



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Anomalías magnéticas asociadas
a la zona de transición litosférica
al occidente del Golfo de México.
Bloque PERDIDO 2C**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

José de Jesús Guizar Jardón

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Carlos Ángel Quintil Mortera Gutiérrez



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2024

AGRADECIMIENTOS

A la UNAM y Facultad de Ingeniería como parte de esta aventura, ayudándome a crecer personal y profesionalmente, junto a todos los profesores que me aconsejaron y formaron parte en este camino.

Al Instituto de Geofísica y al Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, lugar donde el Laboratorio Universitario de Cartografía Oceánica (LUCO) me abrió las puertas del mundo de la geofísica marina y me brindó un lugar de trabajo para culminar con esta investigación. Al consorcio de investigación del Golfo de México (CIGOM) y la coordinación de plataformas oceanográficas (COPO) que hicieron posible la realización de la campaña PERDIDO-2, de la que fueron otorgados los datos magnéticos utilizados en este trabajo.

Al Doctor Carlos Mortera, quien me aceptó en LUCO, una persona llena de sabiduría y experiencia que me brindó toda su confianza durante este largo proceso. A Carmen Millán, de la cual he aprendido a afrontar los retos que conlleva esta vida, sin dejar de lado todos sus consejos, capacitaciones y herramientas otorgadas dentro del laboratorio. A Diego Aguilar por ser un gran amigo teniendo su apoyo, tiempo y consejos que me han ayudado bastante a resolver problemas a los que me he enfrentado. A Francisco Ponce, por sus consejos y asesorías estando a bordo del barco.

A mis grandes amigos que hice durante la carrera y estadia en el laboratorio: Gabriel Castillo, Adrián Salcedo, Jesrel Álvarez, Cesar Carrillo, Rodrigo Barranco, Alejandro Zárate, Omar Venegas y Juan Albañez. Y por supuesto, a mis inolvidables amigos preparatorianos con quien sigo compartiendo experiencias inolvidables: Jeremy, Cesar, Gustavo, Jared y Alejandro.

RESUMEN

Esta tesis analiza los datos magnéticos marinos registrados por el B/O “Justo Sierra” durante la campaña oceanográfica PERDIDO-2 en 2016. La zona de estudio está dentro de las provincias de Salina de Bravo y Cinturón Plegado de Perdido, ambas ubicadas en el margen occidental del Golfo de México. El estudio incluye solo a los registros magnéticos adquiridos en el polígono P2-C, cubriendo parte de la plataforma y el talud continental hasta profundidades de 2,700 m. Esta región presenta ciertas particularidades en el relieve del lecho marino, en el cual refleja la movilidad de cuerpos salinos cubiertos por grandes espesores de sedimentos que pueden enmascarar o distorsionar las anomalías magnéticas. El objetivo principal de la tesis es de investigar la posible configuración del límite entre la corteza continental y oceánica, referida como COB (*Continental Oceanic Boundary* por sus siglas en inglés), mediante el análisis de anomalías magnéticas dentro del polígono. Existen varias propuestas sobre la configuración del COB en esta zona, basadas en la compilación de múltiples datos geofísicos y geológicos regionales (i.e. sísmica de reflexión, gravedad, magnetismo y núcleos de perforación). El análisis comparativo entre las anomalías magnéticas obtenidas en este estudio, junto a la batimetría multihaz y la tendencia magnética regional contribuye a redefinir con mayor detalle la configuración del COB en esta región. Los resultados aquí exhiben que las anomalías magnéticas observadas concuerdan con el estudio de Hudec et al. (2020), sugiriendo que la franja de transición del COB podría ubicarse al oriente del polígono.

ABSTRACT

This thesis examines marine magnetic data recorded by the B/O "Justo Sierra" during the PERDIDO-2 oceanographic campaign in 2016. The study area is located within the Salina de Bravo and Perdido Fold Belt provinces, both situated on the western margin of the Gulf of Mexico. The study focuses solely on magnetic records acquired in polygon P2-C, covering part of the shelf and the continental slope to depths of 2,700 m. This region exhibits specific characteristics in the relief of the seafloor, reflecting the mobility of saline bodies covered by thick sediment layers that can mask or distort magnetic anomalies. The primary objective of the thesis is to investigate the potential configuration of the boundary between continental and oceanic crust, referred to as the COB (*Continental Oceanic Boundary*), through the analysis of magnetic anomalies within the polygon. Several proposals exist regarding the COB configuration in this area, based on the compilation of multiple regional geophysical and geological data (e.g., reflection seismic, gravity, magnetism, and drilling cores). Comparative analysis between the magnetic anomalies obtained in this study, along with multibeam bathymetry and regional magnetic trend, contributes to redefining the COB configuration in this region in greater detail. The results herein demonstrate that the observed magnetic anomalies align with the findings of Hudec et al. (2020), suggesting that the COB transition zone may be located to the east of the polygon.

ÍNDICE GENERAL

AGRADECIMIENTOS.....	2
RESUMEN.....	3
ABSTRACT.....	4
1. INTRODUCCIÓN.....	9
2. ANTECEDENTES.....	11
2.1. Marco Fisiográfico del Golfo de México.....	11
2.1.1. Provincia Salina del Bravo.....	13
2.1.2. Provincia Cinturón Plegado de Perdido.....	13
2.2. Marco Tectónico del Golfo de México.....	14
2.3. Estudios Previos.....	16
2.3.1. Identificación del COB al Oeste del Golfo de México.....	17
2.4. Campo Geomagnético.....	21
2.4.1. Propiedades Magnéticas de las Rocas.....	22
2.4.2. Componentes del Campo Geomagnético.....	23
2.4.3. Campo Geomagnético Teórico.....	25
2.4.4. Variación Temporal del Campo Geomagnético.....	25
2.4.5. Magnetómetro de Precesión Protónica.....	27
3. METODOLOGÍA.....	28
3.1. Área de Estudio.....	28
3.2. Adquisición de Datos; campaña oceanográfica PERDIDO-2.....	29
3.2.1. Adquisición Magnética.....	29
3.2.2. Adquisición Batimétrica.....	30
3.2.3. Adquisición Sísmica.....	31
3.3. Reducción de Datos Magnéticos.....	31
3.3.1. Cálculo de la Anomalía Magnética.....	31
3.3.2. Índice DST.....	32
3.3.3. Reducción por IGRF.....	34
3.3.4. Reducción por Variación Diurna.....	34
3.3.5. Reducción por Efecto de Rumbo.....	37
4. ANÁLISIS DE RESULTADOS.....	40
4.1. Datos Observados de Campo Total Magnético.....	40

4.2. Reducción por IGRF.....	41
4.3. Reducción por Variación Diurna.....	42
4.4. Reducción por Efecto de Rumbo.....	43
4.5. Aplicación de Filtro Direccional.....	44
5. DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	46
5.1. Observaciones Generales de Anomalías.....	46
5.2. Análisis Comparativo de Anomalías y Batimetría.....	47
5.3. Análisis Comparativo de Anomalías y Carta Magnética Regional del EMAG-v3.....	50
5.4. Interpretación del COB dentro del Polígono P2-C.....	52
6. CONCLUSIONES.....	55
REFERENCIAS.....	57
ANEXO A.....	60
ANEXO B.....	63

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Provincias fisiográficas en el sur del Golfo de México dentro del territorio mexicano	12
Figura 2: Tipos de corteza en la cuenca del Golfo de México	16
Figura 3: Gravimetría satelital del Golfo de México	18
Figura 4: Carta de anomalía magnética regional de la cuenca del Golfo de México	20
Figura 5: Geometría del COB interpretada por Nguyen and Mann (2016)	20
Figura 6: Componentes de la dirección del campo geomagnético	24
Figura 7: Magnetómetro marino modelo G-877 marca Geometrics	27
Figura 8: Área del polígono P2-C dentro de la campaña PERDIDO-2	28
Figura 9: Levantamiento de adquisición de datos geofísicos en P2-C	30
Figura 10: Índice DST durante el mes de julio de 2016	33
Figura 11: Ubicación del Observatorio del Servicio Magnético en Teoloyucan	35
Figura 12: Intensidad magnética registrada en Teoloyucan, Estado de México	36
Figura 13: Círculo de calibración registrado durante la campaña SIGSBEE-11	38
Figura 14: Intensidad magnética del círculo de calibración	39
Figura 15: Intensidad registrada del campo magnético total en el Polígono P2-C	40
Figura 16: Anomalías magnéticas en el Polígono P2-C	41
Figura 17: Anomalías magnéticas en P2-C aplicando la reducción de variaciones diurnas	42
Figura 18: Anomalías magnéticas en P2-C aplicando las correcciones por rumbo	43
Figura 19: Anomalías magnéticas en P2-C aplicando el filtro direccional	45
Figura 20: Altos y bajos magnéticos identificados dentro del Polígono P2-C	47
Figura 21: Isóbatas del relieve marino a cada 500 metros sobre anomalía magnética de P2-C	49
Figura 22: Comparación de la anomalía magnética de P2-C con los valores del regional EMAG-V3	51
Figura 23: Anomalía magnética del polígono P2-C sobre datos regionales del EMAG-v3 y estudios previos	53
Figura 24: Interpretación del COB dentro del polígono P2-C	54
Figura 25: Filtro Direccional implementado en MATLAB (1ra sección)	63
Figura 26: Filtro Direccional implementado en MATLAB (2da sección)	64
Figura 27: Filtro Direccional implementado en MATLAB (3ra sección)	65
Figura 28: Diseño de filtro direccional 2D	65

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Intervalos de intensidad DST de una tormenta geomagnética.	32
Tabla 2: Coeficientes resultantes de la ecuación propuesta por Bullard y Mason (1961)	39
Tabla 3: Archivos INT correspondientes al registro magnético del polígono P2-C.....	59
Tabla 4: Número de mediciones magnéticas por cada línea adquirida dentro de P2-C.....	59
Tabla 5: Procesamiento de cada punto de medición magnética.....	60

1. INTRODUCCIÓN

La estructura de la cuenca del Golfo de México (referido como GoM) ha sido de mayor interés en la investigación geológica debido a su compleja evolución tectónica desde su origen, y a lo largo de millones de años hasta el presente. A pesar de ser una de las cuencas marinas más estudiadas en el mundo debido a su abundancia de recursos energéticos, la presencia de grandes depósitos de sedimentos en el fondo marino hace aún más compleja la reconstrucción de su evolución geológica y de la estructura litosférica que subyace debajo del gran volumen de sedimentos (i.e. Salvador, 1991).

La aplicación de métodos geofísicos puede ofrecer indirectamente una visión detallada de la estructura litosférica, la evolución tectónica y la composición del subsuelo marino. Este trabajo se centra en el análisis de las anomalías magnéticas en dos provincias del margen occidental de la cuenca del Golfo de México, específicamente las provincias fisiográficas conocidas como Salina de Bravo y Cinturón Plegado de Perdido, frente a las costas de Tamaulipas, México.

El objetivo principal de este estudio magnético es delimitar el límite entre la Litosfera Continental y Oceánica, a partir de aquí referida como COB (*Continental Oceanic Boundary* por sus siglas en inglés). El COB es una zona que marca la transición entre la corteza continental y la corteza oceánica. A lo largo de las últimas décadas, diferentes estudios geológicos han propuesto la ubicación del COB dentro de la cuenca basadas en datos geofísicos regionales (mayormente magnéticos y de gravedad), lo que implica un margen de incertidumbre en áreas con particular interés económico como es en el Cinturón Plegado de Perdido. Esta provincia presenta ciertas particularidades, debido a que se sitúa sobre un margen actualmente pasivo, región marina que se caracteriza por la ausencia de actividad volcánica y sísmica, y además por la movilidad de extensos cuerpos salinos que han afectado la estratificación de los sedimentos sobre la zona transicional.

Para lograr este objetivo, se llevó a cabo un procesado y análisis detallado de datos magnéticos registrados en las provincias de Salina de Bravo y Cinturón Plegado de Perdido (Anexo A). Estos datos fueron adquiridos durante la campaña oceanográfica

PERDIDO-2, a bordo del B/O Justo Sierra durante el mes de julio del año 2016, que por su extensa cobertura se dividió en 4 polígonos (referidos como bloques P2-A, P2-B, P2-C y P2- D). Esta tesis se enfoca en el análisis de los datos en el polígono P2-C, que cubre parte de la plataforma y talud continental (Figura 1). Durante esta campaña, también se obtuvieron datos de batimetría multihaz y perfiles sísmicos de alta resolución que no forman parte de esta investigación de tesis.

Las mediciones magnéticas proporcionan información sobre las propiedades y geometrías de la litología del basamento marino. A través de un procesamiento sistemático y cuidadoso de estos datos, su análisis proporciona un conocimiento de las anomalías magnéticas asociadas a la posible presencia del COB en la zona de estudio. Es de esperar que este trabajo contribuya a una mejor comprensión de la evolución geológica de la cuenca del Golfo de México.

2. ANTECEDENTES

2.1. Marco Fisiográfico del Golfo de México

La cuenca del Golfo de México se encuentra en el margen occidental del Océano Atlántico, en el hemisferio norte, abarcando un área de un millón y medio aproximado de kilómetros cuadrados (Figura 1). La cuenca está localizada entre las latitudes de 18° a 30° Norte y las longitudes de 83° a 100° Oeste. Esta región está caracterizada por su extensa plataforma continental en sus márgenes, y teniendo en su zona central la planicie abisal que alcanza profundidades máximas de hasta 3700 metros. Su margen oriental está compuesto de dos extensas plataformas carbonatadas que conforman las penínsulas de Florida y Yucatán (i.e. Salvador, 1991).

La cuenca del Golfo de México es parte de la placa tectónica de Norteamérica y su fisiografía es caracterizada por un relieve de margen sedimentario tipo pasivo y afectado por los movimientos de cuerpos salinos. Sus márgenes manifiestan diferentes estructuras relacionados a eventos compresivos y a movimientos salinos desde su origen (i.e. Salvador, 1991). La deformación tectónica-salina ha tenido un impacto significativo en las provincias de su margen occidental, generando una serie de estructuras en forma de anticlinales y sinclinales, así como presentando grandes fallas activas. Estas estructuras ubicadas al noroeste y suroeste de la cuenca han sido mayormente estudiadas que, en el sector central de su margen occidental, donde posiblemente también se situaría la zona de transición entre la corteza continental y la corteza oceánica.

El conocimiento de la geología tectónica del Golfo de México ha sido limitado en el conocimiento preciso de su configuración y geometría de la zona de transición continental y oceánica, siendo ensombrecida por la dinámica en los grandes espesores de material clástico, cuerpos carbonatados y salinos en sus márgenes, es por esto que existen diferentes propuestas del COB a lo largo de la cuenca (Figura 2).

Los procesos geológicos en esta cuenca han dejado huella marcando diferentes provincias fisiográficas caracterizadas por su geomorfología (CNH,2015). El sector sur de la cuenca, perteneciente al territorio mexicano, está conformado por las siguientes

provincias: 1) Salina de Bravo, 2) Cinturón Plegado de Perdido, 3) Planicie Abisal del Golfo de México, 4) Cordilleras Mexicanas, 5) Cuenca Salina de Campeche, 6) Escarpe de Campeche y 7) Cinturón Plegado de Catemaco (Figura 1).

Cada una de estas siete provincias poseen características geomorfológicas diferentes y no tienen una distribución igual dentro de los tres principales elementos fisiográficos de un margen continental (plataforma continental, talud continental y elevación del continente). Desde la gran planicie abisal del Golfo de México, hasta los grandes cinturones de plegamientos en Perdido o Cordilleras Mexicanas, presenta una gran diversidad de formas estructurales correspondientes a sus relieves batimétricos.

Las provincias Salina de Bravo y el Cinturón Plegado de Perdido posiblemente sobreyacen en la zona de transición entre la placa continental y la placa oceánica (Galloway, 2000). Por lo que el enfoque de esta tesis es en ambas provincias ubicadas en el margen occidental del golfo.

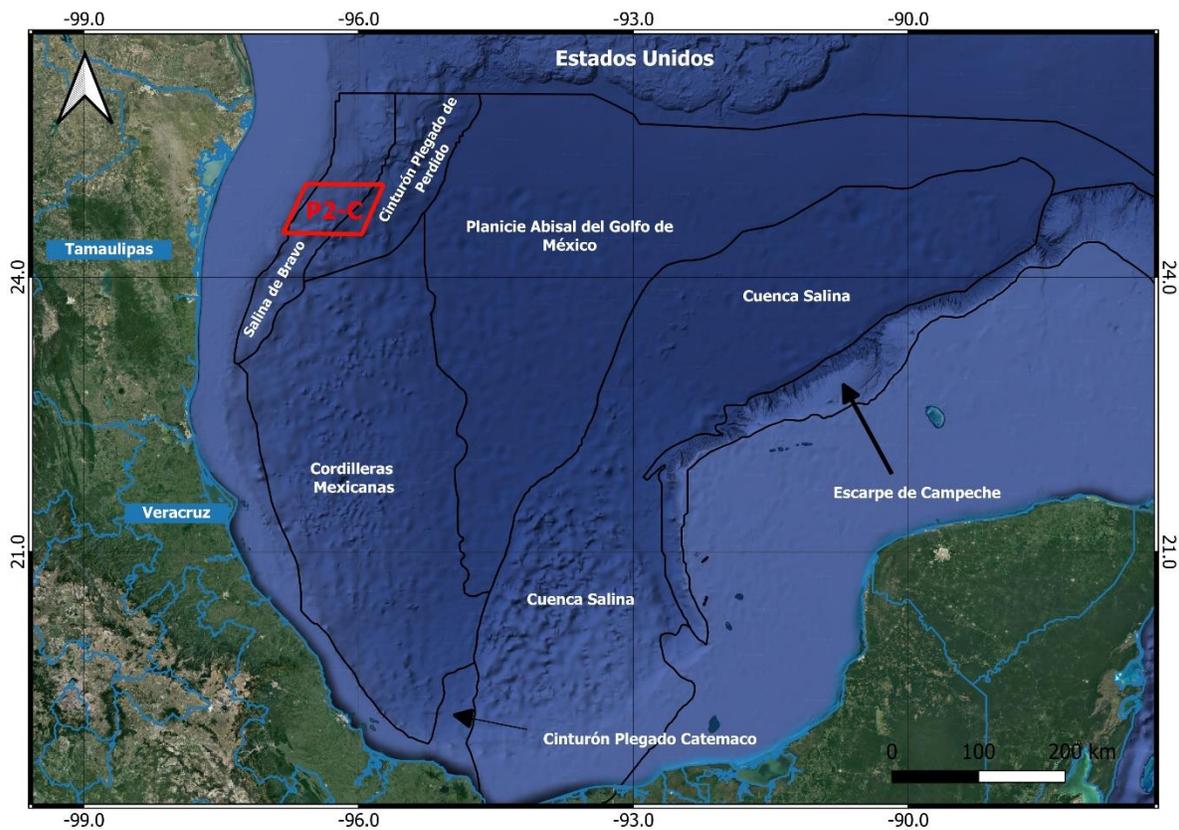


Figura 1. Provincias fisiográficas en el sur del Golfo de México dentro del territorio mexicano (CNH, 2015). Marco rojo muestra área de estudio de este trabajo.

2.1.1. Provincia Salina del Bravo

Esta provincia yace frente al litoral del estado de Tamaulipas teniendo aporte sedimentario del delta del Río Bravo en tirantes de agua que varían de 500 a 2500 m. De acuerdo con Galloway et al. (2000), el aporte principal de sedimentos en el área de Salina del Bravo y parte del Cinturón Plegado de Perdido proviene en su mayoría del sistema fluvio-deltáico de la parte sureste de Texas y en menor proporción del sistema del Río Bravo. La provincia Salina del Bravo tiene grandes similitudes estructurales al Cinturón Plegado de Perdido. Principalmente está caracterizada por la presencia de cuerpos salinos deformados que generan una topografía muy abrupta del fondo marino.

