



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**MAGNETOMETRÍA MARINA EN EL TALUD
CONTINENTAL DE LA BAHÍA DE PETACALCO,
GUERRERO Y MICHOACÁN, MÉXICO –
MAMRIV12**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A

JOSÉ OMAR MATEOS RODRÍGUEZ

DIRECTOR DE TESIS

DR. CARLOS A. QUINTIL MORTERA GUTIÉRREZ



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2020

“– Mi abuelo siempre decía que el otoño es la estación idónea para arrancar de raíz cualquier cosa que no quieras que vuelva a molestarte. –”

Patrick Rothfuss, *El Nombre del Viento*.

Le dedico el presente escrito a mi madre, cuyo amor es la fuerza que mantiene a flote este navío.

Agradecimientos

A la UNAM y la Facultad de Ingeniería, que han sido mi segundo hogar y me han permitido crecer profesional y personalmente.

A mi tutor de tesis, el Dr. Carlos Mortera, del que he aprendido invaluable lecciones participando en muchas de sus campañas de exploración geofísica marina.

Al grupo de Geofísica Marina del Instituto de Geofísica, al B/O *El Puma* y su tripulación, y al proyecto UNAM-DGAPA-PAPIIT-IN115613 por el apoyo humano, material y económico proporcionado para la adquisición de datos en el talud de Guerrero durante la campaña MAMRIV12. Así mismo, al proyecto UNAM-DGAPA-PAPIIT-IN113217 que contribuyó en la compra de la licencia educativa del software GEOSOFT con el que se analizaron los datos magnéticos marinos.

A los miembros de mi jurado: al Dr. William Bandy, por sus palabras y oportunas correcciones; al M. en C. Esteban Hernández, por proporcionarme datos del observatorio geomagnético de Teoloyucan y por brindarme importantes comentarios; al Ing. Alejandro García, por sus minuciosas aportaciones; y al Dr. Mauricio Nava, por los consejos recibidos cuando inicié mi investigación.

A mis colegas Daniel, Carmen y Paco, por sus aportaciones. Y por su amistad y apoyo, a Ángel, Genaro, Sandra, Bianca, y Humberto.

A mis padres, Alma y José, que hicieron todo lo posible para que pudiera estudiar la licenciatura. A mis hermanas Cristal y Perla, así como al resto de toda la bola de cabronas y cabrones que son mi familia, por estar ahí cuando se los necesita.

Y a noyolohueyxolotzin, que con tus “humildes” opiniones me ayudaste a salir adelante. Tu salamandra te agradece por el honor de poder compartir todo contigo.

Índice

Resumen	2
Abstract	3
Introducción	4
1. Antecedentes	6
1.1. Geografía de la Bahía de Petacalco	7
1.2. Marco Tectónico	7
1.3. Marco Geológico	11
1.4. Estudios Previos	15
2. Metodología	17
2.1. Principios del Geomagnetismo	17
2.1.1. Potencial Magnético	17
2.1.2. Magnetización	17
2.1.3. Campo Geomagnético	19
2.1.4. Cálculo de la Anomalía de Campo Magnético	21
2.1.5. Índice DST	25
2.2. Adquisición de Datos	26
2.3. Procesado de Datos	29
2.3.1. Corrección por IGRF	29
2.3.2. Corrección por Variación Diurna	29
2.3.3. Corrección por Rumbo del Buque	31
3. Resultados del Procesado	34
4. Discusión de Resultados	40
4.1. Observaciones Generales	40
4.2. Relación de las Anomalías Observadas con los Rasgos Batimétricos ...	43
4.3. Análisis Comparativo con Cartas Aeromagnéticas de la Bahía de Petacalco.....	47
5. Conclusiones	51
Referencias	53

Resumen

Entre los grandes eventos sísmicos ocurridos en territorio mexicano en los últimos 100 años, se gestaron dos grandes terremotos frente a las costas de los estados de Michoacán y Guerrero, que tuvieron una gran relevancia en la vida social de México. El primero ocurría el 19 de septiembre de 1985 con una magnitud M_w 8.1. Un día después, una réplica sísmica generó un tsunami que inundó las costas de ambos estados, cubriendo parcialmente el puerto de Lázaro Cárdenas. Motivado por estos eventos y no teniendo certeza de cómo se deformó el lecho marino que originó el tsunami, se ha estado cartografiando la Bahía de Petacalco. En 2012, el grupo de Geofísica Marina del Instituto de Geofísica de la UNAM realizó la campaña de geofísica marina MAMRIV12 a bordo del B/O *El Puma*, en la cual se registraron datos magnéticos. Las lecturas de campo total magnético se obtuvieron del 3 al 5 de junio. Para obtener la correspondiente anomalía magnética dentro de la Bahía, en este estudio se llevó a cabo un procesamiento estándar para reducir los datos magnéticos marinos. La reducción se hizo sustrayendo el valor del campo geomagnético de referencia, así como corrigiendo los valores por efectos de variación diurna y rumbo de la embarcación.

Abstract

Among the major seismic events that have occurred in Mexican territory in the last 100 years, two large earthquakes were gestated off the coasts of the states of Michoacán and Guerrero, which had great relevance in the social life of Mexico. The first occurred on September 19, 1985, with a magnitude M_w 8.1. A day later, a seismic aftershock generated a tsunami that flooded the coasts of both states, partially covering the port of Lázaro Cárdenas. Motivated by these events and having no certainty as to how the seabed that caused the tsunami was deformed, Petacalco Bay it's being mapped. In 2012, the Marine Geophysics group of the UNAM Institute of Geophysics carried out the MAMRIV12 marine geophysics campaign on board the *B/O El Puma*, in which magnetic data were recorded. Total magnetic field readings were obtained through June 3 to 5. To obtain the corresponding magnetic anomaly within the Bay, standard processing was carried out in this study to reduce the marine magnetic data. The reduction was made by subtracting the value of the reference geomagnetic field, as well as correcting the values for the effects of diurnal variation and the vessel heading.

Introducción

El método magnético, siendo el más antiguo de los métodos de prospección geofísica, ha tenido gran utilidad e importancia a lo largo de la historia; para el caso marino, por ejemplo, era indispensable conocer con la mejor precisión posible la declinación del campo magnético terrestre para una correcta navegación. Estudiar las distintas formas de caracterizar el campo en superficie puede aportar gran información sobre las anomalías de estructuras en el subsuelo. El campo geomagnético varía con el tiempo, por lo que se requiere reducir los valores magnéticos observados, mediante procesos de simplificación y corrección, para calcular los valores de anomalías magnéticas.

La prospección de magnetometría marina registra datos del campo geomagnético en sitios sobre la superficie del mar, a lo largo de geometrías preestablecidas. La medición en un sitio comúnmente registra la magnitud de la intensidad del campo total, al cuantificar el valor de algunas de sus componentes o mediante la computación del valor del gradiente del campo. En los levantamientos de magnetometría marina, el sensor es arrastrado por la embarcación a una distancia considerable para minimizar el efecto del campo inducido por la misma embarcación.

A bordo del B/O *El Puma* (Figura 1), el grupo de geofísica marina del Instituto de Geofísica, UNAM, llevó a cabo la campaña oceanográfica MAMRIV12, del 23 de mayo al 5 de junio de 2012, en la cual se obtuvieron registros geofísicos de batimetría multihaz, perfiles sísmicos de alta resolución, así como datos de la intensidad de campo magnético. El registro magnético solo se realizó entre el 3 y 5 de junio, en un polígono alargado, alejado a unos 25 km de la costa de la Bahía de Petacalco, misma que se ubica a mar abierto entre los estados de Michoacán y Guerrero. Los datos de campo magnético registrados en el polígono son procesados y analizados, siendo el objetivo principal correlacionar las anomalías que se observan con los elementos tectónicos regionales en la zona de estudio; se

presentan los resultados del procesamiento e interpretación de la información asociada a la intensidad total de campo magnético que fue adquirida.



Figura 1. Buque de investigación oceanográfica de la UNAM, *El Puma*.

1. Antecedentes

El territorio de México está comprendido dentro de las placas tectónicas de Norteamérica, Pacífico, Caribe, Rivera y Cocos (Figura 2). El margen continental mexicano con el Océano Pacífico es una zona muy interesante en cuanto a las interacciones tectónicas producidas por el contacto entre las mismas placas (Kostoglodov y Pacheco, 1999). Esta actividad da origen a eventos sísmicos de considerable magnitud (como los Sismos de Petatlán en 1979, y el de Michoacán en 1985) que, además, son de carácter tsunamigénico. De ahí la necesidad por conocer más al respecto de la compleja dinámica asociada al proceso de subducción en la Trinchera Mesoamericana (Manea *et al.*, 2017), referida por las siglas MAT en ingles (*Middle American Trench*).

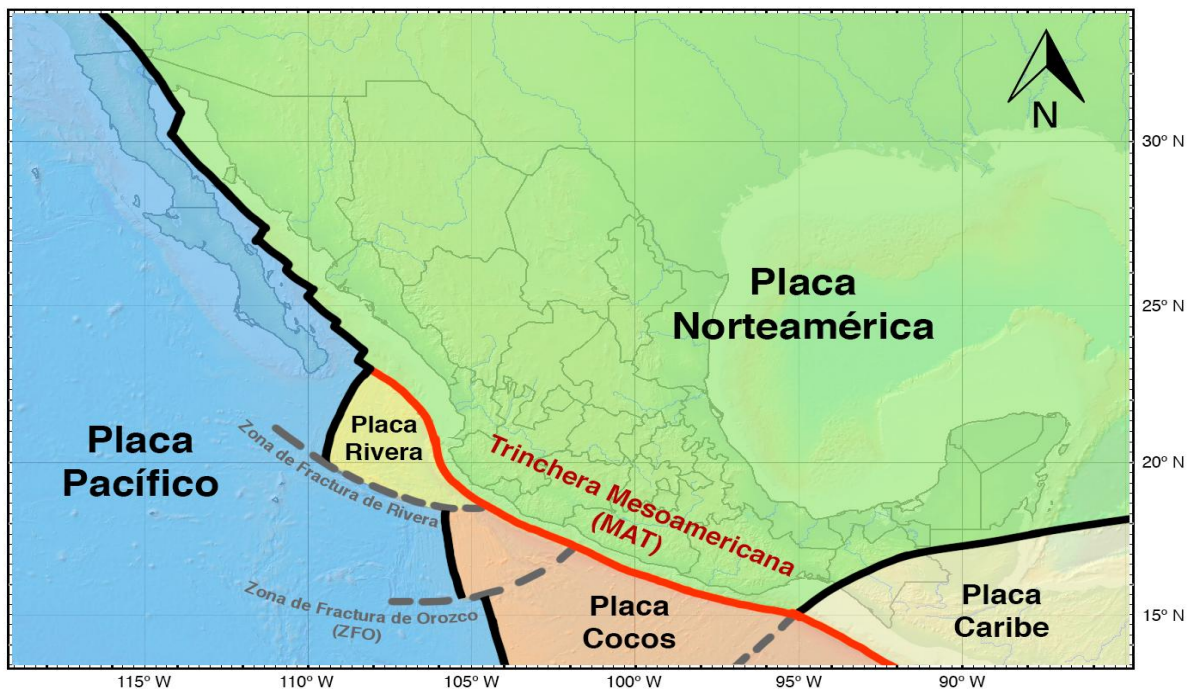


Figura 2. Placas tectónicas del territorio mexicano.

En la zona central de la MAT se tiene el escenario tectónico donde la placa de Cocos subduce bajo la placa Norteamérica (Molnar y Sykes, 1969). Cocos está compuesta de varios segmentos separados por zonas de fractura, entre los cuales hay discrepancia temporal (Kostoglodov y Ponce, 1994). En el caso de la región de la Bahía de Petacalco, la placa de Cocos se subduce en dos segmentos divididos por

la Zona de Fractura de Orozco (ZFO), la cual intersecta a la MAT en el límite entre los estados de Michoacán y Guerrero (Molnar y Sykes, 1969). Cubriendo parte de esta región en 2012, el B/O *El Puma* realizó un levantamiento geofísico exploratorio del subsuelo marino en el margen continental de la Bahía de Petacalco.

