocarbons in hydrothermal petroleum from the Guaymas Basin, Gulf of California. *Organic Geochemistry*, 23(9):857–863.
- Spector, A. y Grant, F. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35(2):293–302.
- Spector, A. y Parker, W. (1979). Computer compilation and interpretation of geophysical data. *Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 31*, 31:527–544.
- Spencer, J. y Normark, W. (1989). Neogene plate-tectonic evolution of the Baja California Sur continental margin and the southern Gulf of California, Mexico. *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, EUA, Geological Society of America*, N:489–497.
- Stock, J. y Hodges, K. (1989). Pre-pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*, 8(1):99–115.
- Szitkar, F., Dymant, J., Choi, Y., y Fouquet, Y. (2014). What causes low magnetization at basalt-hosted hydrothermal sites? Insights from inactive site Krasnov (MAR 16°38' N). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15:1441–1451.
- Talwani, M. y Heirtzler, J. R. (1964). Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional structures of arbitrary shape. *Stanford University Publications of the Geological Sciences. Computers in the Mineral Industry*, 8(2):464–480.
- Tanaka, A., Okubo, Y., y Matsubayashi, O. (1999). Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics*, 306(3):461–470.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., y Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics*. Cambridge University Press. 771 p.
- Teske, A., De Beer, D., McKay, L. J., Tivey, M. K., Biddle, J. F., Hoer, D., Lloyd, K. G., Lever, M. A., Røy, H., Albert, D. B., et al. (2016). The Guaymas Basin hiking guide to hydrothermal mounds, chimneys, and microbial mats: complex seafloor expressions of subsurface hydrothermal circulation. *Frontiers in microbiology*, 7:1–23.
- Thébault, E., Finlay, C. C., Beggan, C. D., Alken, P., Aubert, J., Barrois, O., Bertrand, F., Bondar, T., Boness, A., Brocco, L., et al. (2015). International geomagnetic reference field: the 12th generation. *Earth, Planets and Space*, 67(1):1–19.
- Vine, F. J. y Wilson, J. T. (1965). Magnetic anomalies over a young oceanic ridge off Vancouver Island. *Science*, 150(3695):485–489.
- Williams, D. L., Becker, K., Lawver, L. A., y Von Herzen, R. P. (1979). Heat flow at the spreading centers of the Guaymas Basin, Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B12):6757–6769.
- Won, I. y Bevis, M. (1987). Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*, 52(2):232–238.

- Wong, M. S. y Gans, P. B. (2003). Tectonic implications of early Miocene extensional unroofing of the Sierra Mazatán metamorphic core complex, Sonora, Mexico. *Geology*, 31(11):953–956.
- Yarger, H. L., Robertson, R. R., y Wentland, R. L. (1978). Diurnal drift removal from aeromagnetic data using least squares. *Geophysics*, 43(6):1148–1156.
- Zachos, J. C., Wara, M. W., Bohaty, S., Delaney, M. L., Petrizzo, M. R., Brill, A., Bralower, T. J., y Premoli-Silva, I. (2003). A transient rise in tropical sea surface temperature during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Science*, 302(5650):1551–1554.
- Zhou, S., Huang, D., y Su, C. (2016). Magnetic anomaly depth and structural index estimation using different height analytic signals data. *Journal of Applied Geophysics*, 132:146–151.