Toda esta área corresponde a un régimen compresivo de pliegues amplios por propagación de fallas inversas y normales representada por una franja casi paralela al borde del talud continental, deformada por la presencia de diapiros de sal y el desplazamiento de arcillas asociados al régimen extensivo gravitacional (Galloway et al., 2000).

2.1.2. Provincia Cinturón Plegado de Perdido

La provincia Cinturón Plegado de Perdido es considerada que tiene un gran potencial en reservas de gas y petróleo. Esta provincia está localizada frente al litoral del estado de Tamaulipas, al oriente de la provincia Salina del Bravo y al occidente de la provincia Planicie Abisal del Golfo de México. La provincia se extiende hasta el límite del talud continental con la planicie abisal. Su relieve presenta grandes deformaciones relacionadas con los eventos tectónicos que ocurrieron durante el proceso de apertura de la cuenca. La cual es caracterizada por pliegues alargados de hasta 40 km de longitud, generados por el colapso gravitacional de la plataforma continental y los movimientos salinos (Escalera y Hernández, 2010).

El área de Perdido contiene en su mayoría grandes plegamientos de estratos sedimentarios y donde posiblemente existen estructuras fracturadas de corteza de transición. Los anticlinales generados por el plegamiento de sal tienen una tendencia noreste-suroeste, algunos simétricos y otros asimétricos, con pliegues generalmente delimitados en ambos flancos por fallas inversas. Este cinturón de pliegues

posiblemente cubre la zona de transición del margen pasivo de la cuenca. El Cinturón Plegado de Perdido marca el margen hacia la cuenca de un sistema complejo y vinculado de expansión gravitacional sobre la sal (Escalera y Hernández, 2010).

2.2. Marco Tectónico del Golfo de México

La actividad tectónica desempeña un papel fundamental en la configuración y geometría geológica actual del Golfo de México, abordando los procesos geológicos que ocurrieron durante el período de su formación, los procesos de sedimentación que cubrieron su fondo oceánico y de los extensos depósitos salinos desde hace 164-159 Ma (Padilla y Sánchez, 2007).

La evolución tectónica de la cuenca del Golfo de México es relevante por ser un proceso complejo que ha sido de gran interés por su potencial en recursos energéticos. La apertura (*rifting*) de la cuenca del golfo inició con la fragmentación y dispersión de Pangea al final del periodo Triásico, hace ~220 Ma (i.e. Padilla y Sánchez, 2007). A partir de esta apertura, el proceso de *rifting* inició, separando las placas continentales de América del Norte y África Occidental, formando nuevas cuencas oceánicas en el sector occidental del océano Atlántico (i.e. Pindell and Kennan, 2009). Durante la etapa de *pre-rifting* (Jurásico Temprano y Medio), la litosfera continental del margen occidental se volvió más delgada debido a una pluma magmática proveniente del manto, debido a esto se experimentaron hundimientos lentos para formar una cuenca somera, lo que permitió la entrada gradual de aguas marinas generando un Proto Golfo. Estas transgresiones marinas generaron extensas áreas de aguas someras hipersalinas, lo cual aunado a climas áridos formó grandes depósitos salinos alrededor de 164-159 Ma (Padilla y Sánchez, 2007). Desde el Jurásico Tardío (~160 Ma), la litosfera continental alcanzó un adelgazamiento crítico y la pluma de magma ascendente alcanzó la superficie para iniciar la formación de la corteza oceánica que actualmente subyace en el centro de la cuenca del Golfo de México.

Durante el periodo Calloviano (~163 Ma), el subsuelo de la cuenca Proto Golfo se fragmentó debido a la evolución de expansión de la dorsal oceánica durante el proceso de *rifting*, formando dos grandes bloques: la cuenca salina del norte del Golfo de México

y la cuenca salina de Campeche (i.e. Salvador, 1991). Después del cese de apertura, durante el Oxfordiano (~159 Ma), la cuenca desarrolló amplias plataformas carbonatadas en aguas someras a lo largo de sus márgenes, como las que forman parte de las estructuras peninsulares de Florida y Yucatán (Salvador, 1991).

El proceso de *rifting* en la cuenca del Golfo de México cesó hace ~155 Ma (Pindell and Kennan, 2009). Este cese de la expansión cortical oceánica dio lugar a un periodo de estabilidad tectónica formando una cuenca marina en el margen pasivo occidental del Atlántico. Comúnmente, en los márgenes pasivos se presentan grandes espesores de sedimentos cubriendo el basamento de la zona de transición entre las litósferas continental y oceánica que fue formada durante el *rifting*. Esto dificulta la localización y conocimiento de la geometría de dicha zona. Existen diversas propuestas de la geometría de la zona de transición que rodea la cuenca, como ha sido el caso de la distribución de cortezas caracterizada por Salvador (1991) (Figura 2).

A partir del Turoniano (~90 Ma), un cambio significativo en la sedimentación ocurre en los márgenes occidental y norte de la cuenca del Golfo de México. Este cambio se caracteriza por un aumento en la aportación detrítica, en el cual el lecho marino del margen occidental del Golfo de México experimentó deformación debido al movimiento de los cuerpos salinos por la carga de los grandes espesores de sedimentos clásticos. (Salvador, 1991). Como resultado de esta deformación, el relieve del lecho marino formó grandes cadenas plegadas y sistemas de fallas por el movimiento de masas (Padilla y Sánchez, 2007). Esto se ve caracterizado en las características geomorfológicas presentes en las provincias fisiográficas de Salina de Bravo y Cinturón Plegado de Perdido.

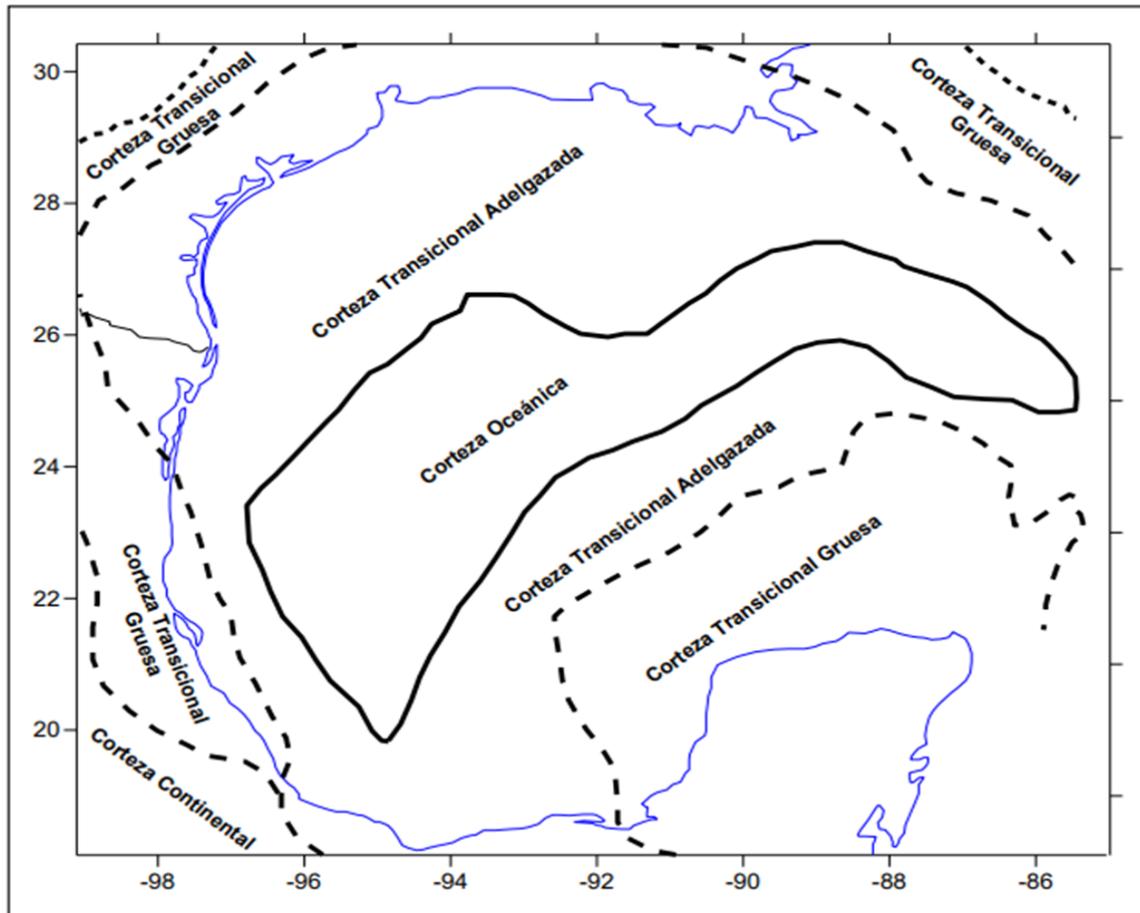


Figura 2. Tipos de corteza en la cuenca del Golfo de México (Modificada de Salvador, 1991).

2.3. Estudios Previos

Dentro de la investigación de la zona de transición litosférica en el margen de la cuenca del Golfo de México, existen trabajos que revisan correlaciones de estudios geológicos y geofísicos que facilitan las caracterizaciones del límite COB. Los métodos potenciales (gravedad y magnetismo), junto con datos batimétricos y perfiles de sísmica de reflexión, proporcionan de manera indirecta cambios abruptos en las propiedades de la corteza y en su naturaleza. Anomalías en las propiedades de la litosfera, como su densidad y magnetización, proveen indicios de la posible presencia del COB (Hsu et al., 2004).

2.3.1. Identificación del COB al oeste del Golfo de México

La importancia económica del Golfo de México ha llevado a la adquisición de grandes cantidades de datos geofísicos. Estos datos de investigaciones marinas han sido de gran ayuda aportando conocimientos significantes en la tectónica de la cuenca. Sin embargo, persisten incertidumbres con respecto a los límites de la estructura cortical, esto se debe a la presencia de cuerpos salinos que han enmascarado detalles de la zona transicional (Bird et al., 2005). Dentro de la cuenca del golfo, las estructuras presentes en la corteza y la cinemática de su apertura siguen siendo estudiadas para comprender la complejidad del basamento bajo sus gruesas capas sedimentarias y cuerpos de evaporitas (Nguyen and Mann, 2016).

Numerosas propuestas sobre la configuración del COB dentro de la cuenca han sido publicadas (i.e. Nguyen and Mann, 2016; Filina and Beutel, 2022; Christeson, 2014; Hudec, 2013, Pindell and Kennan, 2009), estas propuestas difieren entre ellas. La investigación de Nguyen and Mann (2016) empleó métodos potenciales y datos sísmicos de reflexión para investigar la estructura cortical, basados en datos regionales gravimétricos de Sandwell et al. (2014) y en la compilación de valores magnéticos de Maus et al. (2007), que incluyen toda la cuenca.

Nguyen and Mann (2016) aplicaron técnicas como el método de derivadas de inclinación basados en la anomalía de gravedad de Sandwell et al. (2014). De esta manera, su investigación pudo resaltar e interpretar patrones que describen estructuras asociadas a zonas de fractura dentro de la cuenca (Figura 3). Nguyen and Mann (2016) proponen que el posible límite de la zona transicional está entre las rocas continentales al este de México y la corteza oceánica al occidente de la cuenca, caracterizada por la presencia de la falla transformante principal occidental (WMTF, por sus siglas en inglés) en el basamento. Esta falla forma un contacto abrupto y lineal, lo que se cree puede ser el límite COB en el área.

A lo largo del margen occidental de la cuenca se extiende una prominente anomalía lineal de gravedad positiva (marcada en inglés como *pronounced gravity anomaly* en Figura 3a). Esta anomalía lineal coincide con la configuración de la falla WMTF, y se

interpreta como un margen remanente que separa la corteza continental del este de México con la corteza oceánica del oeste del Golfo de México. De igual manera, el centro de la cuenca presenta distintivamente un patrón de anomalías paralelas y curvilíneas (Figura 3b). Estas anomalías se interpretan como segmentos de fallas remanentes del proceso de apertura durante el Jurásico (Nguyen and Mann, 2016).

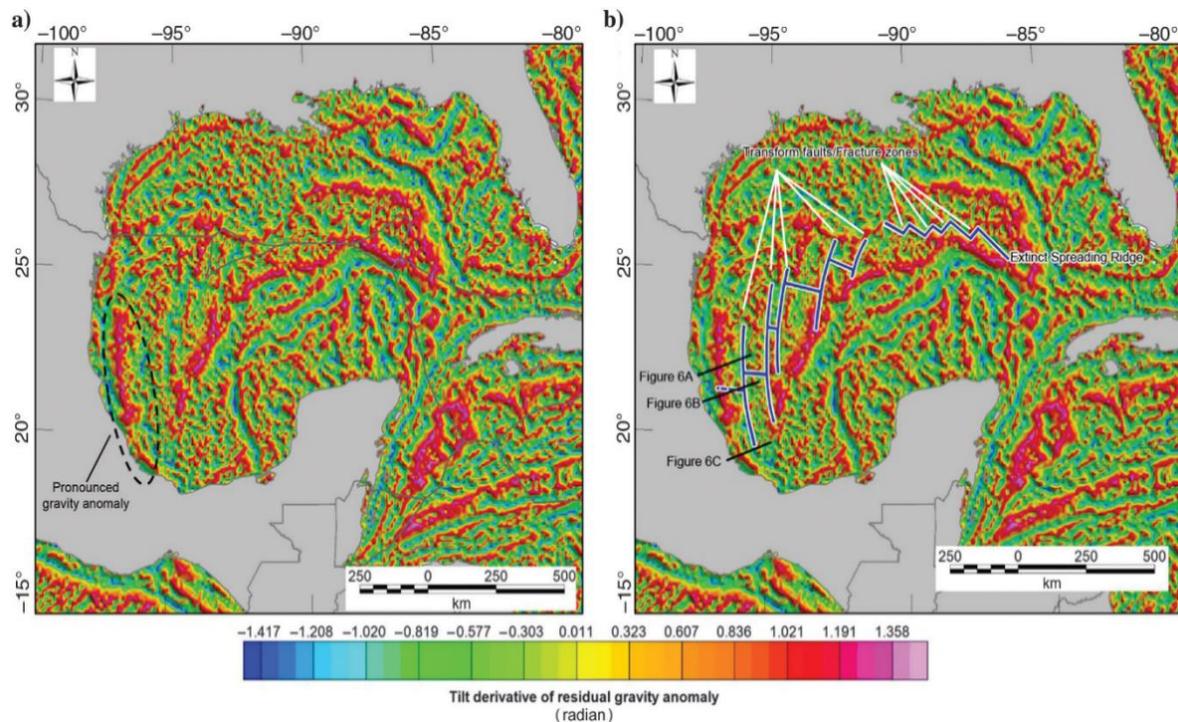


Figura 3. Gravimetría satelital del Golfo de México. a) Derivada de inclinación aplicada a la anomalía gravimétrica de Sandwell et al. (2014), elipse segmentada marca el lineamiento gravimétrico de la WMTF. b) Interpretación de transformadas, fracturas y centros de esparcimiento asociados a la formación tectónica de la cuenca. Ambas tomadas de Nguyen and Mann (2016).

Con el objetivo de comprobar la hipótesis de que el lineamiento gravimétrico asociado a la falla WMTF pudiese ser parte del COB en el margen occidental de la cuenca, Nguyen and Mann (2016) utilizaron el regional de anomalías magnéticas de Maus et al. (2007) (Figura 4). En esta carta que se encuentra reducida al polo se superpusieron los centros de expansión propuestos en la Figura 3b. De esta manera, se indicó que efectivamente, las anomalías magnéticas positivas en la región central de la cuenca están relacionadas con los centros de expansión y zonas de fractura extintos.

Ellos proponen que la anomalía magnética hacia el oeste de la última traza de falla derivada del regional gravimétrico se extiende tierra adentro (representada por una línea azul punteada en Figura 4), hasta llegar a una anomalía magnética positiva con orientación NW-SE, nombrada el Arco de México Oriental, la cual es considerada un complejo batolítico remanente de la subducción bajo la placa oriental de América del Norte, infiriendo que su naturaleza probablemente sea continental (Figura 4).

Además, en la Figura 4, dos localidades son marcadas en el margen occidental de la cuenca, estas localidades están asociadas al espesor de la corteza registrados en perfiles sísmicos (Ibrahim et al., 1981; Vázquez-Meneses, 2005). La localidad marcada con el punto negro está situada cercana a la zona de fractura interpretada más occidental, con un grosor cortical de 6.5 km (Ibrahim et al., 1981). Mientras que la otra localidad marcada con el punto rojo está situada sobre la anomalía magnética positiva del complejo batolítico con un basamento somero de 7 km (Vázquez-Meneses, 2005). Derivadas de ambos análisis sísmicos, estas dos localidades son consideradas que constituyen la zona entre los límites hacia tierra y hacia el mar de la corteza continental. Por otra parte, la pronunciada anomalía de gravedad asociada a la WMTF coincide con la anomalía magnética positiva referente al complejo batolítico. De acuerdo con Nguyen and Mann (2016), esto apunta que la WMTF actúa como límite entre la corteza oceánica y corteza continental.

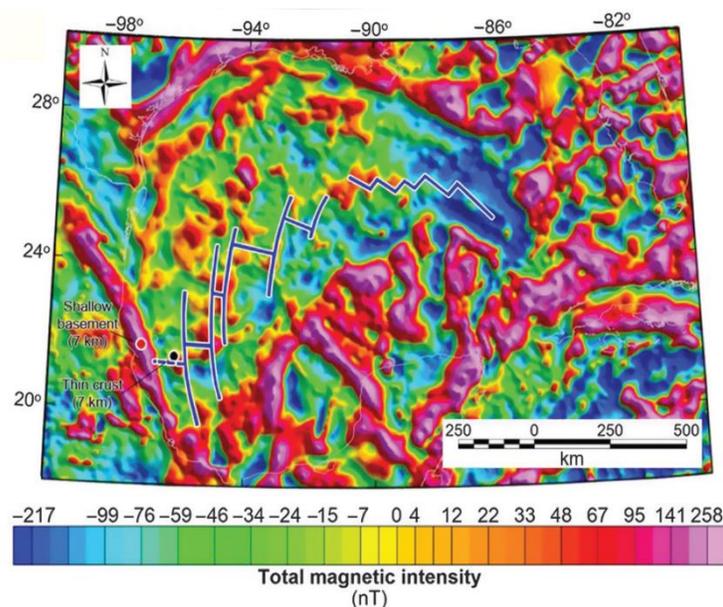


Figura 4. Carta de anomalía magnética regional de la cuenca del Golfo de México. La carta incluye las trazas propuesta de las zonas de fallas y centros de esparcimiento extintos. Puntos señalan los sitios donde se han estimado espesores corticales. Tomada de Nguyen and Mann (2016).

Para conocer mejor la distribución y geometría cortical en la zona donde se tiene la alineación del alto gravimétrico, tres perfiles gravimétricos perpendiculares a la línea de costa del estado de Veracruz, como se muestra en la Figura 3.b, son modelados para estimar la distribución del espesor cortical a lo largo de los perfiles, delimitar la falla WMTF y caracterizar el posible límite entre cortezas.

Nguyen and Mann (2016) basándose en secciones sísmicas y en los regionales gravimétrico y magnético de la cuenca del golfo, proponen a la falla WMTF, como el límite transicional en su margen occidental. Esta estructura es considerada de gran significancia debido a su proximidad al polígono de investigación P2-C, el cual es el enfoque de este estudio. Nguyen and Mann (2016) correlacionando estudios previos, junto con los datos gravimétricos, magnéticos y sísmicos, proponen la geometría del COB a lo largo de toda la cuenca (Figura 5).