1.1. Geografía de la Bahía de Petacalco

La Bahía de Petacalco se localiza en la frontera entre los estados de Guerrero y Michoacán (delimitada por el cauce del Río Balsas); casi en su totalidad está contenida en la provincia fisiográfica conocida como la Costa Grande de Guerrero. Su extensión inicia en el sureste del estado de Michoacán, en el delta del Río Balsas, cerca de la ciudad portuaria de Lázaro Cárdenas, y termina al este en la ciudad de Ixtapa-Zihuatanejo. Otras poblaciones importantes de la bahía son Petacalco (donde existe una central termoeléctrica) y La Unión; la población total de la zona es entre los 200 mil habitantes, de acuerdo con cifras del Censo de Población y Vivienda 2010 (INEGI, 2011a, 2011b).

Parte de su costa yace en la planicie que delimitan la Sierra Madre del Sur y el Océano Pacífico. Las elevaciones importantes son las correspondientes a las sierras aledañas a la localidad de La Unión, así como el afloramiento rocoso de Ixtapa-Zihuatanejo. La presa La Villita es el cuerpo de agua continental más importante del área, que obstaculiza el curso del Río Balsas antes de encauzarse hacia el mar. Otros ríos que desembocan en la bahía son el de La Unión y el Ixtapa.

1.2. Marco Tectónico

La tectónica asociada en el margen continental de la MAT en México está caracterizada por los procesos de subducción de las placas de Rivera y Cocos bajo la placa Norteamérica (Molnar y Sykes, 1969; Pardo y Suárez, 1995). De acuerdo con Mammerickx y Klitgord (1982), la historia tectónica de la región marina se remonta a cuando la placa Farallón, que subducía bajo la placa de Norteamérica antigua, evolucionó a la placa de Guadalupe hace 25 Ma, misma que luego tuvo un proceso de fragmentación que dio origen a las placas de Nazca y proto-Cocos 2 Ma

después (Lonsdale, 2005). Aproximadamente 10 Ma después, proto-Cocos se fragmenta en las placas de Rivera y Cocos (Mammerickx y Klitgord, 1982; DeMets y Traylen, 2000).

La dirección de convergencia entre las placas de Cocos y Norteamérica es $N33^{\circ}E \pm 1^{\circ}$ a lo largo de la sección norte de la MAT, la cual difiere 12° en sentido horario en referencia a la dirección normal a la trinchera. Su tasa de convergencia aumenta hacia el sureste de 4.8 cm/año, en la longitud $104.5^{\circ} O$, a 7.5 cm/año, en $94^{\circ} O$ (DeMets y Stein, 1990; DeMets *et al.*, 1994). Además, su edad, desde el periodo del Mioceno medio-tardío, varía a lo largo de su intersección con la MAT en la costa sur de México (Mammerickx y Klitgord, 1982; Ponce *et al.*, 1992; Manea *et al.*, 2005), con los saltos asociados a zonas de fractura que dan origen a los bloques corticales de Michoacán, Guerrero y Oaxaca (Astiz y Kanamori, 1984).

La división entre los segmentos de Michoacán y Guerrero (Figura 3) de la MAT está dada por la Zona de Fractura de Orozco – ZFO (Molnar y Sykes, 1969; Pardo y Suárez, 1995), la cual es un amplio rasgo topográfico caracterizado por varias depresiones y cadenas de montes submarinos paralelas (Mammerickx y Klitgord, 1982). Al oeste de la ZFO, el ángulo con el que subduce Cocos es cercano a los 30° en profundidades superiores a los 40 km, mientras que al este la subducción es subhorizontal por cerca de 250 km después de la trinchera, con un incremento del ángulo hasta casi 75° poco antes de la Faja Volcánica Transmexicana (Pérez-Campos *et al.*, 2008). Entre estos bloques existe un cambio de edades en la litosfera oceánica entrante; por lo tanto, también las densidades de la litosfera varían. Al noroeste de la ZFO la corteza oceánica es más fría, gruesa y densa, comparando con la corteza más joven al sureste de la zona de fractura. Lo anterior provoca un contraste de flotabilidad que parece se refleja en el cambio de ángulo de subducción en cada bloque. Por último, Bandy *et al.* (2000) discuten sobre la posible separación

de la placa de Cocos en una parte norte y otra sur (presencia de un *slab tear*), teniendo como plano de corte a la Zona de Fractura de Orozco.

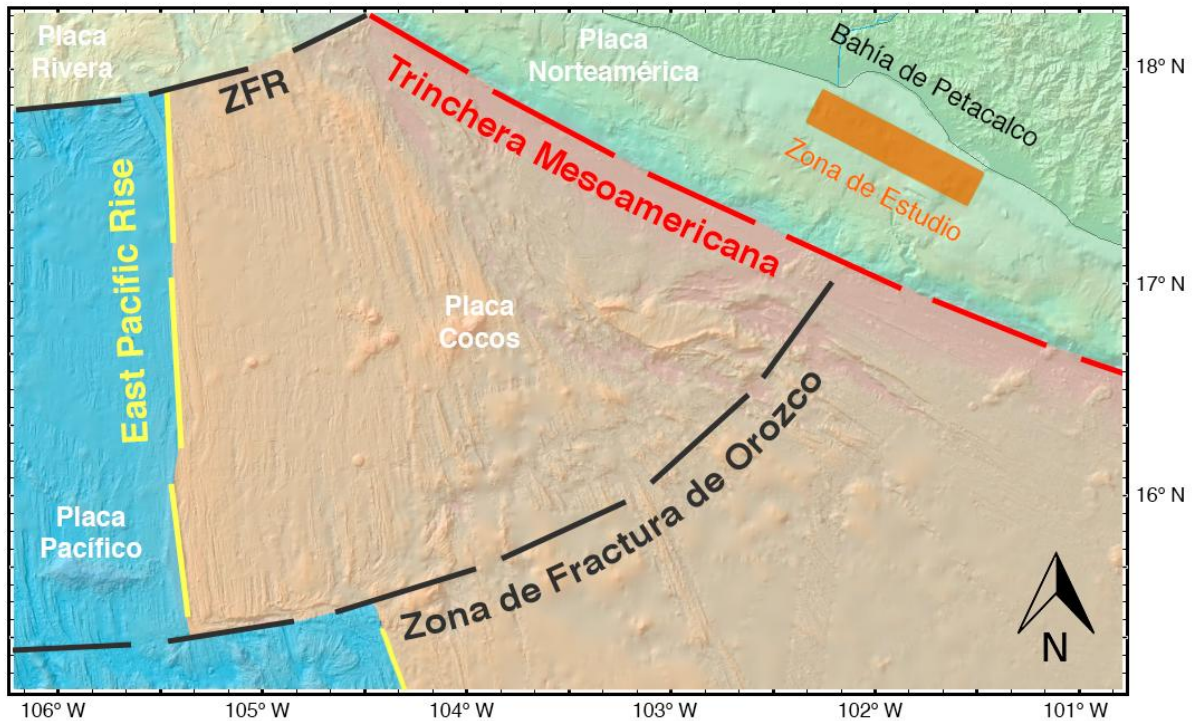


Figura 3. Elementos tectónicos de la Bahía de Petacalco.

El lecho marino de los márgenes convergentes de placas se caracteriza geomorfológicamente por trincheras submarinas profundas, y sísmicamente por zonas de hipocentros de grandes terremotos en la interfaz entre placas (von Huene y Scholl, 1991). El prisma acrecional de la placa continental tiene comúnmente espesores de entre 20 a 40 km; ese volumen de material ejerce una fuerza mecánica sobre la placa inferior, cuyo descenso erosiona y acrecienta el lecho marino a lo largo de la zona de subducción.

El relieve submarino de la corteza oceánica se marca con grabens y horsts, debido a esfuerzos de flexión en la zona en que la placa se dobla para ser subducida. Además, montes submarinos también impactan el límite convergente entre placas. El efecto de la subducción de este relieve es que producen desplazamientos verticales del margen continental. En especial, los montes submarinos subducidos elevan y abultan la pendiente interior de la trinchera, interrumpiendo la continuidad

pendiente abajo del sistema de drenaje de cañones submarinos secundarios que anteriormente conducían al suelo de la trinchera. Estudios con sismica de reflexión han mostrado que fallas de cabalgadura, acompañados de estratos inclinados, engrosan la capa de material sedimentario y el marco rocoso de la pared interna de la trinchera sin que la estructura del monte submarino cabalgante se vea afectada (Lallemand *et al.*, 1989).

En su etapa inicial, un monte submarino subducido presenta un flanco puntero que se vuelve angosto y elevado respecto del piso de la trinchera (Figura 4). En el flanco oceánico, fallas de extensión inicialmente se propagan a través del monte submarino a partir del punto en el que éste cruza la zona de mayor flexión de la corteza entrante, en el eje de la trinchera. La subducción de estos edificios acuña, deforma y, presumiblemente, fractura la base del talud continental (Lallemand y Le Pichon, 1987). Debido a que la pendiente de la pared interna de la trinchera típicamente tiene un ángulo crítico de estabilidad gravitacional (Nasu *et al.*, 1980; von Huene y Culotta, 1989), el material debilitado que subyace el abultamiento responde al empujamiento fallando en deslizamientos por gravedad. Conforme el flanco posterior del monte se mueve bajo la pendiente, el cinturón engrosado de roca fracturada y deformada apilada sobre la cresta del monte colapsa en una pendiente descendente hacia el piso de la trinchera (von Huene y Lallemand, 1990).

Evidencias de que el impacto de montes submarinos acelera la remoción de material del frente del margen son provistas por la existencia de *cookie bites* (cicatrices erosionales con forma de mordida de galleta) a través de la base de la pared continental de la trinchera. Estos reentrantes, o *cookie bites*, se forman donde los montes submarinos han avanzado por debajo de la pendiente de la trinchera. Hacia el continente, el paso del monte eleva localmente el contacto entre placas (la posición del *decollement*) y acelera la erosión basal de la estructura rocosa principal del margen continental. En márgenes sin acreción, las cicatrices del impacto de montes submarinos son evidencia de erosión frontal acelerada localmente (von Huene y Scholl, 1991).

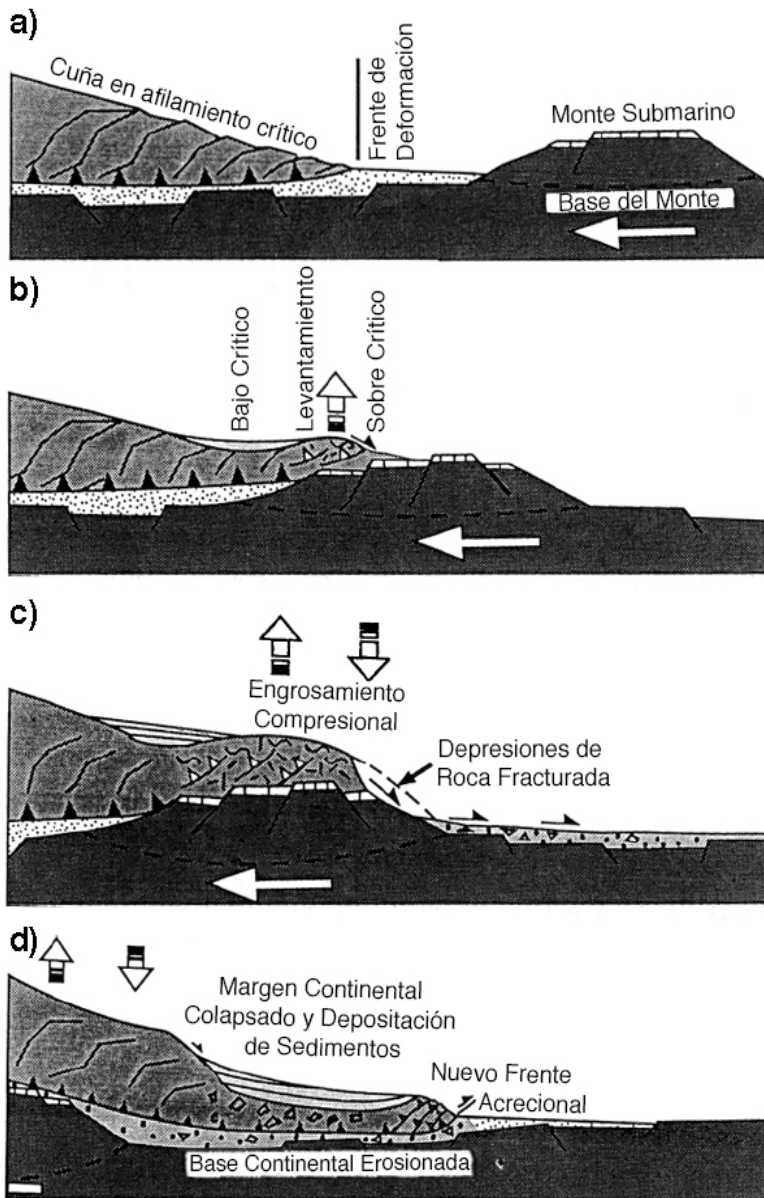


Figura 4. Secciones transversales que ilustran la respuesta progresiva de la pendiente continental a la subducción de un monte submarino (modificado de von Huene y Scholl, 1991):

a) fase inicial donde el flanco líder del monte, que se aproxima a la trinchera, comienza a acuñarse bajo la base de la pendiente de esta;

b) el infracabalgamiento de estos edificios acuña, deforma y fractura la base de la pendiente continental;

c) el material debilitado de la pendiente de la trinchera que subyace al abultamiento responde fallando en deslizamientos por gravedad;

d) conforme el flanco posterior del monte avanza bajo la pendiente continental, el cinturón abultado de roca fracturada y deformada, apilada sobre la cresta del monte submarino, colapsa en una pendiente descendente hacia el piso de la trinchera.