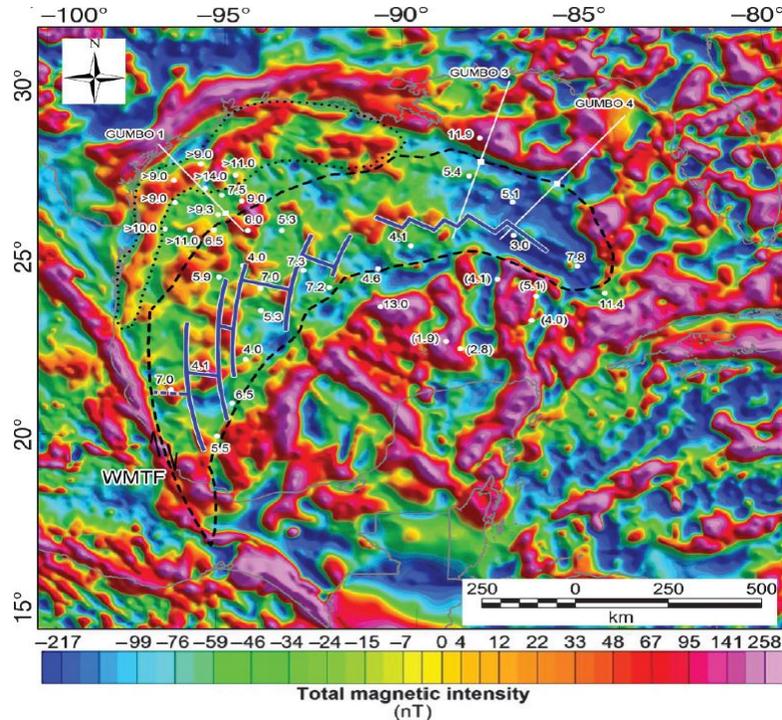


Figura 5. Geometría del COB interpretada por Nguyen and Mann (2016). El COB (línea segmentada en negro) junto a las propuestas de centros de esparcimiento (líneas sólidas en azul) son marcadas en el regional magnético de la cuenca del Golfo de México. Números son los valores de los espesores corticales en km de secciones sísmicas y otras secciones en líneas blancas en el margen norte.

2.4. Campo Geomagnético

El campo magnético terrestre actual es el producto de múltiples fuentes provenientes principalmente del interior y de la superficie terrestre. Este campo ha sido conceptualizado como un dipolo magnético, inclinado aproximadamente 11° con respecto al polo geográfico (Blakely, 1995).

La principal fuente del campo magnético terrestre es interna, y resulta de la actividad dentro del núcleo externo de la Tierra (Blakely, 1995). Este núcleo este compuesto de metales fundidos, principalmente de hierro y níquel. La convección en forma de celdas de este metal líquido genera corrientes eléctricas, que a su vez inducen un campo magnético que se extiende hacia el exterior. Este campo magnético generado nunca es estático, sino que varía tanto en dirección como en intensidad, en escalas de tiempo de milenios (Blakely, 1995).

Blakely (1995) menciona que el magnetismo presente en la corteza terrestre también es una fuente significativa para el campo magnético total de la Tierra. Las rocas que constituyen la corteza contienen minerales magnéticos que se alinean al campo magnético terrestre presente durante su proceso de formación. Este fenómeno da lugar al almacenamiento de pequeños campos magnéticos en las rocas, los cuales se suman para formar una señal magnética detectable a nivel local o regional, conocida como campo remanente. Entonces las mediciones de las direcciones del campo remanente son utilizadas para determinar las estructuras y evolución de la corteza terrestre.

Otra fuente secundaria del campo geomagnético de origen externo es el resultado de la interacción entre el campo magnético generado en el núcleo de la Tierra y el viento solar (Merril et al., 1996). El flujo de partículas cargadas provenientes del sol interacciona en la magnetosfera, la cual se ve comprimida y distorsionada por la influencia del viento solar.

2.4.1. Propiedades Magnéticas de las Rocas

Hinze et al., (2013) menciona que es esencial comprender las propiedades magnéticas de las rocas presentes en la corteza continental y oceánica, para lograr un mayor entendimiento de la naturaleza de la formación de anomalías magnéticas medidas en superficie.

La magnetización en las rocas constituye una propiedad significativa. Las rocas adquieren un grado de magnetización durante su proceso de formación, de acuerdo con su composición mineralógica y la interacción con el campo geomagnético presente. La magnetización preservada en un material está influenciada por componentes inducidas y remanentes, las cuales se suman vectorialmente para definir su respuesta magnética (Hinze et al., 2013).

La magnetización inducida (M_i) está directamente relacionada con la susceptibilidad magnética (X) de las rocas (Blakely, 1995). La susceptibilidad magnética es una propiedad en las rocas que indica la capacidad que tiene un material para magnetizarse en respuesta a un campo magnético externo y la cual se puede relacionar con su origen mineralógico. La magnetización inducida se puede expresar de la siguiente manera:

$$M_i = XH$$

En esta ecuación, (H) representa la intensidad del campo magnetizante. Cuando se trata de campos magnéticos de magnitudes relativamente pequeñas, comparables al campo magnético terrestre, la relación entre la magnetización inducida (M_i) y el campo aplicado (H) se vuelve lineal, y la susceptibilidad (X) permanece constante.

Los materiales pueden clasificarse según su respuesta ante la aplicación de un campo magnético externo. La capacidad de magnetizar rocas y de preservar el magnetismo inducido estará en función de las propiedades de los minerales que la constituyen. Entre estos materiales se encuentran los diamagnéticos y paramagnéticos (Blakely, 1995). En los materiales diamagnéticos, la aplicación de un campo magnético externo perturba el movimiento orbital de los electrones, generando una pequeña magnetización en sentido opuesto al campo aplicado. Como resultado, la

susceptibilidad es negativa y de baja magnitud. En cambio, los materiales paramagnéticos poseen momentos magnéticos atómicos. En este caso la aplicación de campo magnético externo provoca un alineamiento parcial de los momentos atómicos en dirección al campo aplicado. En este escenario, la susceptibilidad es positiva y de baja magnitud.

Cuando los momentos atómicos se alinean en paralelo, se clasifican como materiales ferromagnéticos, exhibiendo una susceptibilidad de gran magnitud. En el caso de los materiales antiferromagnéticos, los momentos atómicos se alinean en antiparalelo y se cancelan mutuamente. Por último, los materiales ferrimagnéticos presentan momentos atómicos antiparalelos que no se cancelan (Blakely, 1995).

Algunos materiales tienen la capacidad de conservar una magnetización incluso cuando no están expuestos a campos magnéticos externos. Esta magnetización permanente se conoce como magnetización remanente (M_r) y surge debido a la presencia de partículas magnéticas en el material, como la magnetita, que es un material ferrimagnético (Blakely, 1995). La magnetización remanente se suele medir para determinar los patrones de magnetización en la superficie terrestre. Esto proporciona una herramienta valiosa para reconstruir la historia geológica de la litología superficial y para estudiar las variaciones del campo magnético a lo largo de millones de años.

2.4.2. Componentes del Campo Geomagnético

El valor del campo magnético total en cualquier punto de la superficie terrestre puede ser caracterizado mediante un vector que posee dirección e intensidad magnética (Reynolds, 2011). Este vector puede ser expresado por sus componentes, siendo la declinación magnética (D), la inclinación magnética (I) y el vector de campo total (F). En base a una representación cartesiana como lo muestra la Figura 6, la declinación magnética (D) representa el ángulo entre el norte geográfico y el norte magnético. Este ángulo es positivo cuando es hacia el este y negativo hacia al oeste. La inclinación magnética (I) es el ángulo entre la componente horizontal (ΔH) y el vector del campo magnético total (F) (Blakely, 1995).

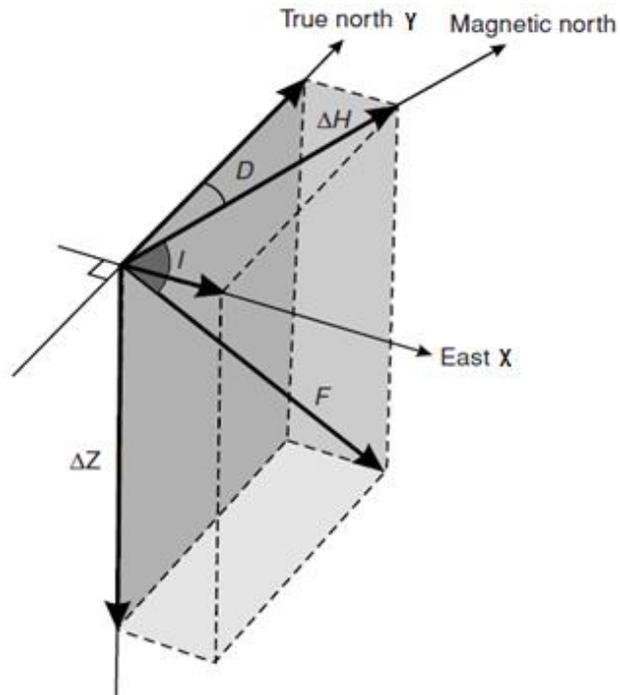


Figura 6. Componentes de la dirección del campo geomagnético. Tomada de Reynolds (2011)

Las demás componentes son: la componente horizontal (ΔH), la componente vertical (ΔZ) que se define positiva hacia abajo, así como las horizontales X e Y que constituyen ΔH . La integración de todos estos elementos nos lleva a las siguientes ecuaciones:

$$\Delta H = F \cos I$$

$$X = \Delta H \cos D$$

$$Y = F \cos I$$

$$X^2 + Y^2 = \Delta H^2$$

$$F^2 = \Delta H^2 + \Delta Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2$$

2.4.3. Campo Geomagnético Teórico

El campo geomagnético es el producto de múltiples fuentes magnéticas generadas principalmente por procesos del interior y de la superficie terrestre. De acuerdo con Hinze et al. (2013), la principal fuente proviene del núcleo externo de la Tierra. Sin embargo, este campo experimenta cambios con el paso del tiempo debido a las fluctuaciones en las corrientes internas del núcleo externo.

Las variaciones a largo plazo en magnitud y dirección del campo geomagnético son conocidas como variaciones seculares. Su tasa de cambio es aproximadamente 80 nT/año, aunque esta cifra varía considerablemente según el tiempo y la ubicación geográfica donde se realice el registro (Hinze et al., 2013).

Debido a la necesidad de contar con un modelo global y estándar que describa de manera precisa y uniforme el comportamiento del campo geomagnético a lo largo del tiempo, el IGRF (*International Geomagnetic Reference Field* por sus siglas en inglés) fue establecido en el año 1968, por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA). El IGRF es definido en base al cálculo de aproximaciones matemáticas del campo geomagnético continuo en cientos de observatorios magnéticos, actualizándose en intervalos de cinco años, denominados épocas (Blakely, 1995). Estas aproximaciones son realizadas mediante una representación armónica del campo global, teniendo en cuenta el achatamiento de la Tierra y la elevación relativa del nivel del mar (Hinze et al., 2013).

2.4.4. Variación Temporal del Campo Geomagnético

Las variaciones temporales en la intensidad del campo geomagnético son producto de actividades tanto internas como externas en la Tierra. Estas variaciones pueden presentarse con diferentes intensidades y escalas de tiempo, desde fluctuaciones diurnas y estacionales hasta cambios a largo plazo que abarcan décadas o incluso siglos (Hinze et al., 2013).

Las variaciones temporales en el campo geomagnético asociadas a la actividad del campo externo, son principalmente el resultado de la actividad solar y su interacción en la ionosfera, generando variaciones periódicas y no periódicas (Santana et al., 2006). Las variaciones periódicas incluyen a la actividad solar, la cual de manera general tiene un periodo de 24 horas y puede alcanzar un máximo de 100 nT en la variación de un registro magnético.

Las variaciones no periódicas son producidas principalmente por las tormentas geomagnéticas inducidas por la actividad solar, dando un mayor aporte de partículas ionizadas que interaccionan con la magnetosfera (Santana et al., 2006). La amplitud de una tormenta puede llegar a alcanzar los 1000 nT en la variación de un registro magnético y su duración puede ser de varios días. Dobrin (1976) menciona que las tormentas geomagnéticas son perturbaciones transitorias que pueden ocasionar una interrupción considerable en el campo magnético de la Tierra. Debido a su naturaleza no lineal de su variación global, el trabajar con datos magnéticos adquiridos durante un periodo de ocurrencia de una tormenta no es recomendable por su alto grado de incertidumbre en la medición. Con el fin de dar un seguimiento a la actividad geomagnética para tener un registro confiable, diversos índices han sido establecidos por la comunidad científica, siendo el más destacado el índice DST (*Disturbance Storm Time*, por sus siglas en inglés). Este índice es un indicador que permite clasificar la intensidad de una tormenta geomagnética y se obtiene a partir de observaciones magnéticas en estaciones ubicadas a bajas latitudes. De esta manera es posible conocer el grado de afectación que tuvo un registro debido a dicho fenómeno. Más adelante el registro del índice DST es examinado durante los días de adquisición del polígono P2-C para asegurar que las mediciones son confiables para su análisis.

2.4.5. Magnetómetro de Precesión Protónica

Dentro de la investigación marina, el campo geomagnético ha sido registrado utilizando magnetómetros llamados de Precesión Protónica para medir solo la intensidad total del campo magnético terrestre (Figura 7). Breiner (1973) describe que estos magnetómetros se basan en el principio de la precesión protónica, aprovechando la precesión de los núcleos dentro de los átomos de hidrógeno como respuesta a centelleos eléctricos, empleando agua o fluidos de hidrocarburo ligero como el keroseno.

El sistema de medición comprende un sensor lleno de un líquido que contiene una alta concentración de protones, donde los spines protónicos actúan como pequeños dipolos magnéticos. Este sensor está rodeado por una bobina de excitación primaria y otra bobina de medición secundaria. Al aplicar corriente a la bobina primaria, los dipolos magnéticos se alinean y se polarizan temporalmente en la dirección del campo aplicado. Cuando se interrumpe la corriente, el spin de los protones hace que estos precesen en dirección del campo geomagnético presente. Esta precesión protónica se detecta y se mide mediante la bobina de medición secundaria (Breiner, 1973).



Figura 7. Magnetómetro marino modelo G-877 de precesión protónica utilizado durante la campaña PERDIDO-2, marca Geometrics.

3. METODOLOGÍA

3.1. Área de Estudio

Debido a la extensa cobertura de investigación que cubrió la campaña oceanográfica PERDIDO-2, la adquisición se dividió en 4 polígonos (referidos como P2-A, P2-B, P2-C y P2- D). Esta tesis se enfoca en el análisis de los datos en el polígono P2-C, que cubre parte de la plataforma y talud continental en las provincias fisiográficas de Salina del Bravo y Cinturón Plegado de Perdido (Figura 8).

El polígono P2-C en forma de romboide está ubicado entre las coordenadas 24° 28' N, 25° 01' N, 95° 44' W y 96° 46' W, frente a las costas del estado de Tamaulipas, México. El área total del polígono es de aproximadamente 4,554 km², contando con una profundidad mínima registrada de 320 m y una máxima de 2,663 m.

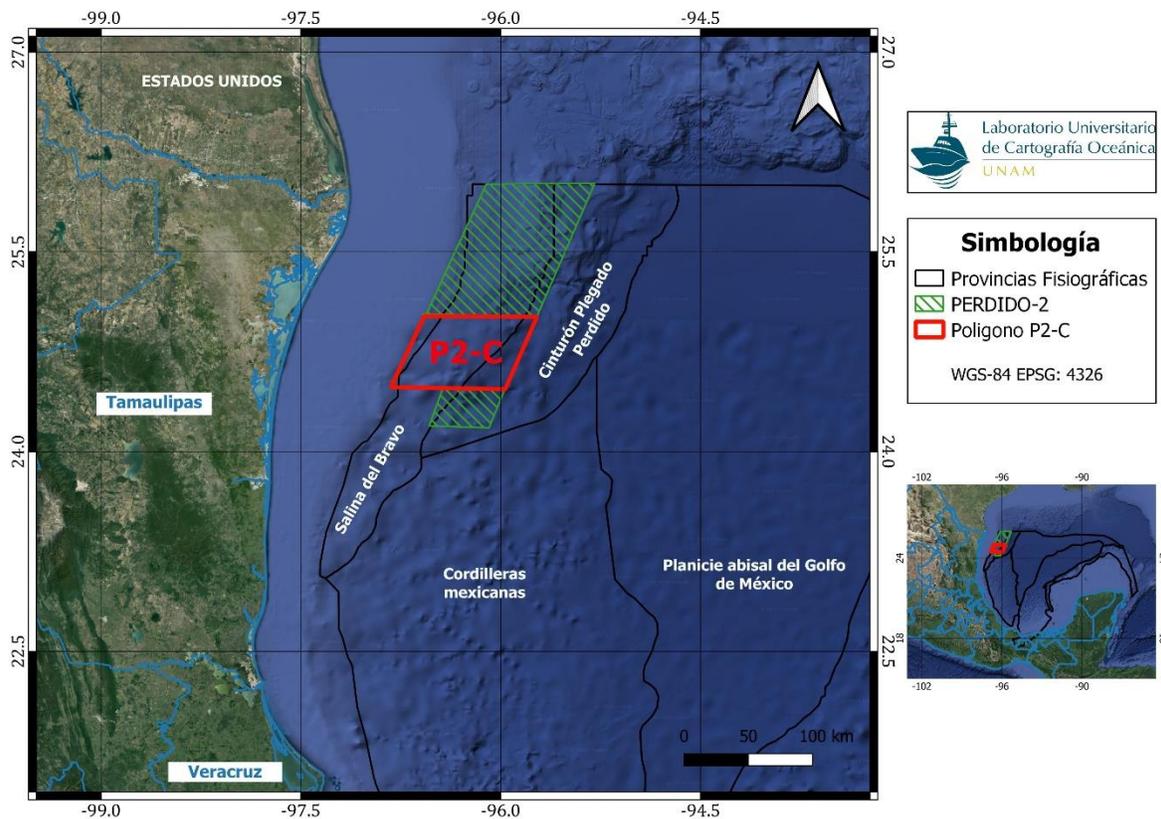


Figura 8. Área del polígono P2-C dentro de la campaña PERDIDO-2. El recuadro en rojo muestra la ubicación del polígono de investigación P2-C sobre las provincias de Salina del Bravo y Cinturón Plegado Perdido en el margen occidental de la cuenca.

3.2. Adquisición de Datos: Campaña Oceanográfica PERDIDO-2

La campaña oceanográfica PERDIDO-2 fue realizada a bordo del B/O “Justo Sierra” de la Universidad Nacional Autónoma de México durante julio del año 2016. Esta campaña estuvo planteada con el objetivo de realizar una prospección geofísica que incluyó el registro magnético, batimetría multihaz y perfiles de reflexión sísmica de alta resolución, en cuatro bloques. La adquisición de datos en el bloque P2-C fue efectuada del 19 al 23 del mismo mes (ANEXO A). El enfoque de este trabajo es realizar un análisis del registro magnético; aunque los registros de batimetría multihaz y perfiles sísmicos de alta resolución fueron adquiridos simultáneamente, no forman parte de esta investigación.