1.3. Marco Geológico

La Bahía de Petacalco se encuentra dentro de la provincia morfoestructural de la margen submarina del sur de México (Lugo, 1985), la cual está comprendida entre la Sierra Madre del Sur y la MAT.

La provincia de la Sierra Madre del Sur se caracteriza por contar con una planicie costera estrecha, que incluso llega a desaparecer dejando un litoral rocoso (Álvarez-Arellano y Gaitán, 1994); a este elemento Tamayo (1970) lo denominó Planicie

Costera Sudoccidental, misma que está sujeta a un proceso de inmersión que disminuye su ancho y provoca la formación de bahías como la de Zihuatanejo. Además, la provincia de la Cuenca del Balsas influye directamente en la sedimentación del área de la Bahía de Petacalco (Álvarez-Arellano y Gaitán, 1994).

De acuerdo con Lugo (1985), la MAT es la morfoestructura principal de esta región de México. La trinchera, que es una de las más someras en el mundo, va paralela al continente desde Cabo Corrientes hasta Panamá (Fisher, 1961); frente a las costas del territorio mexicano, la MAT presenta una alternancia de elevaciones y depresiones (fosas). Al suroeste del área de estudio se ubica la Fosa de Petacalco, la cual tiene 142 km de longitud (hasta la isobata 4500 m) y entre 10 a 22 km de ancho. Su máxima profundidad, localizada en su parte oeste, es de 4850 m.

La plataforma continental tiene unos 4 km de ancho (siendo la zona más estrecha de la plataforma continental en el estado de Guerrero), con una pendiente de $1^{\circ} 30'$, y cuyo borde se ubica en la isobata de 100 m con un quiebre de entre 3° y 5° (Carranza-Edwards *et al.*, 1986). El talud continental tiene un ancho entre 25 y 50 km, alcanzando profundidades poco más de 3,000 m. Su relieve presenta rasgos como laderas escarpadas y depresiones formadas por cañones submarinos (Lugo, 1985).

Topográficamente, los rasgos más sobresalientes de la zona son los cañones submarinos del Manglito, La Necesidad, Gasolinos, y el de Petacalco. Este sistema de cañones inicia en la plataforma continental y termina en la fosa de la MAT, recorriendo una distancia de 110 km desde la costa y llegando a profundidades cercanas a los 4,600 m (Reimnitz y Gutiérrez-Estrada, 1970). Se cree que su origen podría hallarse en la continuidad de fracturas, fallas, trazas de canales submarinos, o por la erosión y producto de corrientes fluviales durante regresiones del mar en épocas de glaciación (Morales de la Garza, 1988).

En cuanto a la distribución de sedimentos en la zona, existen varios factores a considerar: la descarga de sedimentos fluviales, cañones submarinos, corrientes,

entre otros. Los cañones fungen como una vía para el transporte de sedimentos, principalmente arenas, hacia zonas más profundas (Morales de la Garza, 1988).

Las unidades geológicas predominantes del área de estudio (Figura 5), de acuerdo a la clasificación de Carranza-Edwards *et al.* (1986), corresponden principalmente a tres dominios: dominio volcanosedimentario triásico-cretácico (rocas de origen volcanosedimentario, depositadas por el proceso de convergencia entre placas), dominio magmático y sedimentario continental terciario (presencia de sedimentos terrígenos y arcillosos de origen metamórfico, un cinturón batolítico Cenomaniano-Eoceno emplazado, y una cubierta andesítica-dactílica de origen ígneo-extrusivo coronada por ignimbritas, tobas, brechas y cenizas volcánicas), y el dominio de sedimentos recientes (sedimentos clásticos heterogéneos de composición cuarzo-feldespática, derivados del cuerpo batolítico de Guerrero y depositados entre el Pleistoceno-Holoceno sobre la planicie costera). Si bien la captación de elementos metálicos por el Río Balsas se hace notar en la composición de los sedimentos depositados en la plataforma continental, su influencia en un estudio magnético marino es despreciable.

En la sección marina, las unidades geológicas principalmente se componen de los sedimentos depositados en forma de arenas muy finas por los ríos que desembocan en la Bahía de Petacalco (principalmente el Río Balsas) y que son transportados a mayores profundidades por el sistema de cañones submarinos. La composición principal de estos sedimentos es de feldespatos, anfíboles y minerales pesados (cuarzo el más abundante), así como micas (Carranza-Edwards, 1986). Cabe mencionar que la presencia de presas en el Cauce del Balsas (La Villita e Infiernillo) ha disminuido de manera significativa el aporte de sedimentos a esta zona, rompiendo el equilibrio entre los procesos constructivos (deposición de sedimentos) y destructivos (erosión por efecto de oleaje y corrientes), provocando la reducción del abanico deltaico (Morales de la Garza *et al.*, 1988).

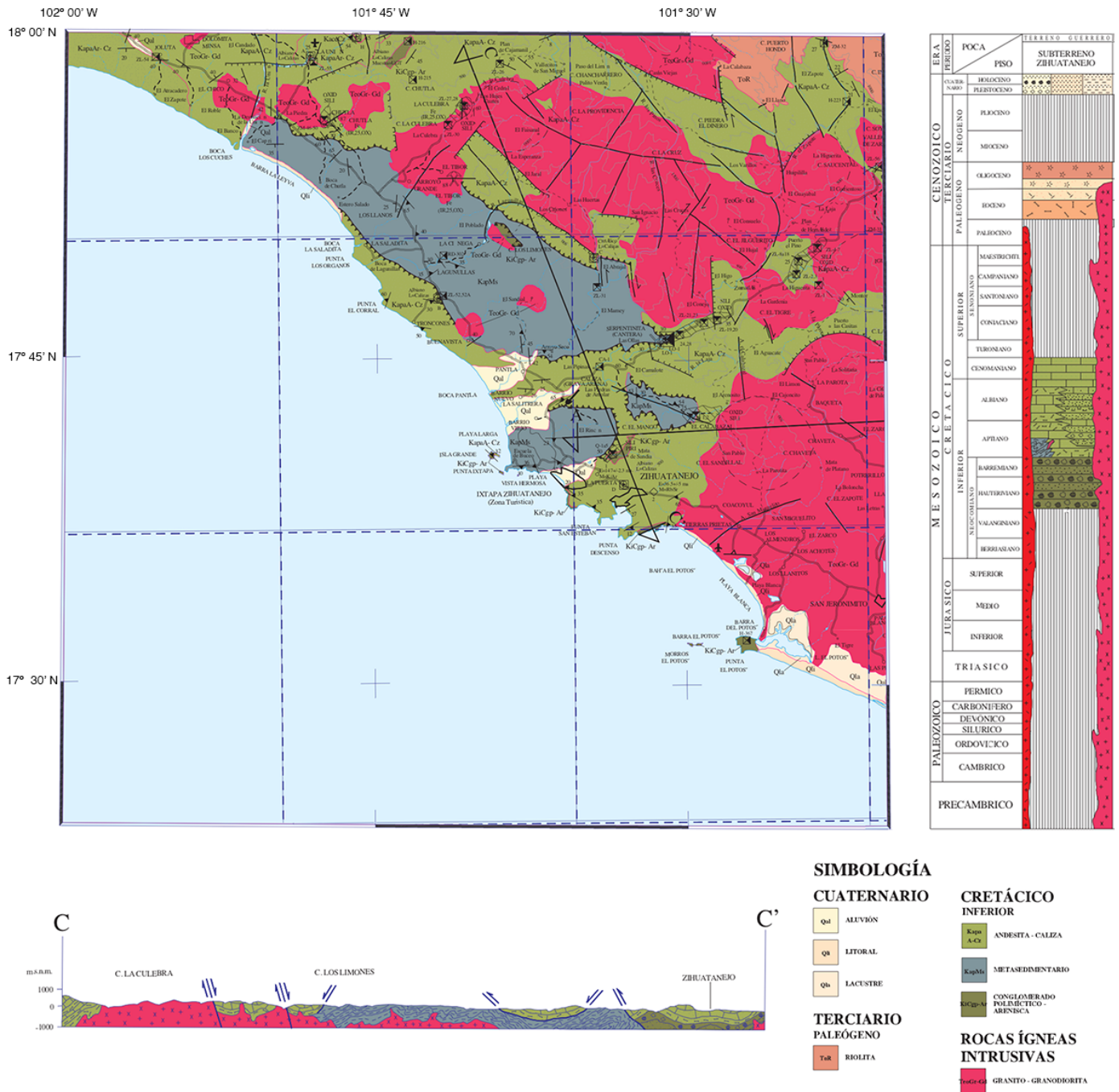


Figura 5. Geología y estratigrafía de la región de Zihuatanejo, límite este de la Bahía de Petacalco. Modificada de la carta geológico-minera “Zihuatanejo E14-7-10, Guerrero”, editada por el Servicio Geológico Mexicano.

El modelo general para la corteza continental del prisma de acreción en el sector marino, propuesto por von Huene y Scholl (1991), se compone de: una delgada capa de sedimentos recientes con densidad de 2.2 g/cm^3 , una corteza superior de granito intemperizado con densidad de 2.75 g/cm^3 , y una corteza inferior de 2.9 g/cm^3 (geología y valores de densidad provienen de Manea *et al.*, 2003).

Del basamento continental de la Bahía de Petacalco aún quedan dudas sobre su composición precisa. Principalmente se le asocia al contacto entre los complejos de Arteaga y Las Ollas, que son parte del subgrupo Zihuatanejo, perteneciente al terreno de Guerrero (Centeno-García *et al.*, 2008); el tipo de corteza continental que forman estos complejos, reflejan el régimen de arco magmático insular que hubo debido a la deformación Laramide en el suroeste de México (i.e. Elias-Herrera *et al.*, 2000; Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Talavera-Mendoza, 2000; Cabral-Cano *et al.*, 2000).

1.4. Estudios Previos

Se han realizado numerosos estudios en diversos campos del conocimiento en la zona de la Bahía de Petacalco; ejemplos son los trabajos de morfología submarina del talud continental de Reimnitz y Gutiérrez-Estrada (1970), los estudios sedimentológicos de Morales de la Garza (1988) y Carranza-Edwards (1986), o trabajos compilatorios de aspectos geográficos como el de Toledo y Bozada (2002).

Investigaciones geofísicas en la zona se limitan a cuestiones tectónicas regionales del Pacífico Mexicano. De parte del grupo de Geofísica Marina del Instituto de Geofísica de la UNAM, se cuenta con información de batimetría multihaz y perfiles sísmicos someros, éstos últimos tratados en la tesis de licenciatura de Arce-Pérez (2015); Mortera *et al.* (2014) reportaron, en la reunión de la Unión Geofísica Americana de otoño, resultados de la investigación batimétrica y de perfiles sísmicos que se obtuvieron durante la campaña MAMRIV12 en la zona. Además, se cuenta con las cartas satelitales globales del campo magnético total, así como estudios aeromagnéticos de anomalía de campo magnético en Norte América

realizados por agencias nacionales de Canadá, E.U.A. y México (Bankey *et al.*, 2002), que son mostrados en la Figura 6 para ilustrar su cobertura.

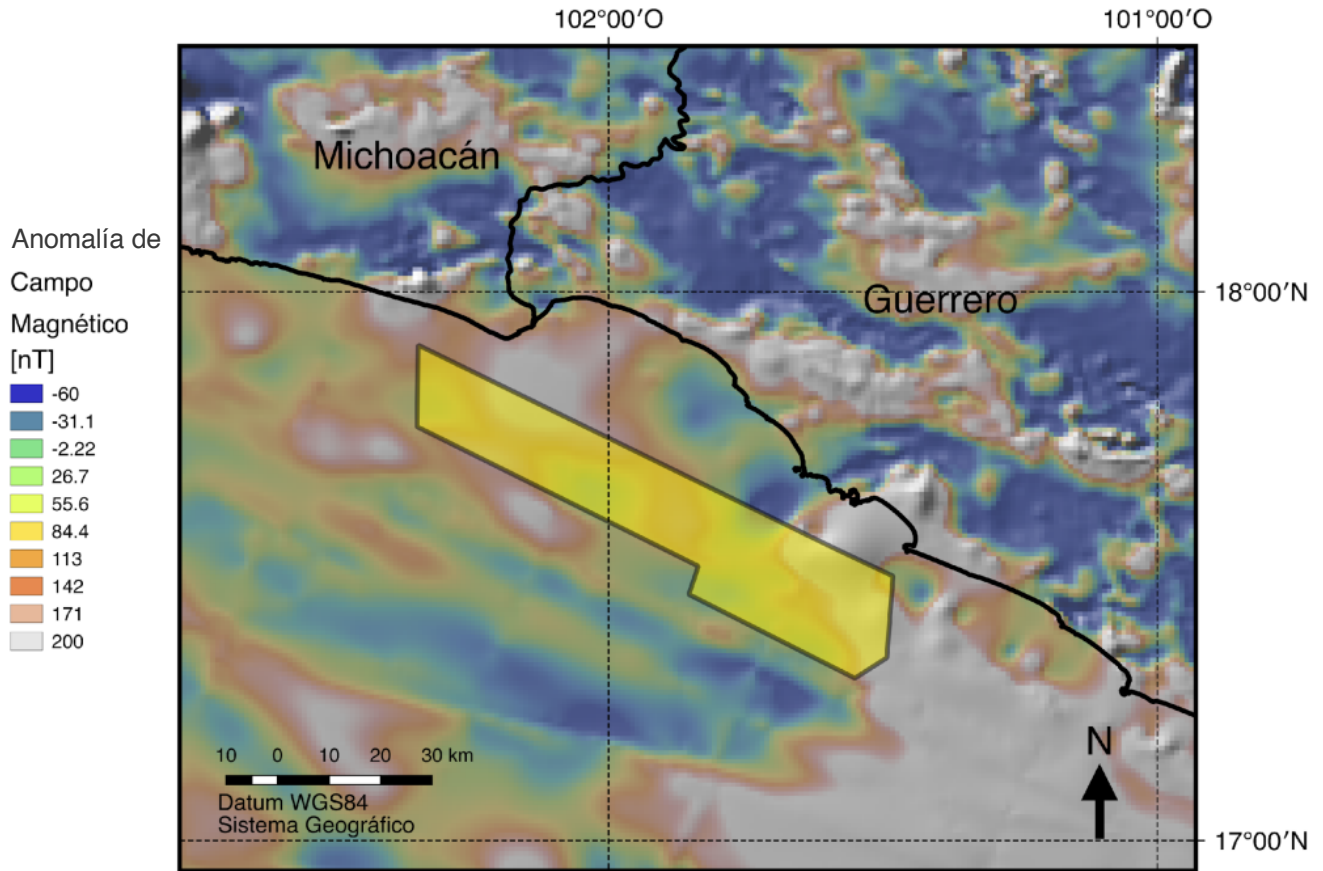


Figura 6. Polígono de la zona de estudio sobrepuesto a la carta de anomalía de campo magnético de Norte América compilada por el USGS. Tomado de la aplicación GeoMapApp.

2. Metodología

2.1. Principios del Geomagnetismo

2.1.1. Potencial Magnético

En la geofísica se analizan algunas propiedades físicas de los materiales en el subsuelo con el fin de obtener información sobre sus características. Dos de estas propiedades son la susceptibilidad magnética y la magnetización, que pueden ser estudiadas a través del campo potencial que producen. Haciendo las mediciones adecuadas se puede registrar la geometría de la intensidad de la magnetización en el medio. Así, para la prospección del campo magnético, su objetivo principal es encontrar la distribución de la magnetización que es inducida por las rocas que yacen en el subsuelo.

De acuerdo con la teoría presentada por Telford *et al.* (1990) y los desarrollos matemáticos de Blakely (1996), el campo magnético registrado en superficie puede ser representado por un campo vectorial. Dicho campo se estudia cuantificando el valor de sus componentes en tres direcciones ortogonales entre sí. En la exploración geofísica es usual realizar mediciones solo de la magnitud del campo total (referida también como la intensidad de magnetización).

2.1.2. Magnetización

Los fenómenos magnéticos se deben a cargas eléctricas en movimiento. En un material magnético, a escala atómica, podríamos observar pequeñas corrientes asociadas al movimiento de los electrones alrededor del núcleo y al giro que realizan sobre su propio eje. Durante la formación de algunas rocas que contienen minerales magnéticos queda registrada la alineación e intensidad del campo magnético ambiental terrestre presente (Kovács y Dunin-Borkowski, 2018), volviéndose magnéticamente polarizadas (se magnetizan).

La respuesta de una roca a la inducción por la presencia de un campo magnético externo dependerá de las propiedades magnéticas de los minerales que la

componen; una forma de medir esa respuesta es mediante la Susceptibilidad Magnética (χ), la cual puede ser positiva (*paramagnetismo*) o negativa (*diamagnetismo*). En general, los minerales paramagnéticos tienen un valor de susceptibilidad muy bajo; sin embargo, en algunos minerales los momentos magnéticos de sus átomos interactúan fuertemente en áreas del orden de 10^{-4} cm (denominadas *dominios magnéticos*). Si los dominios magnéticos son paralelos al material se le clasifica como *ferromagnético*; si están paralelos y antiparalelos en igual proporción, teniendo un momento magnético total igual a cero, se dice que son *antiferromagnéticos*. Por último, si los dominios son paralelos y antiparalelos, pero tienen una dirección de orientación preferente, se les clasifica como *ferrimagnéticos*. (Burger, 1992). Los minerales ferrimagnéticos son el tipo más común en las rocas que presentan anomalías magnéticas en la corteza terrestre; la magnetita, titanomagnetita, ilmenita, y la pirrotita son los minerales ferrimagnéticos más frecuentes hallados en yacimientos magnetizados.

El estado de polarización magnética, o magnetización, de una roca puede ser tratado como una cantidad vectorial \mathbf{M} , que es igual a la suma vectorial de los momentos dipolares \mathbf{m}_i contenidos en un volumen V :

$$\mathbf{M} = \frac{1}{V} \sum_i \mathbf{m}_i \quad (1)$$

Al aplicar un campo magnético externo a algunos materiales, estos pueden adquirir un componente de magnetización. Así tenemos que:

$$\mathbf{M} = \chi \mathbf{H} \quad (2)$$

Donde el vector \mathbf{H} es el campo magnetizante (también conocido como campo de intensidad magnética) externo que actúa sobre el material. Las unidades en el SI tanto de \mathbf{M} como de \mathbf{H} están dadas en nanoteslas (nT). Los valores de χ , que son adimensionales, son útiles para la exploración geofísica ya que sirven para modelar las anomalías magnéticas de la corteza terrestre.

En la composición del material basáltico que forma la corteza oceánica existen materiales ferrimagnéticos que adquieren una magnetización inducida (M_i) en la dirección del campo H aplicado:

$$M_i = \chi H \quad (3)$$

La mayoría de los materiales de la corteza oceánica se constituyen de minerales ferrimagnéticos, que preservan una magnetización en ausencia de campos magnéticos externos. Dicha magnetización es referida como magnetización remanente (M_r). Esta magnetización inducida en rocas está tanto en función de su composición interna como de su historia geológica, tectónica y térmica. En estudios geofísicos, la magnetización total de una roca es la suma vectorial de sus componentes de magnetización presente y la magnetización remanente:

$$M = M_i + M_r = \chi H + M_r \quad (4)$$

2.1.3. Campo Geomagnético

La Tierra posee un campo magnético que es producido por la suma de varios componentes tanto internos como externos. Estos componentes del campo varían espacial y temporalmente; de ellos, casi en su totalidad (cerca de un 98%) lo generan las corrientes eléctricas inducidas por el flujo de material de las celdas de convección en la Frontera Núcleo-Manto. Del resto del campo, la mayor parte se atribuye a las interacciones del viento solar con el campo principal de la Tierra. Una componente menor es la magnetización remanente que existe en la corteza terrestre.

Las anomalías en el registro del campo geomagnético son resultado de la magnetización remanente que prevalece en minerales de la corteza terrestre. Separando dichas componentes del campo principal se pueden delimitar las zonas cuya alta susceptibilidad magnética generan estas anomalías. Además, aquellas rocas que presentan una Magnetización Remanente Natural también pueden inducir pequeños campos magnéticos.

En observaciones geofísicas detalladas, la magnetización terrestre es usualmente representada por un vector \mathbf{F} que puede ser definido geoméricamente por las tres componentes ortogonales en un sistema cartesiano (Figura 7), siendo X , Y , las componentes en el plano horizontal y Z la componente vertical con dirección hacia el centro de la Tierra. Las mediciones de magnetometría en 3D usualmente dan la intensidad total del campo, que es igual al módulo de las tres componentes ortogonales:

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} = \sqrt{H^2 + Z^2} \quad (5)$$

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2} \quad (6)$$

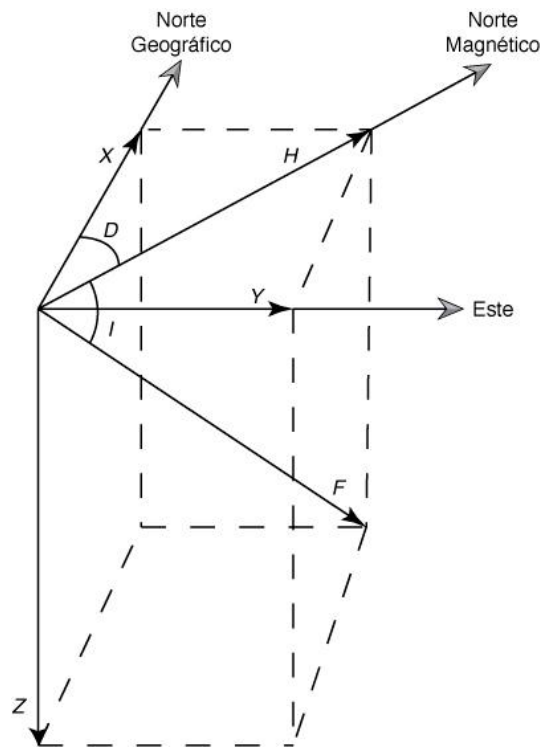


Figura 7. Componentes del campo geomagnético, modificado de Telford *et al.* (1990).

Para tener una descripción completa del campo geomagnético se usan las tres componentes cartesianas (X , Y , Z), el campo de intensidad magnética (H), la intensidad total del campo (F), y, además, los términos de Inclinación (I) y Declinación (D):

$$I = \frac{Z}{H} \quad (7)$$

$$D = \frac{Y}{H} \quad (8)$$

La *inclinación* es el ángulo vertical entre F y el componente horizontal del campo H (por convención, es positiva cuando F se inclina por debajo de la horizontal y es negativa en caso contrario). El plano vertical que contiene al vector F es el denominado *meridiano magnético*. La *declinación* es el azimut del meridiano magnético respecto al norte geográfico, con valor positivo hacia el este y negativo hacia el oeste.