3.2.1. Adquisición Magnética

El registro de datos magnéticos dentro del polígono P2-C fue realizado a una velocidad promedio de 8 nudos (4.1 m/s) con un magnetómetro marino, modelo G-877 del fabricante Geometrics (Figura 7). Este magnetómetro opera bajo el principio de la precesión protónica, con una resolución de 0.1 nT y un intervalo de muestreo a cada 2 segundos. Para garantizar la mejor precisión en las mediciones, el magnetómetro debe ser desplegado a una distancia de 5 veces la longitud de la eslora de la embarcación, la cual es de 50 m para el B/O “Justo Sierra”. De esta forma, el magnetómetro fue arrastrado a una distancia de 250 m de la popa del buque, minimizando así la influencia del campo magnético secundario creado por la embarcación.

El levantamiento magnético en el polígono P2-C consistió de hacer mediciones a lo largo de 25 líneas paralelas entre sí, registradas de E a W, con una longitud aproximada de 57 km, orientadas NNE-SSW y SSW-NNE alternadamente (Figura 9). El espaciamiento entre líneas decreció, de E a W, en función a la profundidad, debido a que simultáneamente se llevó a cabo la adquisición de los barridos batimétricos.

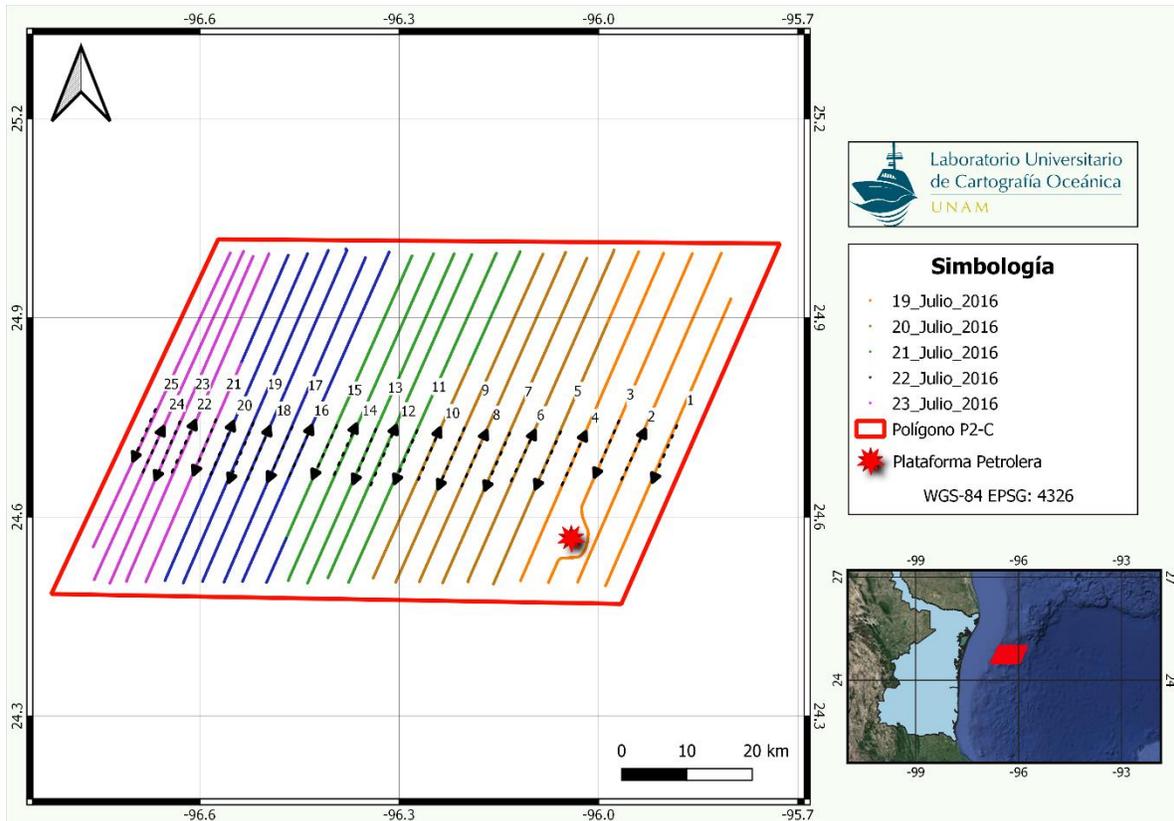


Figura 9. Levantamiento de adquisición de datos geofísicos en P2-C. Es mostrada la ejecución cronológica de las líneas magnéticas entre el 19 y el 23 de julio de 2016. Abajo se muestra la ubicación de P2-C frente al Estado de Tamaulipas, México.

La ruta original de la línea 3 fue modificada debido a la presencia de una plataforma petrolera. En el análisis posterior del registro magnético, esta modificación de ruta es revisada con detalle, ya que la presencia de la plataforma metálica podría influir en los registros obtenidos.

3.2.2. Adquisición Batimétrica

La investigación de esta campaña también se enfocó en obtener datos de batimetría multihaz simultáneamente para lograr una cobertura completa de las estructuras que constituyen el relieve del lecho marino, lo cual es fundamental para la investigación científica y la comprensión de los procesos tectónicos en el margen occidental de la cuenca del GoM. Las mediciones de batimetría fueron adquiridas utilizando una Ecosonda Multihaz, modelo EM302, del fabricante Kongsberg. Esta ecosonda opera a

una frecuencia nominal de 30 kHz y emite más de 400 haces a la vez, alcanzando profundidades hasta los 5,000 m y anchos de barrido de hasta 2 veces la profundidad en 3,000 m.

3.2.3. Adquisición Sísmica

De igual manera, simultáneamente se adquirieron perfiles sísmicos de muy alta resolución con el fin de obtener la geometría de la litología somera dentro de los bloques que se mapearon (Figura 8). Para ello, se utilizó una Ecosonda paramétrica, modelo TOPAS PS-18 del fabricante Kongsberg. La cual opera a una frecuencia nominal de 18 kHz y 4 kHz, alcanzando penetraciones de hasta ~200 m, dependiendo de la naturaleza del subsuelo marino.

3.3. Reducción de Datos Magnéticos

3.3.1. Cálculo de la Anomalía Magnética

La reducción de datos magnéticos es realizada mediante una metodología estandarizada para obtener de manera confiable la anomalía magnética. Esta anomalía va ser empleada posteriormente para identificar y delimitar cuerpos magnetizados en el basamento, permitiendo así una interpretación geológica. La reducción de estos datos implica la eliminación de efectos no asociados al magnetismo remanente presente en las estructuras corticales, como influencias temporales, espaciales y relacionadas con la proximidad y rumbo de la embarcación durante la adquisición. En este estudio, la metodología empleada para calcular los valores de la anomalía magnética incluye la reducción de los valores medidos menos los valores del campo magnético teórico dados por el IGRF en función de las coordenadas y el tiempo del registro; subsecuente el valor es corregido por la variación diurna del campo registrado en un punto fijo; por último, la eliminación del efecto en la medición debido a la contribución del campo inducido por la embarcación.

De esta manera, el cálculo de los valores de la anomalía magnética en cada punto de medición es obtenido aplicando la siguiente fórmula:

$$\Delta F = F_{obs} - F_{IGRF} - F_{VD} - F_{ER}$$

Donde, para un punto en particular (t_i , lat_i y lon_i):

ΔF es el valor de la anomalía magnética

F_{obs} es el valor del campo geomagnético observado

F_{IGRF} es el valor teórico del campo geomagnético

F_{VD} es el valor de la variación diurna del campo

F_{ER} es el valor del efecto por rumbo de la embarcación

3.3.2. Índice DST

Previamente a realizar el cálculo de la anomalía magnética, es necesario asegurarse de que los datos no hayan sido afectados por perturbaciones externas durante el periodo de adquisición, como son las tormentas magnéticas ocasionadas por la actividad solar. Estas perturbaciones transitorias pueden ocasionar variaciones no lineales que serán considerables en el campo geomagnético medido en superficie (Dobrin, 1976).

Con el fin de realizar un seguimiento de la actividad geomagnética durante el periodo de adquisición, es necesario examinar el índice DST. González et al. (1994), detalla los fundamentos teóricos que implican en el funcionamiento de este índice. El autor propone en la Tabla 1 el comportamiento de las tormentas geomagnéticas, utilizando su intensidad medida en nT.

	Valor de DST [nT]
Intensa	DST > 100
Moderada	100 > DST > 50
Débil	50 > DST > 30

Tabla 1. Intervalos de intensidad DST de una tormenta geomagnética. Tomado de González, et al. (1994)

El registro magnético del polígono P2-C corresponde al periodo entre el 19 y el 23 de julio de 2016. De esta manera, es necesario realizar un análisis correspondiente a dicho mes (Figura 10). Los datos DST se obtuvieron del Centro Mundial de Datos para el Geomagnetismo (*WDC for Geomagnetism, Kyoto*).

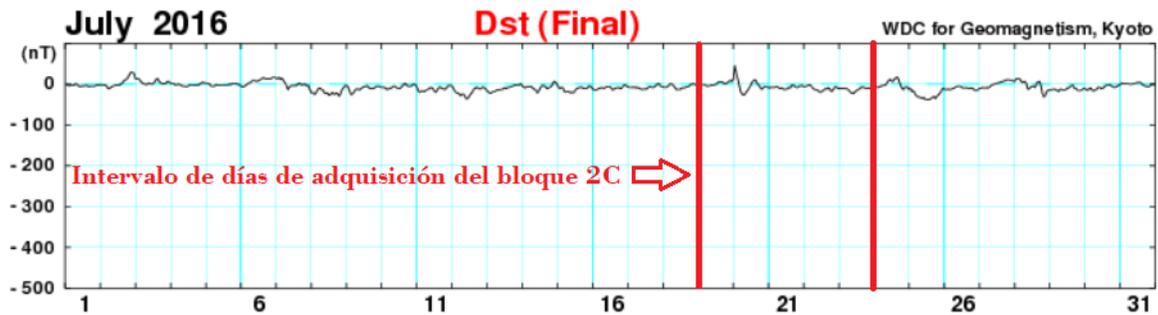


Figura 10. Índice DST durante el mes de julio de 2016. Registro consultado de la base de datos proporcionada por el WDC, Kyoto.

Tras analizar el comportamiento DST durante el periodo de adquisición y referirse a los valores de la Tabla 1, el índice muestra un comportamiento estable situado dentro de la intensidad (débil) para el mes de julio y en particular dentro de las fechas de adquisición del polígono P2-C. Sin embargo, es de destacar que iniciando el día 20 de julio se observa una pequeña alteración en la actividad, afectando el registro magnético a lo largo de la línea 5, en consecuencia, las mediciones a lo largo de esta línea son excluidas de este análisis. A excepción de este evento, el comportamiento en general es normal por lo que se asume que los datos no fueron afectados por alguna fluctuación magnética de manera considerable.

3.3.3. Reducción por IGRF

La reducción por IGRF es realizada en cada punto del levantamiento debido a las variaciones espaciales y temporales que sufre el campo geomagnético. Esta reducción elimina la contribución estimada del campo dipolar teórico en una ubicación geográfica y momento específico para cada punto adquirido en correlación al tiempo en que se realizó la medición.

El software Geomag 7.0 de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*, por sus siglas en inglés) es utilizado para el cálculo del valor teórico del campo geomagnético en un punto en función de la fecha, hora, latitud y longitud del registro. En este caso, el registro corresponde al año 2016, por lo que se utilizó la época IGRF-13 (que abarca el periodo entre 2015 y 2020). De esta manera, el software proporciona el valor teórico de las componentes magnéticas para cada punto ingresado, siendo el valor de la intensidad magnética del campo total (F) el utilizado para realizar la reducción.

Con el cálculo de los valores teóricos del campo total (F), la reducción es llevada a cabo restándolos en cada uno de los valores medidos, de esta manera se obtienen los valores iniciales de la anomalía magnética en la región estudiada.

3.3.4. Reducción por Variación Diurna

Una vez removidos los valores del campo geomagnético teórico de las mediciones observadas, es necesario reducir el efecto de la variación diurna debido a que la intensidad del campo experimenta variaciones significativas a lo largo del día. Estas variaciones son producto de la actividad solar y su interacción con la ionósfera (Hinze et al., 2013). Si estas fluctuaciones en la intensidad del campo no son excluidas podrían enmascarar o distorsionar pequeñas anomalías magnéticas presentes en el área del levantamiento.

Durante una adquisición magnética marina es recomendable llevar a cabo un registro de las variaciones regionales del campo en una estación fija en tierra (estación base), la cual se debe situar próxima al área del levantamiento marino con una distancia recomendada no mayor a los 200 km (Telford et al., 1990). Sin embargo, durante la

campana PERDIDO-2 no se pudo instalar la estación base que debía situarse en las costas del estado de Tamaulipas. Tras la falta de una estación fija en la costa que registrara las variaciones del campo geomagnético regional, se recurrió a utilizar los datos magnéticos registrados en el Observatorio Magnético de Teoloyucan, operado por el Servicio Magnético de la UNAM (Figura 11). Siendo esta estación la más cercana al área del levantamiento, a una distancia aproximada de 633 km. No obstante, utilizar el registro de una base tan lejana para eliminar las variaciones del campo no es lo más recomendable debido a los cambios ambientales de una región a otra.

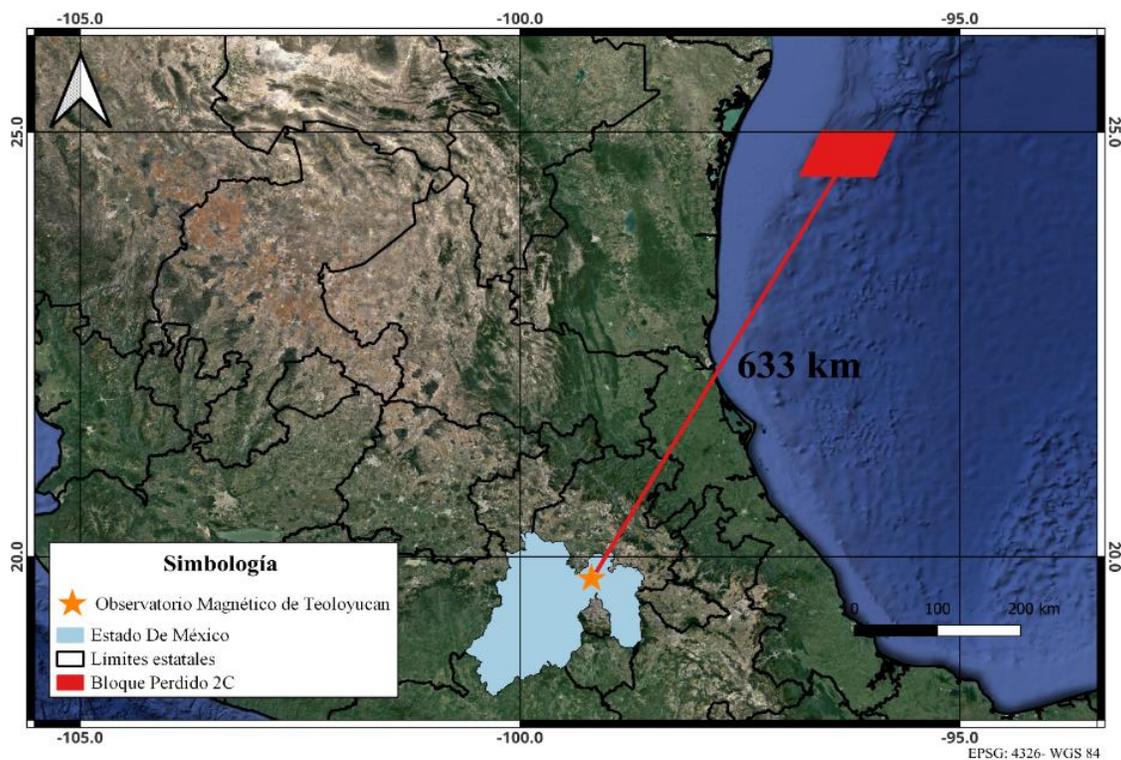


Figura 11. Ubicación del Observatorio del Servicio Magnético en Teoloyucan. La carta despliega las ubicaciones del Observatorio (estrella naranja) en el Estado de México (sombreado en azul cielo) y del Polígono P2-C (en rojo) en el margen occidental del Golfo de México.

El registro del Observatorio es utilizado entre el 19 al 23 de julio de 2016 para eliminar las variaciones diurnas incluidas en el registro del polígono P2-C (Figura 12). El registro de los datos magnéticos en el Observatorio es realizado a una tasa de muestreo de 1 minuto, por lo que es necesario realizar una interpolación de los datos para empatarlos con la tasa de muestreo del levantamiento que fue de 2 segundos.

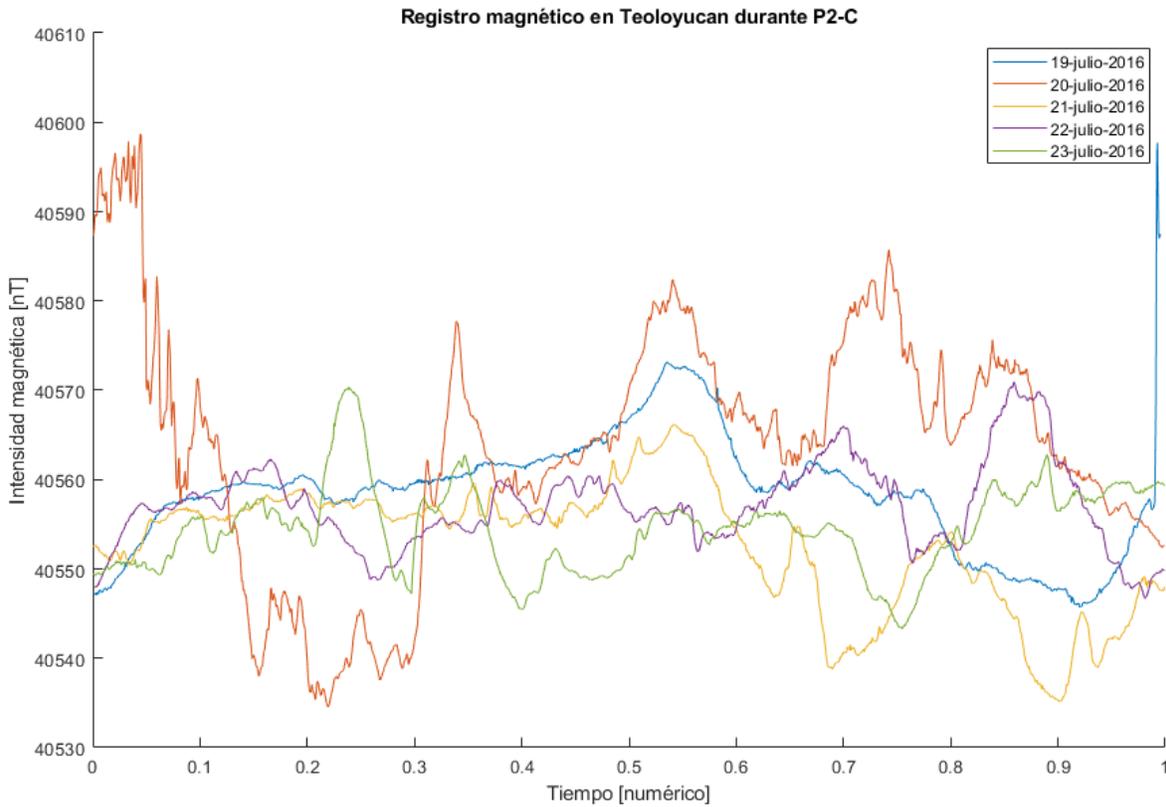


Figura 12. Intensidad magnética registrada en Teoloyucan, Estado de México. La grafica despliega las series de tiempo de las variaciones temporales en la intensidad magnética en nT. El registro corresponde a los días del 19 al 23 de julio de 2016. Es separado en seis colores, correspondientes a cada día.