2.1.4. Cálculo de la Anomalía de Campo Magnético

Las heterogeneidades de magnetización que se encuentran en la corteza terrestre producen alteraciones en el campo geomagnético medido en la superficie. Para determinar estas anomalías es necesario sustraer la contribución del modelo representativo del campo geomagnético (F_{teo}) del registro observado en las mediciones locales (F_{obs}), así como también es necesario remover el efecto de la variación diurna del campo geomagnético (F_D). Además, otra corrección en el registro obtenido durante los estudios de magnetometría marina es el efecto del rumbo del barco (F_Q). Quedando que el cálculo de la anomalía magnética (ΔF) es obtenido con:

$$\Delta F = F_{obs} - F_{teo} - F_D - F_Q \quad (9)$$

2.1.4.1. Campo Geomagnético Teórico

La componente principal del campo geomagnético es producto principalmente de las corrientes eléctricas generadas por la hidrodinámica de las masas en el núcleo externo de la Tierra. Actualmente, esta componente del campo geomagnético se puede asemejar a un dipolo magnético localizado en el centro de la Tierra, con una inclinación de 11° respecto del eje de rotación terrestre. El potencial de este campo decae a razón del inverso del cubo de la distancia del centro de la Tierra al punto de observación. Este campo tiene una variación secular en el orden de decenas de

nanoteslas por año, además de que su inclinación también varía anualmente por algunas centésimas de grado.

El monitoreo global, temporal, del campo interno de la Tierra lo ha estado llevando desde 1965 la organización internacional IAGA (*International Association of Geomagnetism and Aeronomy*). El grupo de trabajo V de la IAGA se encarga de obtener aproximaciones matemáticas globales del campo geomagnético basadas en los registros de observatorios magnéticos alrededor de la tierra, que abarcan épocas de intervalos de 5 años. Estas aproximaciones son conocidas como la fórmula teórica de referencia internacional del campo geomagnético, IGRF (por sus siglas en inglés, *International Geomagnetic Reference Field*).

El IGRF se genera a partir de la solución de la ecuación Laplace mediante armónicos esféricos propuesta por Karl Friedrich Gauss en 1839; representa las variaciones del campo magnético terrestre en latitud, longitud, altitud (distancia geocéntrica), y tiempo. Para definir la mejor solución numérica se emplean mediciones globales del campo geomagnético obtenidas por satélites y la red de observatorios magnéticos (más de 150 ubicados alrededor del mundo). Al término de cada época de 5 años se generan tres productos: el IGRF, que es un modelo provisional para estimar valores de la siguiente época de 5 años, el DGRF (Definitive GRF), que es un modelo definitivo, y un modelo de variación secular (SVM). El valor arrojado por el IGRF (y DGRF) es una aproximación del campo geomagnético que es utilizada para poder calcular la anomalía magnética en una localidad y tiempo dados.

La serie de armónicos esféricos del potencial magnético debido a fuentes internas puede ser representada por:

$$V_{int}(r, \theta, \phi) = a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} (g_n^m \cos \cos m\phi + h_n^m \sin \sin m\phi) P_n^m \cos \cos \theta \quad (10)$$

Donde:

- r , es la distancia radial del centro de la Tierra al punto de observación,
- θ , es la colatitud geocéntrica (90° - latitud, positiva hacia el norte),
- a , es el radio de la aproximación esférica de la Tierra (aproximadamente 6371.2 km),
- ϕ , es la longitud geocéntrica, con respecto al meridiano de Greenwich,
- g_n^m y h_n^m , son los coeficientes de los armónicos esféricos (coeficientes de Gauss), que están en unidades de nanotesla (nT),
- m y n , son números enteros,
- P_n^m , son los polinomios asociados de Legendre, de orden m y grado n .

Para el cálculo de la representación de las componentes principales del campo geomagnético es suficiente con tener un grado $n \leq 10$ en la serie.

Las componentes ortogonales en coordenadas esféricas del campo geomagnético pueden representarse en las direcciones cartesianas horizontales y vertical del campo de la siguiente manera:

$$X_c = \frac{1}{r} \frac{\partial V_{int}}{\partial \theta} \quad (11)$$

$$Y_c = -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial V_{int}}{\partial \phi} \quad (12)$$

$$Z_c = \frac{\partial V_{int}}{\partial r} \quad (13)$$

2.1.4.2. Variación Temporal del Campo Geomagnético

El campo magnético de la Tierra presenta variaciones en distintas escalas de tiempo. En periodos mayores a unos meses, las variaciones seculares se dan por alteraciones en los movimientos del fluido en el núcleo externo; estas variaciones producen inversiones de la componente dipolar del campo geomagnético en escalas de tiempo del orden de 10^5 a 10^6 años. Variaciones diarias del campo son

producidas en buena parte por el calentamiento de la ionósfera. Además, en el orden de días a varios segundos, se pueden producir variaciones por tormentas geomagnéticas, mismas que están reguladas por el ciclo de manchas solares, la rotación solar y la órbita terrestre; también los relámpagos generan alteraciones de alta frecuencia, que resuenan en periodos de 7 a 8 segundos. Por último, las variaciones de más alta frecuencia son en gran parte producto de la actividad humana (Constable, 2005).

Dependiendo del tipo y propósito del estudio a realizar, sustraer las variaciones temporales del campo geomagnético puede ser tan sencillo o complejo como sea requerido. En particular, para monitorear estas variaciones en el transcurso del día, se instala una estación base cerca del área de estudio en la cual se registran valores magnéticos a intervalos de tiempo definidos; estos valores son posteriormente empleados para hacer la corrección por variación diurna.

2.1.4.3. Efecto del Rumbo de la Embarcación

En estudios de magnetometría marina también es importante remover el efecto que tiene el campo inducido en la embarcación que es utilizada para arrastrar el magnetómetro, ya que generalmente están fabricadas con materiales magnetizables. Si el campo inducido es pequeño en comparación con el campo geomagnético, F , Bullard y Mason (1961) establecen una ecuación que predice la contribución del barco al campo magnético observado:

$$F_Q = F + C_0 + C_1 \cos \theta + C_2 \cos 2\theta + S_1 \sin \theta + S_2 \sin 2\theta \quad (14)$$

Donde θ es el rumbo magnético del barco medido de norte a este, F_Q es el campo medido en un punto Q detrás de popa (posición horizontal del sensor detrás de la embarcación), y C_0, C_1, C_2, S_1, S_2 , son constantes que dependen de las propiedades magnéticas del barco, la geometría del campo inducido, y la posición de Q relativa a la nave.

2.1.5. Índice DST

Antes de continuar con el procesamiento de la información, es importante verificar que los datos registrados no presenten una influencia considerable debida a las interacciones entre la actividad solar y la magnetósfera terrestre. Usando el índice DST (*Disturbance Storm Time index*), que es un reporte de la intensidad del campo magnético producido por el *electrojet* simétrico ecuatorial, se puede tener idea del grado de perturbación del campo magnético producido por las tormentas. El DST se deriva de ajustes a cada hora de mediciones en observatorios magnéticos cercanos al ecuador que cuantifican la variación del campo horizontal en latitudes bajas (Sugiura y Kamei, 1991). En general, para considerar válidos los datos adquiridos, los valores correspondientes a las anomalías magnéticas observadas deben ser mucho mayores al valor de las perturbaciones reportadas por el DST; caso contrario, la información adquirida se puede considerar inutilizable. En la Figura 8 se observa que el comportamiento mostrado por el índice DST es relativamente estable en los días en que se tomaron los datos magnéticos; como se verá más adelante, las anomalías principales observadas sobrepasan por mucho las variaciones reportadas por el índice.

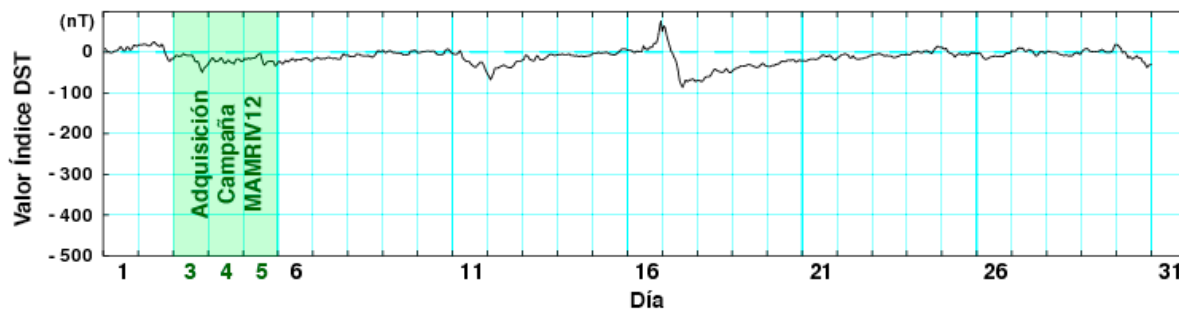


Figura 8. Curva del índice DST para junio de 2012. Se indica el periodo en que se adquirieron los datos de la campaña MAMRIV12. Modificado del gráfico reportado por el WDC de Kyoto.

2.2. Adquisición de Datos

Los datos de magnetometría marina empleados fueron registrados durante la campaña oceanográfica MAMRIV12, llevada a cabo del 22 de mayo de 2012 al 6 de junio de 2012, a bordo del B/O *El Puma*. La información de campo magnético en la Bahía de Petacalco fue registrada los días 3, 4 y 5 de junio.

La información fue adquirida usando el magnetómetro marino modelo G877, elaborado por la compañía *Geometrics*, que es de tipo precesión protónica (Figura 9). Este magnetómetro registra la intensidad total del campo magnético, con una resolución de 0.1 nT, a un intervalo de muestreo de 2 segundos. El pescado (estructura que contiene al magnetómetro) es arrastrado por el buque a 250 m detrás de popa, lo que equivale a 5 veces la eslora del B/O *El Puma*. El registro se hace de manera digital, a través del cable que es conectado a una *Junction Box* con una entrada *RS-232*; de esta manera se le da energía al magnetómetro y se realiza la comunicación con la unidad de registro. Usando el software *MagLog* se visualizan las mediciones del campo magnético y la calidad de la señal de la comunicación con el magnetómetro; además, se le asigna a cada lectura su ubicación geográfica mediante un “interpolador”, el cuál hace el cálculo en tiempo real usando las coordenadas proporcionadas por el sistema de posicionamiento (GPS) del buque y la geometría del arreglo (dimensiones del barco, posición de la antena GPS, posición del malacate de arrastre, y longitud del cable de arrastre).



Figura 9. Magnetómetro G877 de *Geometrics*.

La planeación de la adquisición constó de hacer mediciones a lo largo de 15 transectos (Figura 10 y Tabla 1), donde los de mayor longitud fueron realizados paralelos a la costa (perfiles 1, 2, 3, 4, 5, y 10, Figura 10) con una distancia entre ellos de 2.5 km. La dirección fue elegida con base en los requerimientos de la adquisición de datos batimétricos y sísmicos, así que no se asume que tenga relación alguna con la geometría de las fuentes del campo magnético anómalo. El registro magnético se realizó de manera ininterrumpida. Solo se utiliza la información registrada en cada transecto y se desecha la de los giros de tránsito entre perfiles, debido a que durante ese tiempo el magnetómetro queda desalineado al rumbo del barco provocando que los datos presentan una influencia irreducible por el campo magnético inducido en la embarcación.

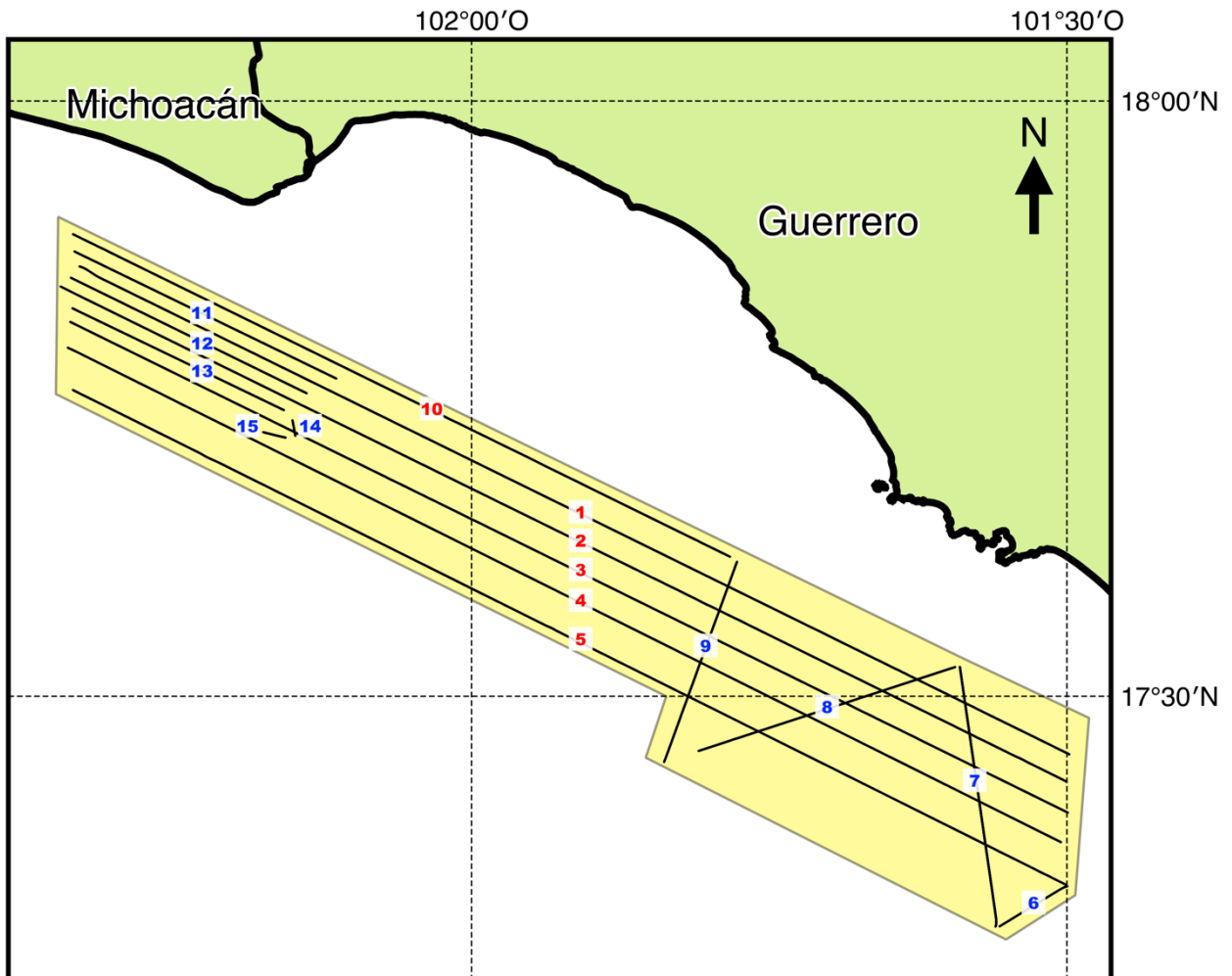


Figura 10. Transectos realizados en la campaña MAMRIV12, frente a la Bahía de Petacalco.

Transecto	Latitud [° N]	Longitud [° O]	Transecto	Latitud [° N]	Longitud [° O]
I 1	17.8610867	102.3293104	I 9	17.4447971	101.8382839
F 1	17.4512288	101.4979022	F 9	17.6130182	101.777058
I 2	17.4282072	101.5001383	I 10	17.6172284	101.7829123
F 2	17.8442348	102.3451618	F 10	17.8881744	102.33473
I 3	17.8145066	102.3369921	I 11	17.8736464	102.3334603
F 3	17.4022827	101.4991633	F 11	17.7669254	102.1136197
I 4	17.3774632	101.5049974	I 12	17.7545808	102.1385242
F 4	17.7928093	102.3390527	F 12	17.851576	102.3364978
I 5	17.7573207	102.3348037	I 13	17.8259805	102.3351867
F 5	17.3417773	101.5009027	F 13	17.740412	102.1575557
I 6	17.3404812	101.4995536	I 14	17.7318956	102.15042
F 6	17.3067772	101.5565448	F 14	17.718815	102.1480308
I 7	17.3065201	101.5599577	I 15	17.7173141	102.156097
F 7	17.5247645	101.589914	F 15	17.7218601	102.1750518
I 8	17.5245907	101.5937961			
F 8	17.4540969	101.8093101			

Tabla 1. Coordenadas de inicio (I) y final (F) de los transectos.

2.3. Procesado de Datos

2.3.1. Corrección por IGRF

Para remover de los datos adquiridos la información correspondiente al componente de las fuentes internas del campo geomagnético se utilizó el IGRF de la época 2015 – 2020 (generación 12); lo anterior se hizo con el fin de utilizar el DGRF (que el IGRF generación 12 incluye) para el tiempo en que se hizo el levantamiento (3 al 5 de junio de 2012), ya que ese modelo se genera empleando valores reales del periodo en que se realizó la adquisición para el cálculo del campo geomagnético de referencia. Usando el software Geomag 7.0, mismo que es producido por la IAGA, se obtuvieron los valores del campo de referencia para todos los puntos donde se realizaron mediciones.

2.3.2. Corrección por Variación Diurna

Durante la campaña no se contó con una estación base para registrar la variación diurna ni se realizaron líneas de amarre, además de que se tenía un número insuficiente de cruces de líneas magnéticas del levantamiento. Por ello, se recurrió a utilizar la información registrada por el observatorio geomagnético de Teoloyucan (el cuál que está a cargo del Servicio Geomagnético de la UNAM) durante el periodo de la campaña MAMRIV12; si bien no es lo óptimo utilizar esos datos para corregir por efectos diurnos, la distancia entre el observatorio y la zona de estudio (aproximadamente 400 km, lo que corresponde a cerca de 2° de latitud con 3° de longitud) era la menor entre cualquier estación de registro geomagnético y la zona de estudio. De esta manera, se pudo contar con datos para calcular la corrección por variación diurna del levantamiento magnético en la Bahía de Petacalco. Las curvas para cada día de adquisición se presentan en las figuras 11, 12 y 13.

Las observaciones de la base magnética de Teoloyucan son registradas con un intervalo de muestreo de 1 minuto, así que fue necesario realizar una interpolación mediante *spline* cúbico de los datos de la base para empatarlos con la resolución de 2 segundos de la información adquirida en la campaña oceanográfica.

Posteriormente, se obtuvo el promedio de los valores de la base magnética para generar las diferencias entre ese promedio y las mediciones interpoladas, obteniendo así la corrección por variación diurna.

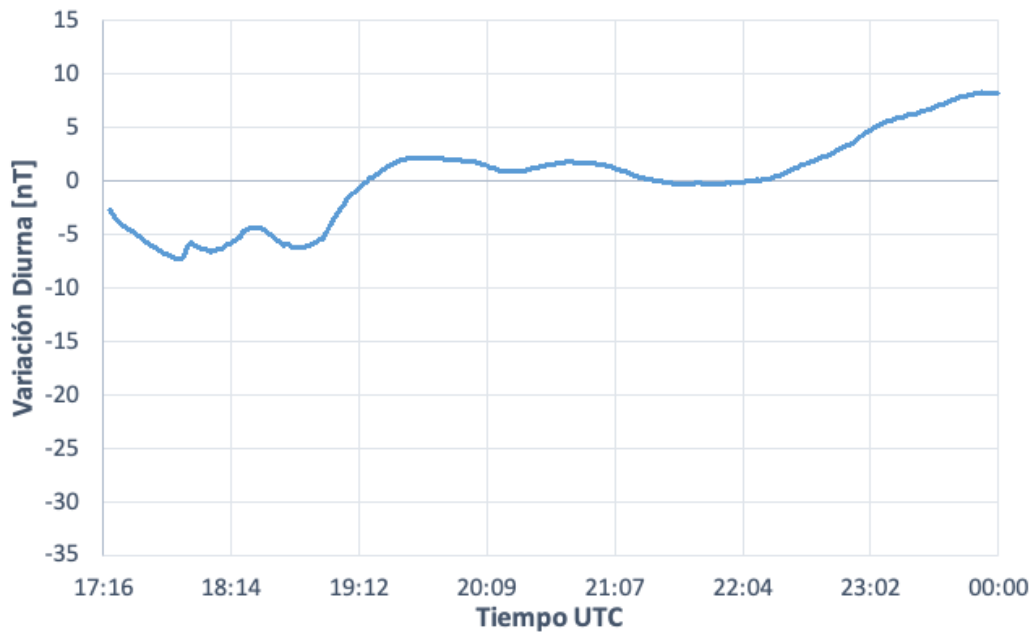


Figura 11. Curva de variación diurna del día 3 de junio de 2012, para el periodo de adquisición.

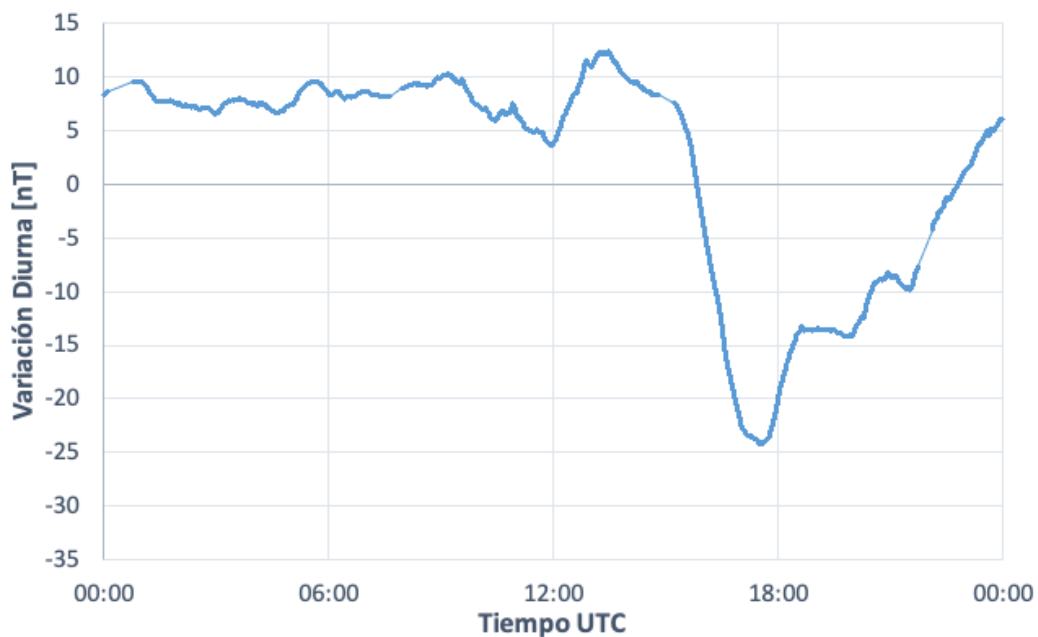


Figura 12. Curva de variación diurna del día 4 de junio de 2012.

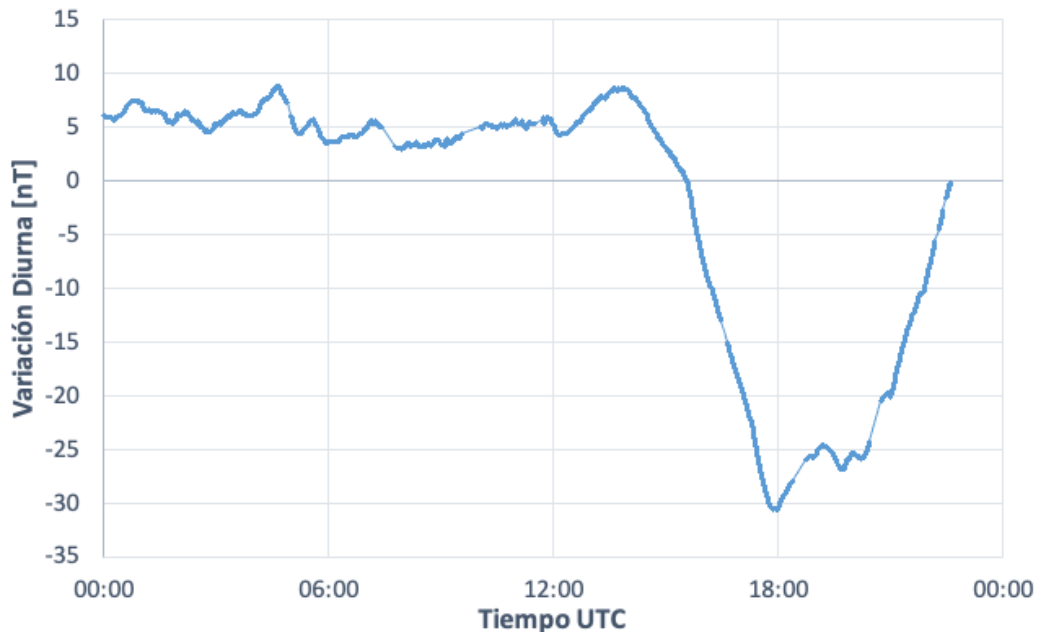


Figura 13. Curva de variación diurna del día 5 de junio de 2012.