Para remover el efecto de la variación diurna en los registros de esta investigación, es utilizado el método de polinomios (Yarger et al., 1978). Primero, es necesario remover el valor del campo teórico de los datos registrados en Teoloyucan. Subsecuente a esto, el registro de Teoloyucan aún conserva el efecto de magnetización regional, por lo que es necesario removerlo. Para lograr esto, se hizo un ajuste lineal que corresponde a obtener un promedio por día de registro, para posteriormente, restar este valor promedio al mismo registro. De esta manera, las variaciones diurnas registradas por el Observatorio son modeladas matemáticamente, a partir de un polinomio de tercer orden. Por último, las series de tiempo representativas de las variaciones diurnas para cada día son restadas de los valores reducidos anteriormente por IGRF en el registro marino, eliminando así, las fluctuaciones diurnas presentes en cada día de adquisición.

3.3.5. Reducción por Efecto de Rumbo

Teniendo los valores de anomalías magnéticas reducidos por IGRF y variación diurna, es necesario remover del registro el efecto inducido por la embarcación en función del rumbo. Este procedimiento busca eliminar la influencia del campo magnético inducido por la estructura metálica, motores y equipos eléctricos de la embarcación. Durante la adquisición del registro magnético, el magnetómetro marino fue remolcado a una distancia de 250 m de la embarcación con el propósito de aminorar este efecto.

Esta magnetización inducida por el buque en función del rumbo puede ser removida siguiendo la metodología de Bullard y Mason (1961). Si el campo secundario inducido es pequeño respecto al campo geomagnético total medido, estos autores proponen la siguiente ecuación:

$$F_Q = F + C_0 + C_1 \cos \theta + C_2 \cos 2\theta + S_1 \sin \theta + S_2 \sin 2\theta$$

Donde:

F_Q = Medición de la intensidad de campo total en un punto Q en popa (nT)

F = Medición de la intensidad de campo total (nT)

C_0, C_1, C_2, S_1, S_2 =

Constantes que varían en función de las propiedades magnéticas del barco

θ = Rumbo del barco

Las constantes C_n y S_n varían según las propiedades magnéticas de la embarcación. Para determinar su valor, es necesario aplicar el método de mínimos cuadrados a datos observados en diferentes rumbos de adquisición. Por lo tanto, es recomendable que durante un levantamiento magnético marino se lleve a cabo la adquisición de un "círculo de calibración". Este círculo implica realizar mediciones de intensidad magnética en una trayectoria circular con un radio aproximado de 1 milla náutica, lo que proporciona una amplia cobertura angular de mediciones. Para llevar a cabo estas mediciones es importante ubicarse en un área sin grandes anomalías magnéticas y

durante un periodo que no se vea afectado significativamente por fluctuaciones externas, siendo el horario nocturno el más adecuado (Jones, 1999).

Durante la campaña PERDIDO-2, no se llevó a cabo la adquisición de un círculo de calibración. Sin embargo, la disponibilidad de otro círculo adquirido en la región oriental del GoM, durante la campaña SIGSBEE-11 a bordo del B/O “Justo Sierra” (Figura 13), es empleado para realizar las reducciones por rumbo. Este círculo presenta características de adquisición similares a la campaña PERDIDO-2.

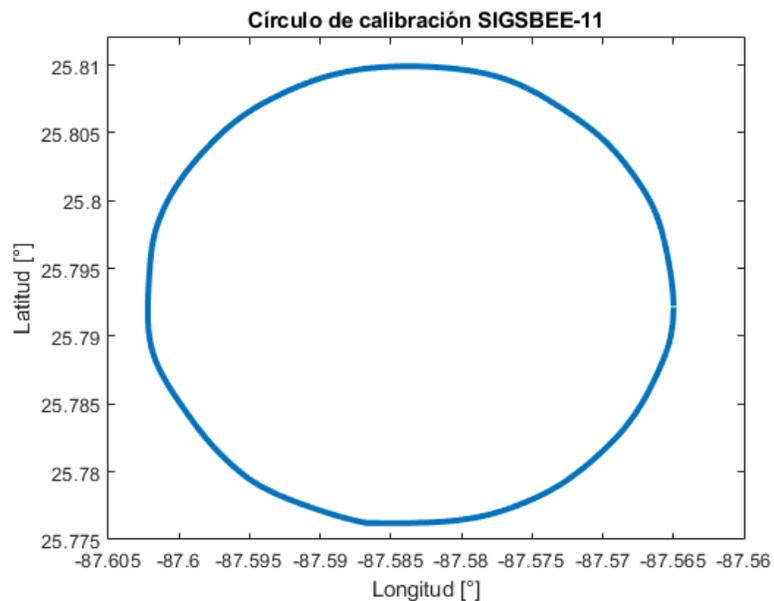


Figura 13. Círculo de calibración registrado durante la campaña SIGSBEE-11.

Al registro magnético correspondiente al círculo de calibración le es removido el efecto del campo geomagnético teórico y las variaciones diurnas presentes durante su adquisición (Figura 14). Para la reducción de la variación diurna, es utilizado el registro del Observatorio Magnético de *Stennis Space Center*, ubicado en el estado de Misisipi, EE. UU. Posteriormente, los valores del círculo ya corregidos deben ser graficados respecto al rumbo en el que fueron adquiridos (Figura 14.a). Estos valores están siendo afectados por la magnetización regional donde se adquirieron, por lo que es necesario remover este efecto estandarizando la curva respecto a su valor máximo y el cero. Utilizando una aproximación mediante el método de mínimos cuadrados, la curva de

intensidad magnética del círculo es ajustada (Figura 14.b) y los coeficientes de la ecuación propuesta por Bullard y Mason (1961) son obtenidos (Tabla 2).

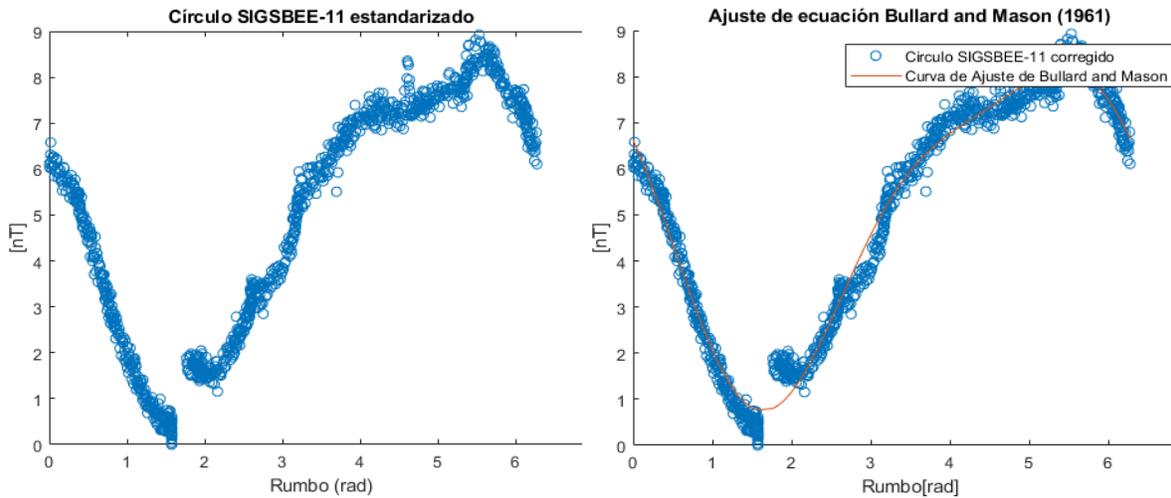


Figura 14. Intensidad magnética del círculo de calibración. a) Datos ya corregidos desplegados respecto al rumbo en el que fueron adquiridos. b) Ajuste a la curva de datos utilizando el método de mínimos cuadrados.

Los coeficientes resultantes de la ecuación de Bullard y Mason (1961) son:

C_0	C_1	C_2	S_1	S_2
4.99479	0.80239	0.82556	-3.39923	-0.16681

Tabla 2. Coeficientes resultantes de la ecuación propuesta por Bullard y Mason (1961).

Posteriormente, los coeficientes de la Tabla 2 son utilizados para realizar la reducción por rumbo para cada una de las líneas magnéticas registradas en el polígono P2-C. Los coeficientes son sustituidos en la ecuación propuesta por Bullard y Mason (1961) para estimar el valor inducido del campo generado por la embarcación. Estos valores son restados a los valores de la anomalía previamente corregido por IGRF y variación diurna. Es de esperar que este procedimiento elimine la huella de adquisición.

4. ANÁLISIS DE RESULTADOS

4.1. Datos Observados de Campo Total Magnético

El campo magnético total correspondiente al registro de las 25 líneas en P2-C es integrado y desplegado gráficamente en la Figura 15, utilizando el método de mínima curvatura para la interpolación. Estas intensidades del campo están siendo afectadas por las variaciones espaciales y temporales, así como por la magnetización remanente presente en las rocas corticales del área de estudio.

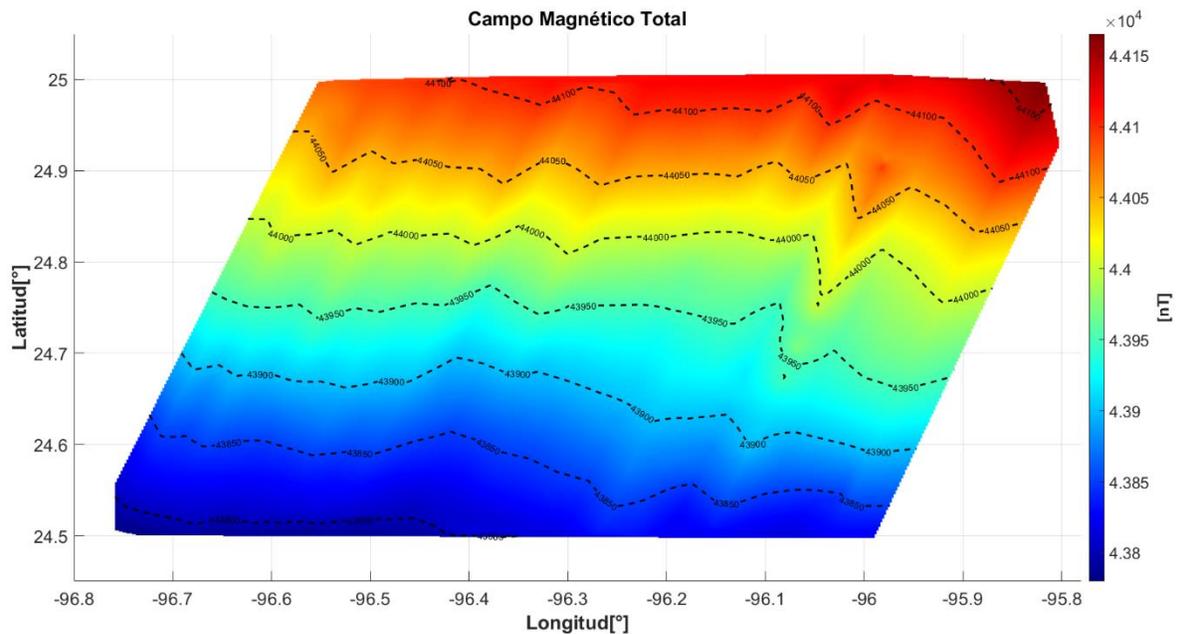


Figura 15. Intensidad registrada del campo magnético total en el Polígono P2-C. La banda de colores es la escala de valores magnéticos en nT.

Los valores medidos oscilan entre 43,800 nT y 44,150 nT. Este rango de valores de intensidad magnética total está correlacionado con la ubicación geográfica del estudio al occidente de la cuenca del Golfo de México. A pesar de contar con un patrón de colores simétrico con dirección E-W de las intensidades del campo magnético regional, la carta muestra artefactos asociados a la dirección de adquisición que corresponden al rumbo del derrotero de la embarcación. Por otra parte, la plataforma petrolera presente en el registro de la línea magnética 3 (Figura 9), no presentó ninguna influencia notable en el registro.

4.2. Reducción por IGRF

La primera etapa de reducción en el registro implica remover de manera puntual la contribución del campo geomagnético teórico (IGRF), para de esta manera obtener los valores de la anomalía magnética sin incluir aún las reducciones por variación diurna y efecto de rumbo, restando los valores calculados por el IGRF para cada punto de medición dentro de P2-C (Figura 16). El valor promedio del campo teórico en este polígono es de 43,950 nT. Esta reducción permite visualizar de primera instancia la geometría de las anomalías dentro de la zona de estudio. El rango de valores de esta anomalía está entre -35 y 30 nT, presentando valores más altos en el sector oriental del polígono que parecieran ser parte de un alto magnético regional hacia el este. Contrario, los sectores occidental y central presentan un rango de valores más bajos, de entre -30 y -9 nT. Además, las isolíneas de la anomalía exhiben patrones lineales que se correlacionan a las trayectorias de adquisición, creando un patrón de artefactos asociados a la forma como se realizó el levantamiento en el polígono. Estos artefactos tienen como resultado una distorsión en la geometría y distribución de las anomalías. El registro magnético de la línea 5 ya no es utilizado debido al ruido que presentaba.

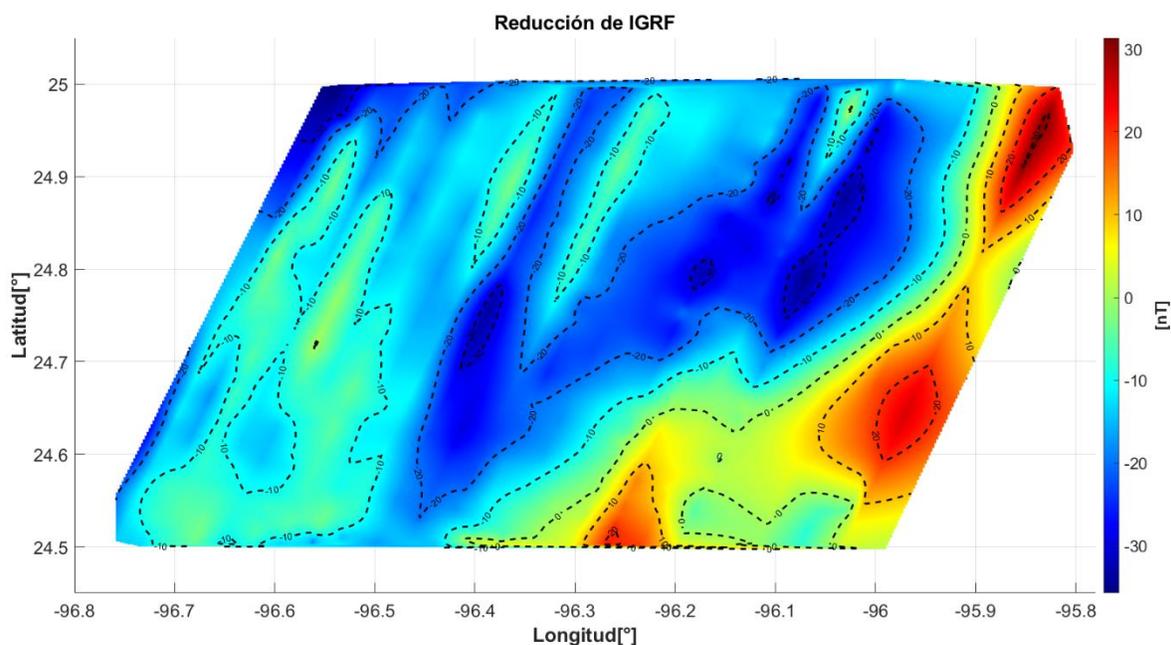


Figura 16. Anomalías magnéticas en el Polígono P2-C. Las anomalías solo han sido reducidas por IGRF.

4.3. Reducción por Variación Diurna

Como segunda etapa de reducción, son removidas las variaciones temporales del campo geomagnético debido a la actividad diurna (Figura 17). El registro del Observatorio de Teoloyucan (aunque este sitio es distante del bloque P2-C) es utilizado para eliminar las variaciones diurnas del campo, resultando en un ligero suavizado en las anomalías positivas en el sector este del polígono. La carta exhibe un rango de valores que oscilan entre -30 nT a 25 nT, indicando que el rango de nT tuvo una mínima variación debido a la reducción. Contrario, sigue existiendo una deformación de las anomalías en toda la carta debido a la huella de adquisición.

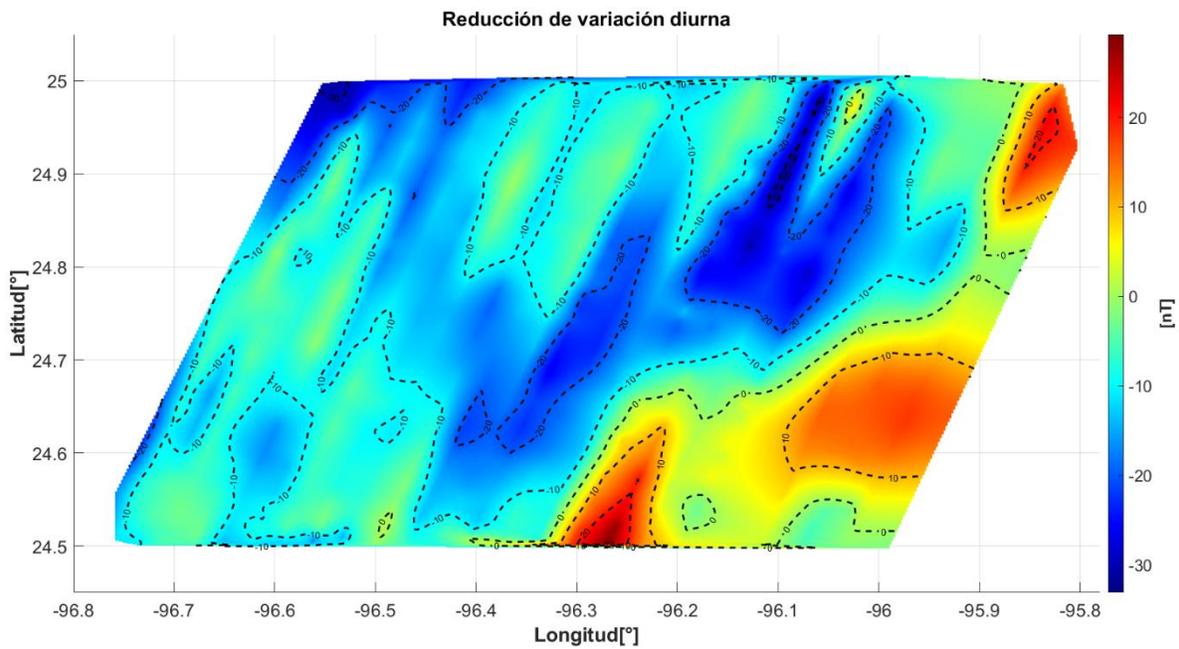


Figura 17. Anomalías magnéticas en P2-C aplicando la reducción de variaciones diurnas.

4.4. Reducción por Efecto de Rumbo

En la tercera fase de reducción, la huella de adquisición es removida utilizando la metodología de Bullard y Mason (1961). El ajuste se realizó en cada una de las 25 líneas magnéticas, las cuales tienen rumbos alternados de $\sim 26^\circ$ y $\sim 206^\circ$, respectivamente. Sin embargo, dado que el desfase de rumbo fue mínimo entre cada par de mediciones, esto implicó correcciones del orden entre -4 y -8 nT al registro observado. Esta reducción resultó en un leve suavizado en la geometría de las anomalías magnéticas; sin embargo, el levantamiento magnético aun exhibe el patrón de la huella de adquisición intercalado entre las anomalías (Figura 18).