2.3.3. Corrección por Rumbo del Buque

Concluyendo con la reducción de los valores de campo magnético, se realiza la corrección por rumbo del barco. Para efectuarla se lleva a cabo el levantamiento de un círculo de calibración, realizando mediciones del campo magnético siguiendo una trayectoria tangencial a un círculo de radio aproximadamente igual a 1 milla náutica. Este procedimiento tiene que hacerse en una zona magnéticamente suave, lo que significa que se debe tener previo conocimiento de que no existen anomalías magnéticas de gran magnitud en la zona; además, se debe realizar en el periodo del día donde haya menor influencia por campos externos, siendo lo más adecuado en horario nocturno.

Durante MAMRIV12 no se realizó círculo de calibración. Sin embargo, ya que dicha corrección depende de las características geométricas y magnéticas del barco, se utilizó un círculo de calibración adquirido durante la campaña oceanográfica MORTIC07 (Figura 14), también realizada a bordo del B/O *El Puma*.

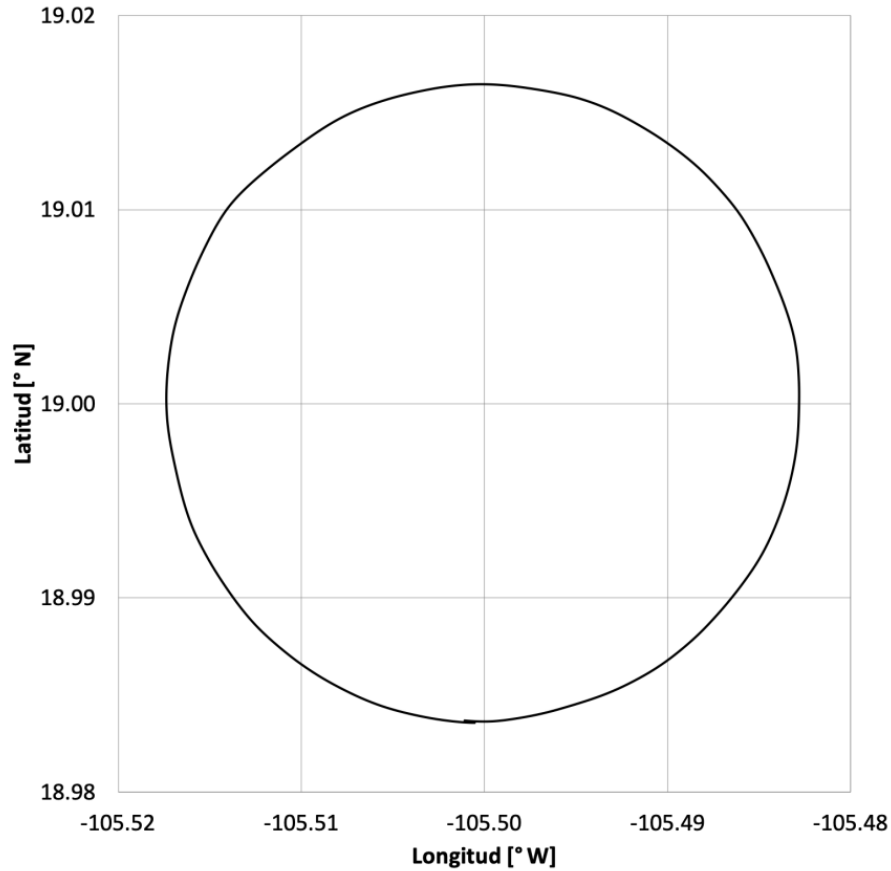


Figura 14. Coordenadas del círculo de calibración realizado en la campaña oceanográfica MORTIC07.

A partir de los datos del círculo de calibración de la campaña MORTIC07, calculé los coeficientes de la ecuación propuesta por Bullard y Mason (1961) mediante un ajuste de mínimos cuadrados (Tabla 2). Sustituyendo los valores de los coeficientes en la ecuación se llegó a la curva de corrección por rumbo del buque (Figura 15).

C_0	C_1	C_2	S_1	S_2
32.2681	-1.0877	-0.9228	-4.0744	0.9325

Tabla 2. Valores de los coeficientes de la corrección por rumbo del barco.

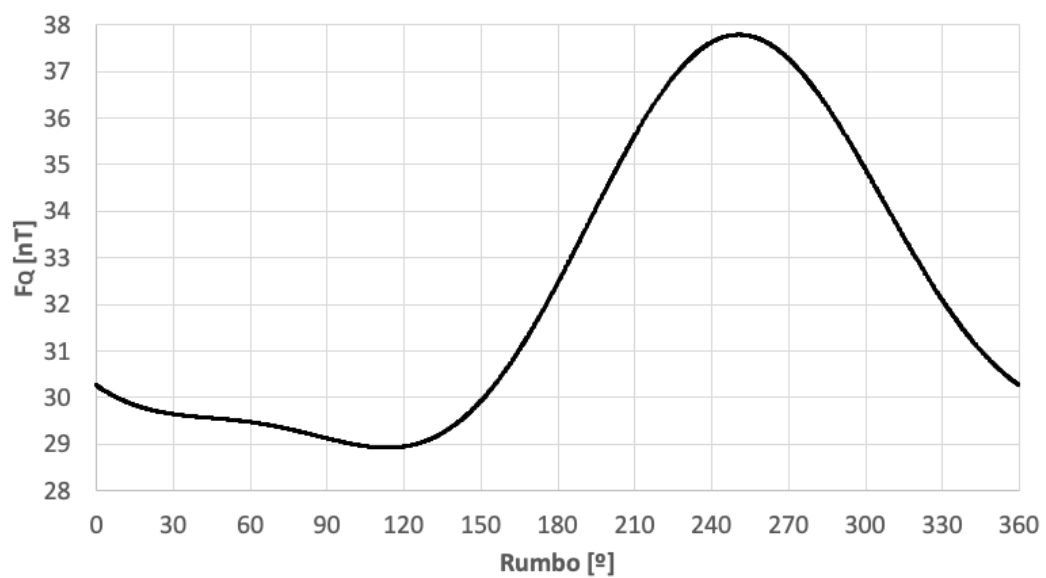


Figura 15. Curva de corrección por rumbo del barco.

3. Resultados del Procesado

Graficando y analizando la población total de datos (Figura 16) se observa que hay transectos que introducen artefactos producidos por las diferencias en la geometría de adquisición, debidos a grandes contrastes en longitud, orientación y separación entre líneas del registro. El mallado de los datos se realizó con el software Oasis Montaj de Geosoft usando el método de mínima curvatura. De acuerdo con Briggs (1974) y Swain (1976), el método de mínima curvatura permite obtener una superficie interpolada suave que representa bien a las observaciones de campo sin introducir información falsa, aún en los casos donde la mayor y menor distancia de espaciamiento entre puntos de muestreo difieren a una razón de 100 a 1. El tamaño de celda del mallado fue de 0.004, lo que es aproximadamente equivalente a la mitad del mínimo intervalo de muestreo de los datos; sobre las líneas del levantamiento, el magnetómetro registra valores con una tasa de muestreo de 2 segundos y el desplazamiento del barco era a una velocidad de entre 7.5 a 8 nudos (3.9 a 4.1 m/s), por lo que se tienen mediciones aproximadamente cada 8 m (0.008 km). Los perfiles de cruce (transectos 6 a 9, Figura 10) así como los de longitud menor al noroeste del polígono del levantamiento (transectos 11 a 15, Figura 10) introducen zonas en la malla de datos que claramente muestran una orientación preferencial asociada a la huella de adquisición, por lo que se decidió omitirlas y conservar solo las líneas 1, 2, 3, 4, 5, y 10, teniendo así un comportamiento uniforme en el campo magnético observado.

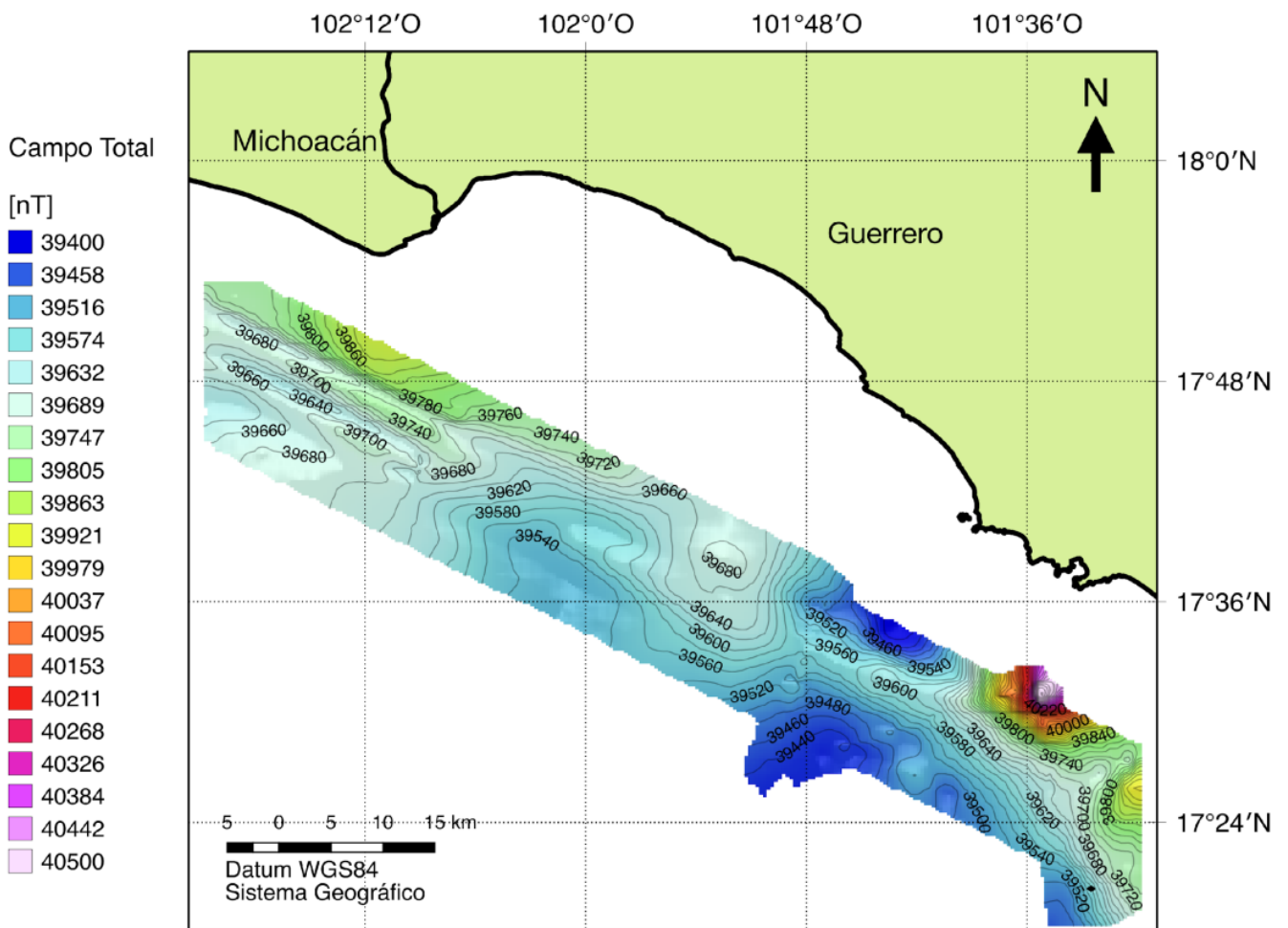


Figura 16. Población completa de datos de campo magnético total.

Los datos finalmente empleados en la generación de resultados y su interpretación son los presentados en la Figura 17. El efecto de la huella de adquisición, la cual aparece con una dirección noroeste-sureste, disminuye al remover los datos de los transectos 11 a 15. Así queda más clara la geometría de las anomalías de la zona noroeste y del centro del polígono.