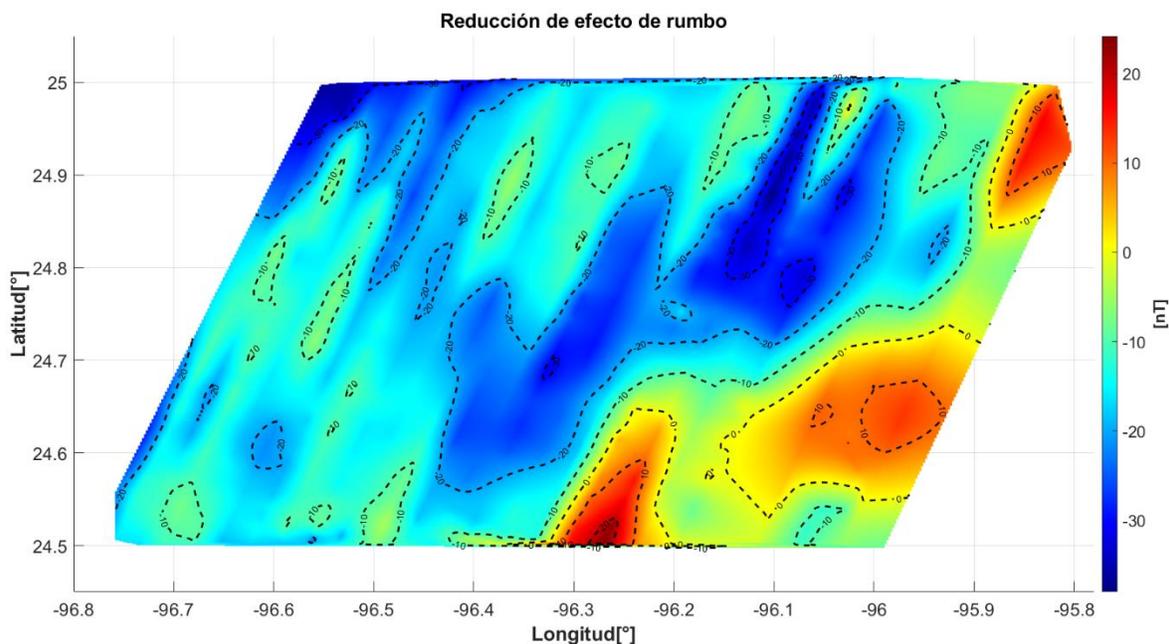


Figura 18. Anomalías magnéticas en P2-C aplicando las correcciones por rumbo.

Hasta esta fase, las tres reducciones más importantes en el estudio marino se realizaron con el objetivo de obtener las anomalías magnéticas asociadas a las estructuras del subsuelo dentro del área de estudio en el GoM. Dado que la metodología de Bullard y Mason (1961) no logró eliminar completamente la huella del levantamiento en la adquisición marina, es necesario considerar la aplicación de un filtro direccional para mejorar los resultados y eliminar la huella de adquisición sin afectar las anomalías presentes.

4.5. Aplicación de Filtro Direccional

Con el fin de resolver el problema del artefacto asociado a la geometría del levantamiento en la adquisición, determinado por diversos factores, especialmente el campo inducido por la embarcación, se implementó un filtro direccional 2D desarrollado en el software MATLAB (ANEXO B). La anomalía magnética dentro del polígono P2-C (Figura 18) muestra un patrón de ondulaciones alineadas a los transectos de la embarcación y en dirección a su rumbo correspondiente.

Un filtro direccional en el dominio Frecuencia-Número de onda ($f-k$) es aplicado, este tipo de filtro es útil para eliminar artefactos que presentan una tendencia lineal. Para ello, es necesario llevar las señales registradas al dominio de las frecuencias a partir de la Transformada de Fourier; de esta manera, los datos pasan del espacio ($x-y$) al espacio ($f-k$). Dado que la adquisición magnética consistió de líneas paralelas con orientación NNE-SSW y SSW-NNE, la pendiente de cada línea es calculada en el dominio ($x-y$), que resultó con un valor promedio de 2.22 adimensional. Posteriormente, en el dominio de Fourier ($f-k$) se utiliza la inversa de la pendiente promedio que corresponde a 0.45. Los valores removidos por el filtro corresponden a las tendencias lineales que caen dentro del rango de 0.45 a 0.001 correspondiente a valores de la pendiente inversa en el dominio de las frecuencias. Esto permite suprimir selectivamente las componentes magnéticas asociadas con la huella de adquisición relacionada con la pendiente de las líneas de adquisición. Debido a la forma poligonal del área de estudio, fue necesario realizar una extrapolación de datos para trabajar con una malla de datos rectangular (ANEXO B).

La Figura 19 muestra la anomalía resultante tras aplicar el filtro direccional. Esta carta muestra una reducción significativa de la tendencia lineal con dirección de la adquisición. De esta manera, se logra delimitar la geometría de las anomalías magnéticas que anteriormente se encontraban distorsionadas. Los valores de la anomalía oscilan entre -35 nT a 20 nT.

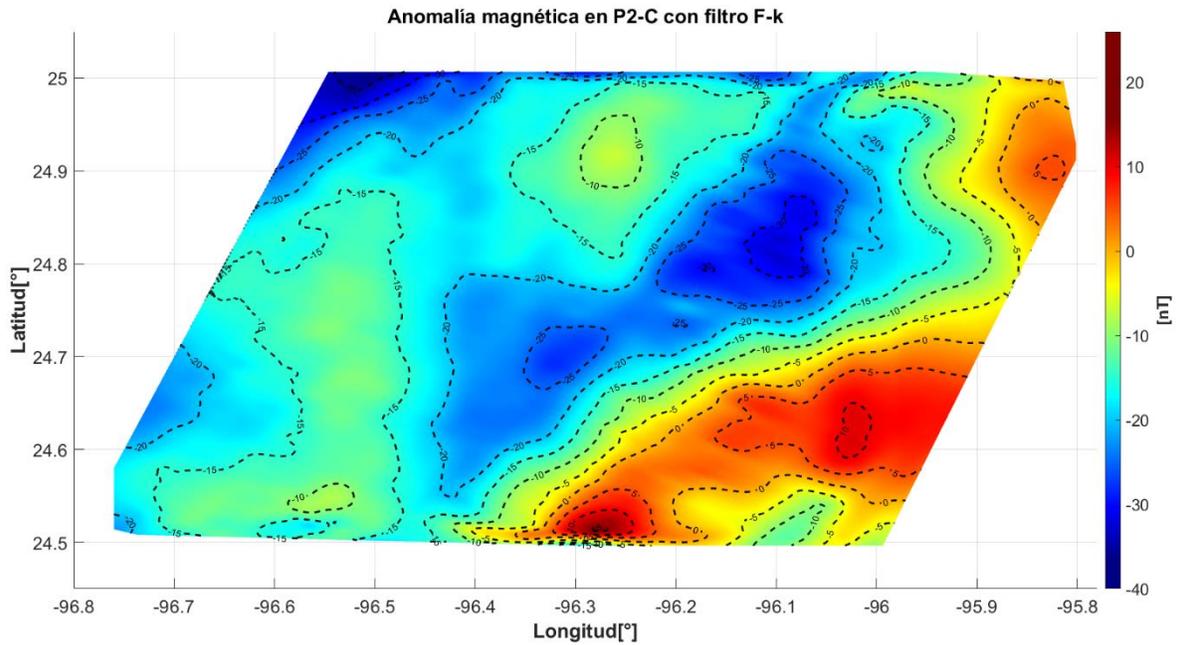


Figura 19. Anomalías magnéticas en P2-C aplicando el filtro direccional.

Complementario al filtro direccional, es aplicado el método de Reducción al Polo (RTP) con el objetivo de que el campo magnético anómalo en P2-C muestre las fuentes magnéticas en su posición física verdadera. Sin embargo, como el área de estudio se encuentra en latitudes bajas (entre 24.5° y 25°), el método RTP no produjo un cambio significativo en la posición de las anomalías magnéticas. Por lo tanto, se decidió utilizar la anomalía magnética de la Figura 19 para el análisis posterior.

5. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

5.1. Observaciones Generales

Una vez eliminados todos los efectos externos a las mediciones del campo magnético, las anomalías presentes en el área de estudio son identificadas y delimitadas en varios sectores dentro del polígono de investigación. Las principales anomalías, manifestadas como zonas de altos (>10 nT) y bajos (<-30 nT) magnéticos, son producto de la magnetización remanente presente en el subsuelo de la cuenca del GoM. La carta magnética de P2-C fue dividida en tres sectores: este, central y oeste (Figura 20).

En el sector este del polígono, la anomalía presenta un cuerpo significativamente grande de un alto magnético (señalado con 1), este cuerpo tiene una forma alargada con tendencia NNE-SSW, que posiblemente se extienda hacia el oriente, fuera del área de estudio. Esta anomalía positiva exhibe un gradiente magnético abrupto, con valores entre -15 nT y 15 nT, siendo la zona sureste del polígono donde se registran los valores más altos (> 15 nT) de toda la carta. Dadas sus considerables dimensiones y el marcado gradiente magnético, esta anomalía posteriormente podría asociarse con un extenso cuerpo cortical remanente de la apertura del GoM.

En el sector oeste del polígono, dos altos magnéticos son identificados con un gradiente magnético de menor escala (2 y 3). Ambas anomalías presentan un rango de valores de entre -20 nT y -10 nT, y es posible que, debido a su tendencia y geometría, ambos altos estén asociados a la misma fuente en el subsuelo.

Por otro lado, el sector central del polígono exhibe dos bajos magnéticos con un gradiente suave (4 y 5). La anomalía 4, ubicada en el sector centro-oriental, exhibe valores entre -30 nT y -20 nT; mientras que la anomalía 5, situada al centro de la carta, muestra valores entre -25 nT y -20 nT. Dadas sus características geométricas, ambos bajos magnéticos también pudiesen estar asociados a la misma fuente magnética de un cuerpo cortical.

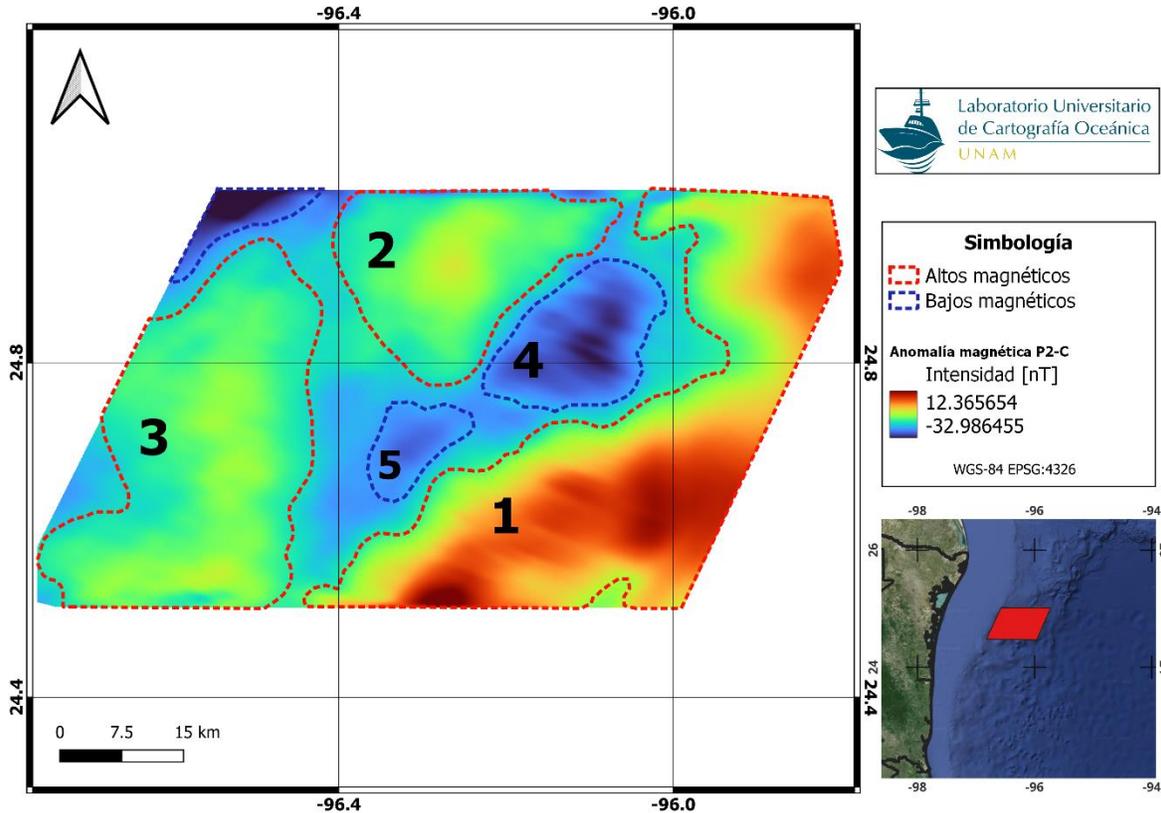


Figura 20. Altos y bajos magnéticos identificados dentro del Polígono P2-C. Números marcan las cinco zonas con un diferente rango de nT. Estas marcas de números son empleadas en las subsecuentes figuras.

5.2. Análisis Comparativo de Anomalías y Batimetría

Durante la campaña PERDIDO-2, simultáneamente al registro magnético fueron adquiridos barridos multihaz de batimetría en el polígono P2-C. Estos datos han sido procesados y forman parte de la base de datos del Laboratorio Universitario de Cartografía Oceánica (LUCO) de la UNAM. Con fines académicos son proporcionados para enriquecer esta investigación con información sobre el relieve marino, de la cual son mostrados únicamente los rasgos fisiográficos más relevantes dentro del polígono P2-C.

La Figura 21 despliega la baja resolución con la que cuenta el modelo de batimetría GMRT versión 4.2 (*Global Multi-Resolution Topography*, por sus siglas en inglés) y las isóbatas a cada 500 metros de la batimetría proporcionada por LUCO. Dado que parte del polígono P2-C se encuentra parcialmente sobre el quiebre de la plataforma continental con el inicio del talud continental. La pendiente del talud aumenta

gradualmente, lo cual se refleja en una profundidad registrada mínima que varía desde los 320 metros al oeste hasta los 2,663 metros al este del polígono.

Dentro de los rasgos fisiográficos presentes en el polígono de investigación, el sector occidental exhibe el extremo del relieve suave y plano correspondiente a la plataforma continental, y el talud superior con una inclinación que manifiesta mínimos movimientos de masas pendiente abajo, entre las isóbatas de -500m y -1300 m. La pendiente superior de este sector exhibe un gradiente batimétrico suave que se extiende casi 35 km longitudinalmente de este a oeste. Esta región está dentro de la provincia fisiográfica de Salina del Bravo, la cual está caracterizada por una franja casi paralela al borde de la plataforma continental, pero alcanza mayores profundidades. Esta franja ha sido deformada por la presencia de diapiros de sal y el desplazamiento de arcillas, fenómenos asociados al régimen extensivo gravitacional (Galloway et al., 2000).

El sector central entre las isóbatas de -1000 m y -1500 m, marca una zona de transición entre el extremo de la plataforma y el talud continental que se torna con un relieve más abrupto que favorece la deformación impulsada por la gravedad con estructuras deformadas por los movimientos salinos, así como lineamientos superficiales asociados a fallas con orientación NNW-SSE (señaladas con líneas azules punteadas en la Figura 21) debido a plegamientos y desplazamiento de sedimentos diferenciales. De la misma forma, el sector oriental, marcado entre las isóbatas de -2000 m y -2500 m, exhibe la mayor deformación fisiográfica con una notable rugosidad en el relieve marino, debido al alto gradiente batimétrico a lo largo de ~20 km longitudinales. Este sector presenta grandes estructuras deformadas producto de los movimientos de cuerpos salinos subyacentes, exhibiendo cuencas semicirculares, deslizamiento de sedimentos y la presencia de paleocanales. Tanto el sector este como el central forman parte de la provincia fisiográfica Cinturón Plegado de Perdido.

El objetivo de la Figura 21 es de contrastar las anomalías magnéticas con los rasgos batimétricos principales. Los altos magnéticos (señalados con 2 y 3) en el sector oeste del polígono coinciden con el extremo de la plataforma continental, donde los rasgos fisiográficos son mínimos. En contraste, el sector central, definido por el quiebre del

talud continental, muestra bajos magnéticos (4 y 5) donde inician grandes acumulaciones de sedimentos, domos y son formadas grandes cuencas. Por último, el sector este que es caracterizado por un alto magnético (1) de grandes dimensiones, está situado en una zona con un fuerte gradiente batimétrico donde son encontrados grandes deslizamientos de sedimentos y cuencas semicirculares alimentadas por paleocanales, así como la presencia de fallas superficiales de hasta 20 km de longitud que aparentemente, no exhiben una firma en la anomalía magnética.

Una vez realizado el análisis de comparar las anomalías magnéticas con los rasgos batimétricos, no existe algún rasgo que muestre una correlación significativa con el campo magnético observado. Esto sugiere que la magnetización remanente de la capa sedimentaria tiene un impacto mínimo en la anomalía magnética observada. El análisis sugiere que las anomalías magnéticas dentro del polígono P2-C pudiesen ser de naturaleza más profunda.

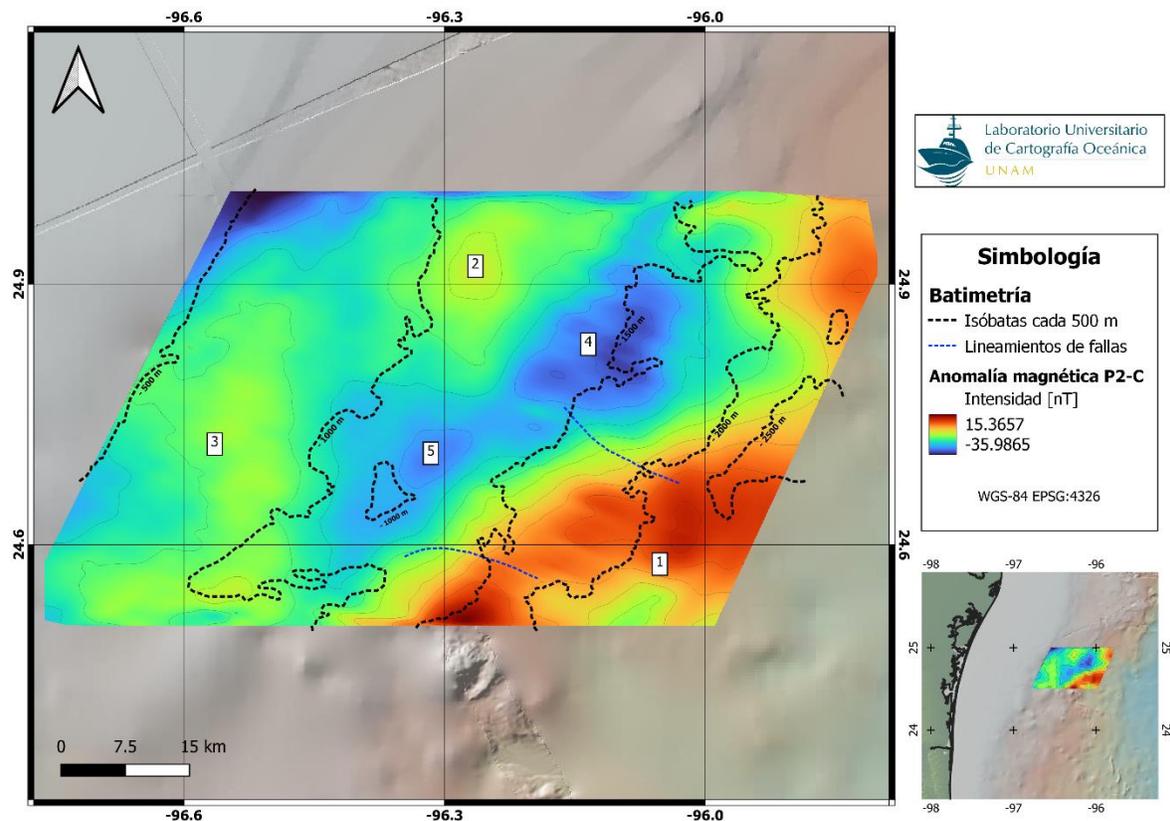


Figura 21. Isóbatas del relieve marino a cada 500 metros sobre anomalía magnética de P2-C. El fondo es el relieve del GMRT 4.2.

5.3. Análisis Comparativo de Anomalías con Carta Regional del EMAG-v3

Con el objetivo de contrastar los resultados obtenidos en este estudio con mediciones magnéticas regionales (obtenidas mediante aviones y embarcaciones principalmente), es realizada una comparación con los valores de la anomalía magnética regional mostrados en la carta EMAG-V3 (*Earth Magnetic Anomaly Grid*, por sus siglas en inglés). Esta recopilación de valores magnéticos es parte de la base de datos del modelo de la NOAA, representando una cuadrícula que ofrece información sobre la geometría de las estructuras del subsuelo y la composición de la corteza terrestre a nivel regional (NOAA, 2020).

El análisis consistió en superponer la anomalía magnética obtenida del polígono P2-C de mayor resolución espacial, sobre la carta magnética regional EMAG-V3 (Figura 22), donde la resolución es mucho menor. Al comparar la tendencia de los altos y bajos magnéticos detallados en la Figura 20 se deduce que: el alto magnético (señalado con 1) con tendencia NNE-SSW en el sector este del polígono coincide con el alto regional de dimensiones mayores que se extiende al este del área de estudio. Esto sugiere la posible existencia de un gran cuerpo cortical en el subsuelo de la cuenca, debido a que la anomalía (1) forma parte de una gran cadena de altos magnéticos al occidente de la cuenca del GoM. En el sector central, los dos bajos magnéticos (4 y 5) presentan coherencia en su geometría con respecto al alto en el sector regional al este. Mientras que, en el sector oeste, los altos (2 y 3) exhiben un rango de menor escala respecto al alto en (1) y preservando la misma tendencia de NNE-SSW. A simple vista, los datos occidentales de las anomalías (2 y 3) no presentan coherencia alguna con los datos regionales. Es importante tomar en cuenta que los datos de esta investigación fueron registrados sobre la superficie marina, en cambio los datos regionales en este sector del GoM son producto de datos medidos a elevaciones mayores de esta superficie (NOAA, 2020).

Esta examinación refina la geometría de las anomalías presentes, manteniendo una buena correspondencia con la tendencia magnética regional. Se exhibe que las anomalías presentes en P2-C (principalmente 1) forman parte de una cadena de altos

magnéticos de grandes dimensiones. Sin embargo, la coherencia magnética es menos evidente en el sector occidental.

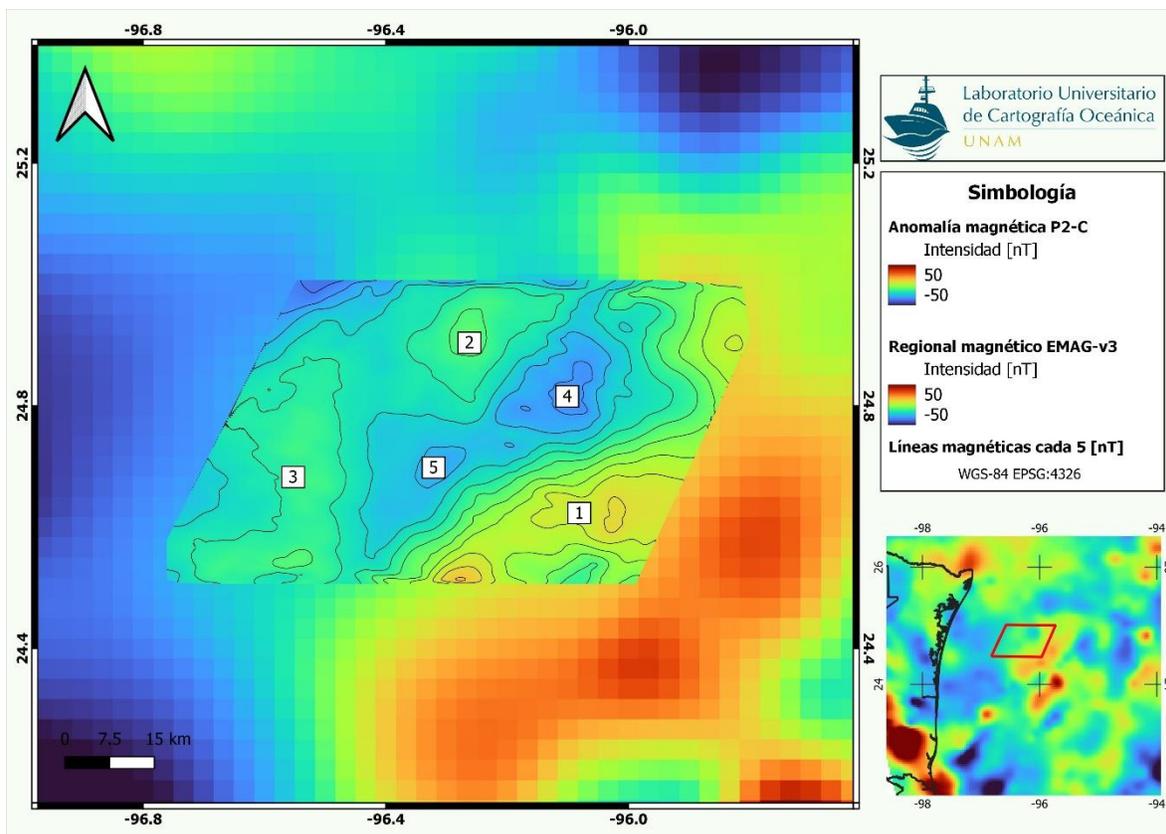


Figura 22. Comparación de la anomalía magnética de P2-C con los valores del regional EMAG-V3.

5.4. Interpretación del COB dentro del Polígono P2-C.

El polígono P2-C exhibe cinco anomalías magnéticas con rangos entre -36 y 16 nT. Estas anomalías se manifiestan por altos valores magnéticos en los sectores occidental y oriental, y bajos valores magnéticos en el sector central. Se considera que estas anomalías provienen de fuentes magnéticas profundas, ya que no muestran una relación clara con los rasgos batimétricos.

Los altos magnéticos (2 y 3 señalados en la Figura 23) situados en el sector occidental, no muestran una correlación evidente con la tendencia magnética regional de la carta EMAG-v3. Sin embargo, sí coinciden con un gran alto gravimétrico, referido como Anomalía de Texas, ubicado en el margen continental al occidente del GoM (Mickus et al., 2009). Según estos autores, este alto gravimétrico está relacionado con un antiguo margen volcánico, remanente de las etapas iniciales de apertura de la cuenca. Pudiese ser que los altos (2 y 3) tengan su origen debido a este antiguo margen profundo.

Mientras el sector central en el polígono exhibe dos bajos magnéticos (4 y 5), marcando una transición entre los lineamientos de altos valores en los sectores extremos (NW y SE). En el caso de la anomalía de altos valores (>15 nT) en el sector oriental (1), esta se alinea con mayor resolución con la tendencia magnética de anomalías regionales. Esta gran anomalía magnética al oriente del polígono forma parte de una cadena de altos que rodean la cuenca al occidente, siendo que coinciden con una cresta referida como *high BAHA* (i.e., Filina et al., 2021; Hudec et al., 2020). Esta cresta se extiende a lo largo de 500 km (Figura 23) y su naturaleza aún está sujeta a debate, pero se cree que actúa como el límite entre la corteza continental y oceánica en este sector de la cuenca. Hudec et al. (2020), a partir de información sísmica mencionan que podría tratarse de una cadena volcánica, formada en las primeras etapas de expansión del fondo marino en la cuenca, antes de la deposición de sal.

La Figura 23 muestra que los altos magnéticos (2 y 3) forman parte del alto gravimétrico correspondiente a la Anomalía de Texas, también muestra la distribución del cuerpo *high BAHA* en relación con la anomalía magnética de P2-C superpuesta a la carta magnética regional del EMAG-v3. Esto sugiere una posible correlación entre las

anomalías (2 y 3) y el antiguo margen volcánico descrito por Mickus et al. (2009). Por otro lado, la anomalía (1) en el sector oriental del polígono podría estar relacionada con la cadena volcánica propuesta por Hudec et al. (2020) que ellos presumen sería el margen de transición entre cortezas.

De esta manera, el polígono P2-C se encuentra en una ubicación entre dos márgenes ígneos de diferentes edades. Al occidente, la anomalía gravimétrica de Texas, asociada con un margen volcánico que representa un origen temprano durante el proceso de ruptura de la cuenca (Mickus et al., 2009). Contrario, al oriente la cadena volcánica *high BAHA*, con un origen ígneo más reciente. Con estas consideraciones, muy probablemente el COB pasa por el polígono P2-C, específicamente en el sector oriental.

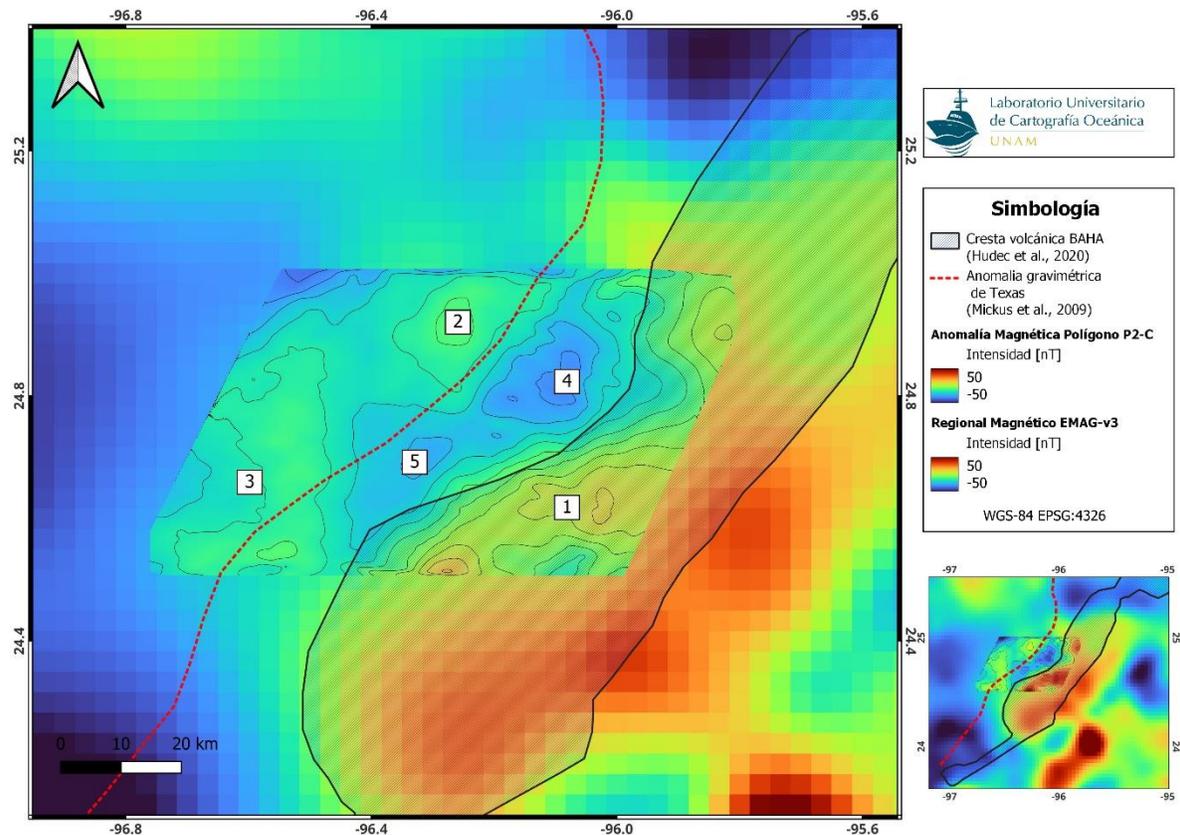


Figura 23. Anomalía magnética del polígono P2-C sobre datos regionales del EMAG-v3. Línea roja punteada indica alto gravimétrico correspondiente a la anomalía de Texas por Mickus et al. (2009). Contorno negro rodea la cadena volcánica referida como *high BAHA* por Hudec et al. (2020).

La Figura 24 presenta tres lineamientos del COB (Nguyen and Mann, 2016, Filina and Beutel, 2022 y Christeson, 2014) en el área occidental del GoM. Debido a la complejidad de realizar una configuración del COB utilizando una línea exacta y teniendo en cuenta que es una zona de transición litosférica. Una posible configuración del COB es mostrada por una franja de referencia que abarca el sector oriental del polígono de investigación P2-C. Dentro de esta franja que abarca un ancho de ~30 km pudiese estar la transición entre cortezas, extendiéndose hacia el oriente. Aunque es incierto cuál es el límite oriental de la franja debido a la baja resolución de los datos magnéticos en el regional y a que nos encontramos dentro de una zona de acomodo estructural y gran presencia de tectónica salina.

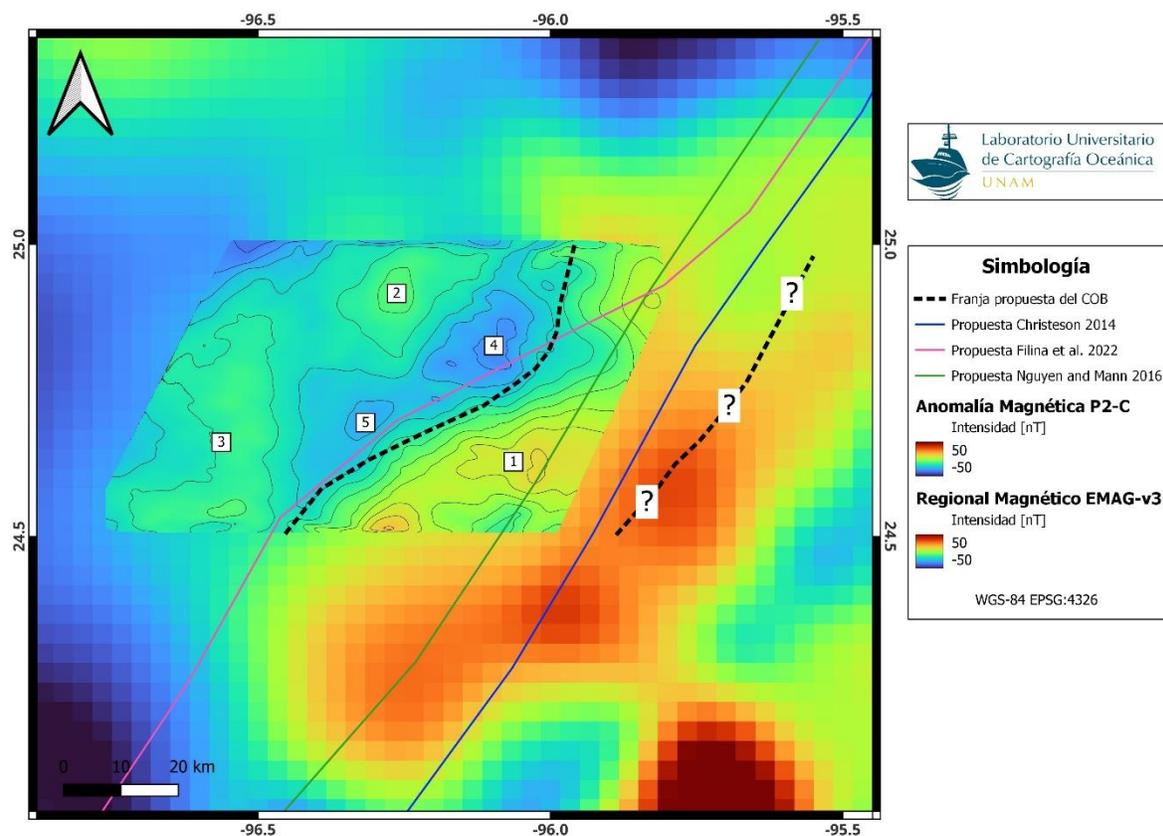


Figura 24. Interpretación del COB dentro del polígono P2-C. Líneas sólidas señalan propuestas de la configuración del COB dentro de la zona (i.e. Nguyen and Mann, 2016; Filina et al., 2022; Christeson, 2014). Línea negra segmentada señala posible franja de transición del COB interpretada en este trabajo.

6. CONCLUSIONES

La campaña PERDIDO-2 fue llevada a cabo en las provincias fisiográficas Salina del Bravo y Cinturón Plegado de Perdido, dentro del margen occidental del Golfo de México. Durante esta investigación, datos magnéticos marinos fueron registrados y procesados para definir la geometría de las anomalías magnéticas dentro del polígono P2-C. El cual se sugiere está ubicado sobre el límite entre la corteza oceánica y continental (COB, *continental oceanic boundary* por sus siglas en inglés).

El análisis y procesamiento de los datos magnéticos registrados durante la campaña proporcionan una geometría más detallada de las anomalías magnéticas presentes en el área. Los resultados exhiben cinco anomalías dentro del polígono P2-C manifestadas por zonas de altos valores (1, 2 y 3) y bajos valores magnéticos (4 y 5). El análisis comparativo entre estas anomalías, junto a la batimetría y la tendencia magnética regional ha contribuido a redefinir la configuración del COB en esta región de la cuenca. La geometría de estas anomalías, especialmente la zona con el alto magnético (1) al oriente del polígono que se alinea con la tendencia magnética regional, sugiere que dentro del polígono se encuentra la franja transicional del COB. Los altos magnéticos (4 y 5) en el sector occidental del polígono (Figura 23) son descartados debido a que se asocian a la anomalía gravimétrica de Texas, que es interpretada por Mickus et al. (2009) como una antigua cadena volcánica en el margen continental. Por otro lado, el alto magnético (1) pertenece a una tendencia de altos al oriente, posiblemente asociados a una cadena volcánica referida como *high BAHA*, que podría representar el límite entre cortezas, según la interpretación de Hudec et al. (2020).

Basado en los resultados de Hudec et al. (2020) y la zona oriental con el lineamiento magnético (1) descrito en este trabajo, la posible ubicación del límite entre la corteza oceánica y continental está localizada dentro del sector oriental del polígono P2-C. Dado que se considera que la zona de transición entre cortezas es amplia, el COB fue interpretado como una franja (Figura 24). Esta franja posiblemente abarca unos 30 km de ancho en esta zona del occidente de la cuenca.

Es necesario realizar más estudios geofísicos, especialmente estudios sísmicos y gravimétricos más detallados para determinar con mayor exactitud la configuración del COB.

REFERENCIAS

- Bird, D. E., Burke K., Hall, S. A., & Casey J. F. (2005). *Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution*. *AAPG Bulletin*, 89 (3), 311-328.
- Blakely, R. J. (1995). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications* (Primera, Vol. 1). Cambridge University Press.
- Breiner, S. (1973). *Applications Manual for Portable Magnetometers*. Geometrics. U.S.A.
- Bullard, E. C., & Mason, R. G. (1961). The magnetic field astern of a ship. *Deep Sea Research*, 8, 20–27.
- CNH. (2015). *Golfo de México. Aguas Profundas Norte*. www.cnh.gob.mx
- CNH. (2019). *Recursos Prospectivos de México: Área Perdido, Cordilleras Mexicanas y Cuenca Salina, aguas profundas del Golfo de México*.
- Dobrin, M. B. (1976). *Introduction to Geophysical Prospecting*. (Third edition). University of Houston.
- Escalera, J. A. Y Hernández, U. (2010). Provincias petroleras de México: *Well Evaluation Conference Mexico*. Schlumberger Oilfield Services México. Pp. 1.2-1.33.
- Ewing, T. E., & Galloway, W. E. (2019). Evolution of the northern gulf of Mexico sedimentary basin. In *The Sedimentary Basins of the United States and Canada* (pp. 627–694). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63895-3.00016-4>
- Filina, I. (2019). Crustal architecture of the northwestern and central Gulf of Mexico from integrated geophysical analysis. *Interpretation*, 7(4), T899–T910. <https://doi.org/10.1190/int-2018-0258.1>
- Filina, I. Y., & Beutel, E. (2022). *Geological and Geophysical Constraints Guide New Tectonic Reconstruction of the Gulf of Mexico Integrated Geophysical Analysis in the Northeastern Gulf of Mexico View project Midcontinent Rift in Nebraska View project Geological and Geophysical*.
- Galloway, W. E., Ganey-Curry, P. E., Li X., & Buffler, R. T. (2000). *Cenozoic depositional history of the Gulf of Mexico basin*. *AAPG Bulletin*, v. 84, 1743-1774. <https://doi.org/10.1306/8626C37F-173B-11D7-8645000102C1865D>
- Gonzalez, W. D., Joselyn, J. A., Kamide, Y., Kroehl, H. W., Rostoker, G., Tsurutani, B. T., & Vasyliunas, V. M. (1994). ¿What is a geomagnetic storm?. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 99. pp. 5771-5792.
- Hinze, W. J., Von Frese, R. R. B., & Saad, A. H. (2013). *Gravity and Magnetic Exploration Principles, Practices, and Applications* (Cambridge University Press, Ed.1; Vol. 1).
- Hsu, S. K., Yeh, Y. C., Doo, W. Bin, & Tsai, C. H. (2004). New bathymetry and magnetic lineations identifications in the northernmost South China Sea and their tectonic implications. *Marine Geophysical Research*, 25(1–2), 29–44. <https://doi.org/10.1007/s11001-005-0731-7>

- Hudec, M. R., Norton, I. O., Jackson, M. P. A., & Peel, F. J. (2013). Jurassic evolution of the Gulf of Mexico salt basin. *AAPG Bulletin*, 97(10), 1683–1710. <https://doi.org/10.1306/04011312073>
- Hudec, M. R., Dooley, T. P., Peel, F. J., & Soto, J. I. (2020). Controls on the evolution of passive-margin salt basins: Structure and evolution of the Salina del Bravo region, northeastern Mexico. *AAPG Bulletin*, 132(5-6), 997-1012.
- Ibrahim, A. K., Carye, J., Latham, G., & Buffler, R. T. (1981). Crustal Structure in Gulf of Mexico from OBS Refraction and Multichannel Reflection Data. *AAPG*, 65(7), 1207–1229. http://pubs.geoscienceworld.org/aapgbull/article_pdf/65/7/1207/4478136/aapg_1981_0065_0007_1207.pdf
- Jones, E. J. W. (1999). *Marine geophysics*. Wiley-Blackwell.
- Maus, S., Sazonova, T., Hemant, K., Fairhead, J. D., & Ravat, D. (2007). National geophysical data center candidate for the world digital magnetic anomaly map. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(6). <https://doi.org/10.1029/2007GC001643>
- Merril, R. T., McElhinny, M. W. & McFadden, P. L. (1996). The magnetic field of the earth. International Geophysics Series. 2nd edition.
- Mickus, K., Stern, R. J., Keller, G. R., & Anthony, E. Y. (2009). Potential field evidence for a volcanic rifted margin along the Texas Gulf Coast. *Geology*, 37(5), 387–390. <https://doi.org/10.1130/G25465A.1>
- Nguyen, L. C., & Mann, P. (2016). Gravity and magnetic constraints on the Jurassic opening of the oceanic Gulf of Mexico and the location and tectonic history of the Western Main transform fault along the eastern continental margin of Mexico. *Interpretation*, 4(1), SC23–SC33. <https://doi.org/10.1190/INT-2015-0110.1>
- Padilla Y Sánchez, R. J. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano, Golfo de México Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 59(1), 19–42.
- Pindell, J. L., & Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: An update. *Geological Society Special Publication*, 328, 1–55. <https://doi.org/10.1144/SP328.1>
- Reynolds, J. M. (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics* (2nd ed.). Wiley-Blackwell. www.wiley.com/go/reynolds/introduction2e
- Rodríguez Santana, A., Antoranz Pecharromán, A. M., Menéndez González, I., & Cisneros Aguirre, J. (2006). *Geofísica marina: fundamentos y aplicación a la tectónica global* (1st ed.). Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Vicerrectorado de Planificación y Calidad.
- Salvador, Amos. (1991). *The Gulf of Mexico Basin: Vol. J*. Geological Society of America.
- Sandwell, D. T., Müller, R. D., Smith, W. H. F., Garcia, E., & Francis, R. (2014). New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. *Science*, 346(6205), 65–67. <https://doi.org/10.1126/science.1258213>

- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics* (2nd ed.). Cambridge University Press.
- Vazquez-Meneses, M. E. (2005). *Gravity Tectonics, Western Gulf of Mexico* [Ph.D]. Royal Holloway University of London.
- Yarger, H. L., Robertson, R. R., & Wentland, R. L. (1978). Diurnal drift removal from aeromagnetic data using least squares. *Geophysics*, 43 (6); 1148-1156.

ANEXO A

Para llevar a cabo esta investigación, el Laboratorio Universitario de Cartografía Oceánica (LUCO) proporcionó la base de datos correspondiente al polígono P2-C. Estos datos consisten en bitácoras de observaciones durante el levantamiento, registro magnético y rutas de navegación. El registro magnético está dividido en tres archivos con extensión INT, ordenados cronológicamente del 19 al 23 de julio de 2016 (Tabla 3). Estos archivos contienen los valores y parámetros de la medición de campo magnético como intensidad de la señal, profundidad del magnetómetro, fecha, hora en GMT, coordenadas geográficas del magnetómetro, coordenadas geográficas de la embarcación, así como el número de línea asociado a cada medición.

Archivo .INT	Fecha (inicio-final)	Hora GMT (inicio-final)
PERDIDO2C_SURVEY11	18-julio-2016 al 20-julio-2016	15:55:48 – 12:05:47
PERDIDO2C_SURVEY12	20-julio-2016 al 22-julio-2016	12:24:50 – 22:20:44
PERDIDO2C_SURVEY13	22-julio-2016 al 23-julio-2016	22:44:20 – 22:01:48

Tabla 3. Archivos INT correspondientes al registro magnético del polígono P2-C.

Los archivos .INT mencionados en la Tabla 3 contienen datos de 31 líneas magnéticas. Sin embargo, en este estudio únicamente fueron utilizadas 24 líneas, descartando 6 líneas que corresponden a tránsitos de la embarcación y una línea debido al excesivo ruido en el registro magnético. La Tabla 4 muestra la información correspondiente a las 24 líneas.

Número de línea	Número de mediciones	Fecha	Hora GMT de inicio	Hora GMT de final
1	6100	19-julio-2016	05:50:29	09:13:49
2	7127	19-julio-2016	09:34:21	13:31:53
3	8197	19-julio-2016	13:57:17	18:30:33
4	6231	19-julio-2016	19:15:21	22:45:09
5	7617	20-julio-2016	03:25:29	07:39:21
6	7366	20-julio-2016	08:00:17	12:05:47
7	7341	20-julio-2016	12:24:51	16:29:35

8	7328	20-julio-2016	16:59:37	21:03:53
9	7154	20,21-julio-2016	21:25:29	01:23:55
10	7446	21-julio-2016	01:44:39	05:52:55
11	8443	21-julio-2016	06:17:47	10:59:12
12	8155	21-julio-2016	11:24:58	15:56:48
13	7100	21-julio-2016	16:13:26	20:11:00
14	6823	21,22-julio-2016	20:43:36	00:31:04
15	7125	22-julio-2016	00:50:44	04:48:12
16	7458	22-julio-2016	05:13:16	09:21:50
17	7279	22-julio-2016	09:40:02	13:42:38
18	7361	22-julio-2016	14:01:54	18:07:22
19	6996	22-julio-2016	18:27:35	22:20:45
20	6340	22,23-julio-2016	22:44:20	02:15:38
21	7072	23-julio-2016	02:30:08	06:25:50
22	7296	23-julio-2016	06:55:00	10:58:10
23	6395	23-julio-2016	11:14:06	14:47:14
24	6514	23-julio-2016	15:02:20	18:39:27

Tabla 4. Número de mediciones magnéticas por cada línea adquirida dentro de P2-C.

El registro de 24 líneas da un total de 172,264 mediciones del campo magnético total correspondientes al polígono P2-C. Estas mediciones fueron reducidas para obtener la anomalía magnética, siguiendo la metodología previamente descrita en este trabajo. Durante el procesamiento, los datos son ordenados por número de línea cronológicamente y reducidos por el efecto del campo magnético terrestre teórico (IGRF), la variación diurna y el efecto del rumbo de la embarcación. La Tabla 5 muestra como ejemplo, una medición aleatoria junto al proceso de reducción que fue llevado a cabo.

Línea	Date	Time (GMT)	Longitud	Latitud	Signal	Profundidad (m)	Vobs (nT)	Valor IGRF (nT)	Vobs-IGRF (nT)	CorrVD (nT)	CorrER (nT)	Anomalía Magnética (nT)
1	07/19/16	05:50:29	-95.8008353	24.928294	239	15.04	44119.72	44101.2	18.52	17.4460899	11.45109	11.45109
1	07/19/16	05:50:31	-95.800866	24.9282244	237	15.14	44119.71	44101.2	18.51	17.4360899	11.4421161	11.4421161
1	07/19/16	05:50:33	-95.8008967	24.9281547	235	15.25	44120.11	44101.1	19.01	17.9360899	11.9421157	11.9421157
1	07/19/16	05:50:35	-95.8009274	24.928085	237	15.3	44119.85	44101.1	18.75	17.6772512	11.6822501	11.6822501
1	07/19/16	05:50:37	-95.8009581	24.9280154	236	15.62	44119.17	44101	18.17	17.0972512	11.1024518	11.1024518
1	07/19/16	05:50:39	-95.8009891	24.9279451	235	15.3	44119.39	44101	18.39	17.3172512	11.3223205	11.3223205
1	07/19/16	05:50:41	-95.8010194	24.9278764	238	15.36	44119.2	44101	18.2	17.1272512	11.1307825	11.1307825

Tabla 5. Procesamiento de cada punto de medición magnética.

En la tabla 5 se indican las siguientes columnas:

- Número de línea
- Fecha de registro
- Hora de registro en GMT
- Coordenadas geográficas de magnetómetro (longitud y latitud)
- Intensidad de señal asociada al magnetómetro
- Profundidad de magnetómetro
- Vobs corresponde al valor total del campo geomagnético medido por el magnetómetro
- Valor IGRF corresponde al valor del campo teórico en función de tiempo y ubicación de la medición
- Vobs - IGRF corresponde a la corrección de IGRF
- CorrVD corresponde a la corrección de variación diurna
- CorrER corresponde a la corrección por efecto de rumbo
- Anomalía magnética corresponde al valor final después de realizar las tres correcciones estándar.

ANEXO B

Filtro direccional 2D desarrollado dentro del LUCO es mostrado de manera general. El filtro tiene como objetivo suprimir selectivamente las componentes magnéticas asociadas con la huella de adquisición relacionada con la pendiente de las líneas magnéticas adquiridas. El diseño del código es de acuerdo a las complejidades que se tuvieron debido a la forma romboidal del polígono P2-C.

```
%Creacion Filtro Direccional
close all
clear all
clc

%cargar datos
PERDIDO=readtable('DatosListosFiltro.csv');

%cargar coordenadas en UTM
latm=table2array(PERDIDO(:,2));
lonm=table2array(PERDIDO(:,1));

%cargar coordenadas geograficas
lat=table2array(PERDIDO(:,4));
lon=table2array(PERDIDO(:,3));

%cargar datos magneticos corregidos por IGRF, VD y rumbo
CR_d=table2array(PERDIDO(:,6));

%crear una malla utilizando coordenadas UTM
xm_limit = [min(lonm),max(lonm)];
ym_limit = [min(latm),max(latm)];

%crear una malla utilizando coordenadas geograficas
x_limit = [min(lon),max(lon)];
y_limit = [min(lat),max(lat)];

%grid en metros
[xqm, yqm] = meshgrid(linspace(xm_limit(1), xm_limit(2), 2000), linspace(ym_limit(1), ym_limit(2), 2000));

%grid en grados
[xq, yq] = meshgrid(linspace(x_limit(1), x_limit(2), 2000), linspace(y_limit(1), y_limit(2), 2000));

% interpolar los datos usando griddata
zqm= griddata(lonm,latm,CR_d,xqm,yqm,'linear');
zqm = smoothdata(zqm, 'gaussian');

% realizar interpolación suave para manejar NaN usando regionfill
nan_positions = isnan(zqm);
zqm = regionfill(zqm, nan_positions);

% encontrar el desplazamiento necesario para centrar el grid zqm en el cero cero
x_shift = min(xqm(:));
y_shift = min(yqm(:));

% ajustar las coordenadas de la malla zqm para que comiencen desde el cero
xqm_centered = xqm - x_shift;
yqm_centered = yqm - y_shift;

% calcular los desplazamientos máximos en UTM para ajustar los ejes en metros
max_x_meters = max(xqm_centered(:));
max_y_meters = max(yqm_centered(:));

% ajustar los valores de zqm para reflejar el cambio en las coordenadas
zqm_adjusted = zqm;

%rango de valores en nT de anomalia magnetica
minValue=-40;
maxValue=26;
```

Figura 25. Filtro direccional implementado en MATLAB (1ra sección).

```

% anomalia magnetica antes de aplicar filtro en UTM
figure()
surf(xqm_centered, yqm_centered, zqm_adjusted);
colormap('jet');
colorbar;
shading interp
title('Carta de Anomalia Magnética, Perdido 2C')
xlabel(['Distancia Este [m] (hasta ' num2str(max_x_meters) 'm)'], 'FontWeight', 'bold')
ylabel(['Distancia Norte [m] (hasta ' num2str(max_y_meters) 'm)'], 'FontWeight', 'bold')
zlabel('Mag [nT]')
view(0, 90);

%calcular pendiente (adimensional) utilizando promedio de lineas
m=(35540-20780)/(37860-31060);
parametro= 1/m; %representa el valor de la pendiente en el dominio de Fourier
dx=1;
dy=1;
[Ny Nx]=size(zqm_adjusted);

%frecuencias de nyquist
FNX=1/(2*dx);
FNY=1/(2*dy);

%frecuencias fundamentales
F0X=1/(Nx*dx);
F0Y=1/(Ny*dy);

%numeros de onda
FX=[-FNX:F0X:FNX-F0X];
FY=[-FNY:F0Y:FNY-F0Y];
[FXX FYY]=meshgrid(FX,FY);

%transformar datos al dominio de Fourier
H=fftshift(fft2(zqm_adjusted));

figure()
surf(FXX,FYY,abs(H))
shading interp
view(2)

% diseñamos el filtro
B=ones(2000,2000);
for c1=1:Ny
    for c2=1:Nx
        if (abs((FYY(c1,c2)/FXX(c1,c2)))<.45 && abs((FYY(c1,c2)/FXX(c1,c2)))>.001)
            B(c1,c2)=0;
        end
    end
end

figure()
surf(FXX,FYY,B)
title('Filtro F-K')
shading interp
view(2)

%deconvolucionamos
H=H.*B;
%regresamos los datos al dominio espacial
h2=real(ifft2(fftshift(H)));

```

Figura 26. Filtro direccional implementado en MATLAB (2da sección).

```

%GRAFICAMOS LOS DATOS EXTRAPOLADOS FILTRADOS
figure()
surf(xqm_centered, yqm_centered,h2)
colormap('jet');
shading interp
view(2)

%desplegamos con tamaño de malla original
h2(nan_positions) = NaN;
figure()
surf(xq, yq, h2)
colormap('jet');
shading interp
view(2)
colorbar
title('Anomalía magnética en P2-C con filtro F-k')
xlabel('Longitud[°'],'FontWeight','bold')
ylabel('Latitud[°'],'FontWeight','bold')
zlabel('Mag[nT]')
xlim([-96.8,-95.78])
ylim([24.45,25.05]);
hold on; % para mantener la superficie existente en la grafica
[C,h]=contour(xq, yq, h2, 'ShowText', 'on','LevelStep', 5,'LineColor', 'k', 'LineWidth', 2, 'LineStyle', '--');
% 'ShowText' permite mostrar los valores de las curvas en la grafica
h.ContourZLevel=80
view(0,90);
%Añadir etiquetas al colorbar
cbar= colorbar('LimitsMode', 'manual');
cbar.Limits = [minValue, maxValue];
xlabel(cbar, '[nT]','FontWeight','bold')
ax = gca;
ax.FontSize = 19;
gridwrite2(lon,lat,h2,'gridfiltrado.grd') %guardar grid filtrado

```

Figura 27. Filtro direccional implementado en MATLAB (3ra sección).

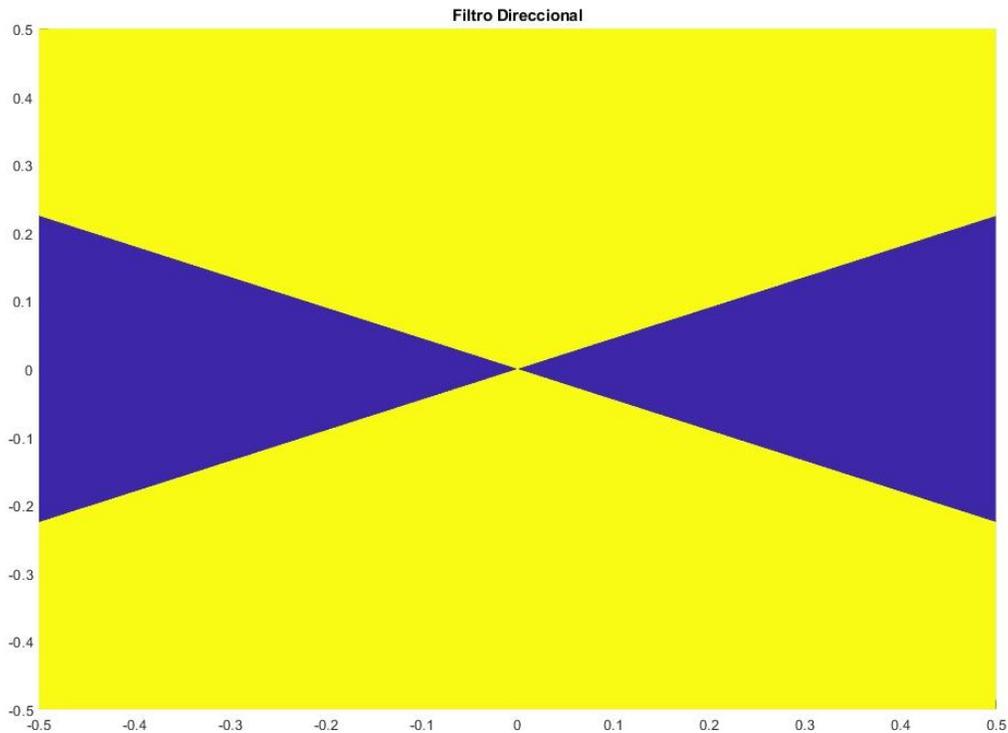


Figura 28. Diseño de filtro direccional 2D. Banda azul muestra las pendientes rechazadas y banda amarilla las aceptadas.