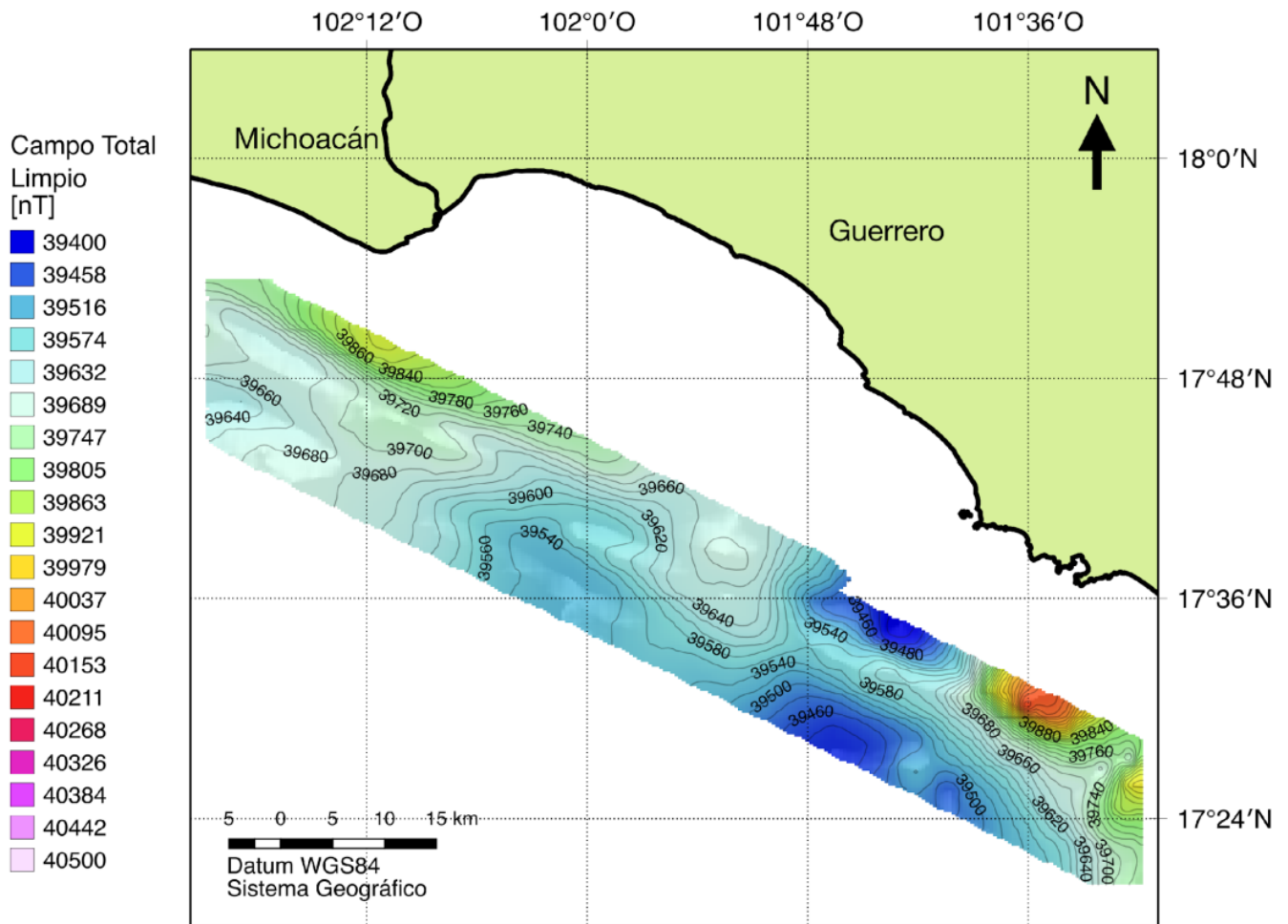


Figura 17. Campo magnético total de los transectos 1, 2, 3, 4, 5, y 10.

A continuación, se muestran las correcciones a los datos. Primeramente, la correspondiente a la remoción del IGRF de manera puntual (Figura 18); esto reduce los valores del campo magnético en promedio unas 39,600 nT. Además, resalta la geometría y la diferencia de valores que hay entre las anomalías que se observan a lo largo del levantamiento.

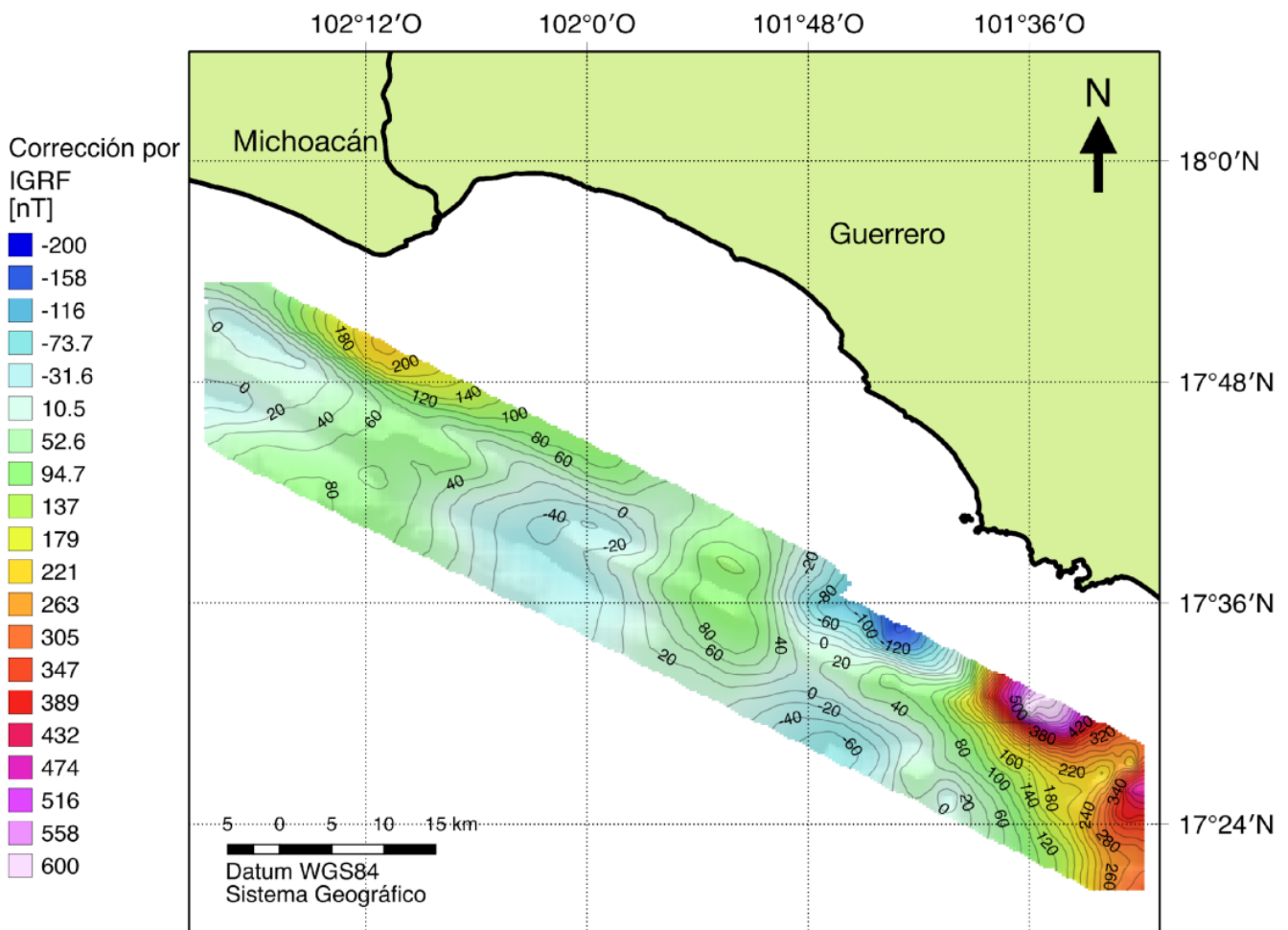


Figura 18. Campo magnético en la Bahía de Petacalco corregido por IGRF.

En segundo lugar, se hace la corrección por variación diurna (Figura 19). Los valores cambian en unas cuantas nanoteslas (en un rango de ± 10 nT, con un pico de +23 nT en parte del transecto 3). La geometría de algunas anomalías (en la parte noroeste) se modifica ligeramente, presentando un gradiente más suave en una dirección perpendicular a los transectos registrados. La huella de adquisición también disminuye un poco su efecto en la parte oeste-centro del polígono. No se observa un gran cambio entre las figuras 18 y 19 debido a que los valores de la corrección por variación diurna son muy bajos en comparación con los aquellos de las anomalías presentes en el área de estudio.

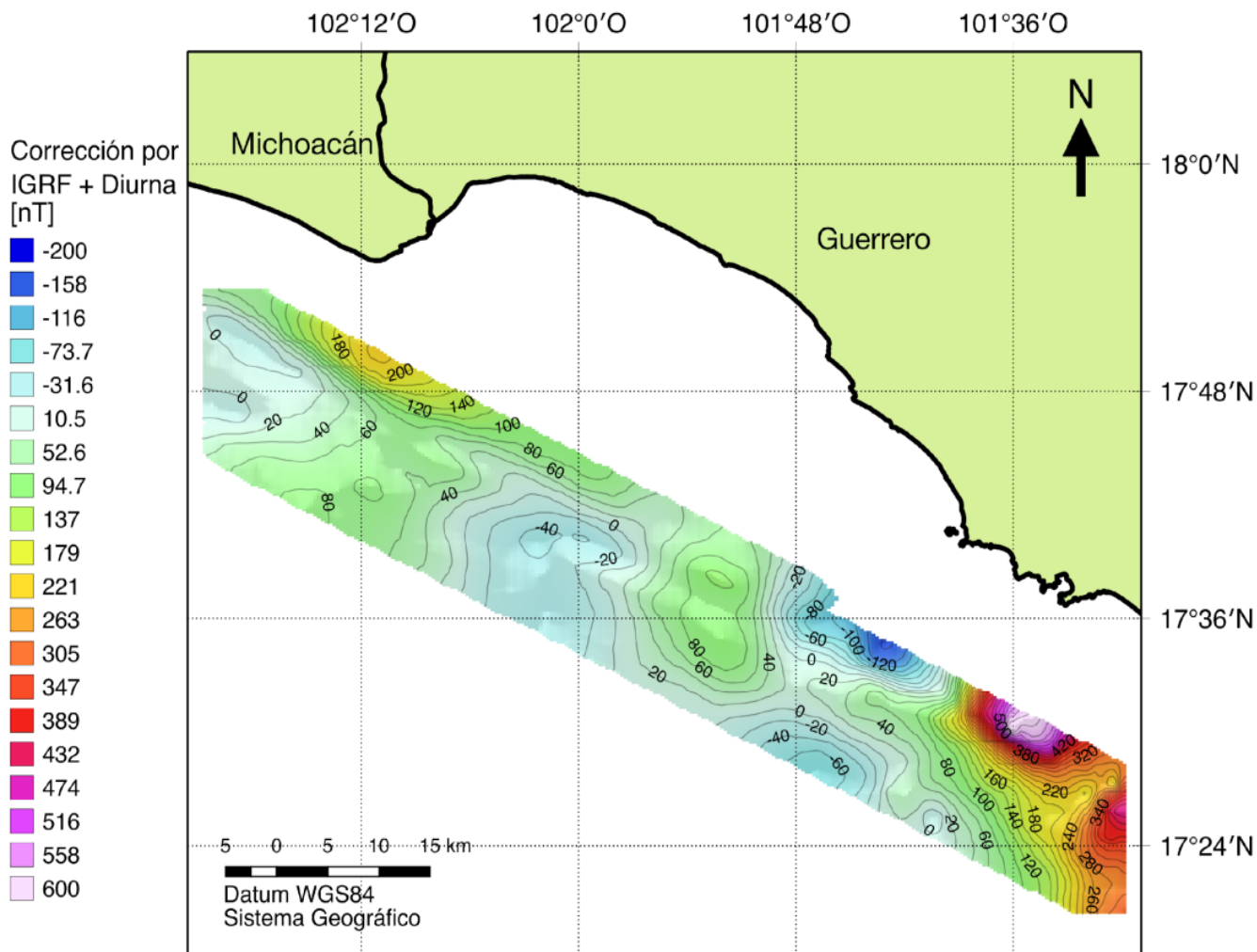


Figura 19. Correcciones por IGRF y por Variación Diurna en el levantamiento magnético en la Bahía de Petacalco.

Por último, para el caso de datos de magnetometría marina, se realiza la corrección por rumbo de la embarcación utilizando la metodología de Bullard y Mason (1961). Algunos transectos fueron realizados con un rumbo de 117.2 grados azimuth, correspondiéndoles una corrección de -29 nT aproximadamente; el resto de las líneas se adquirieron con un rumbo de 297.5° azimuth, teniendo una corrección cercana a las -35 nT. Esta corrección logra reducir un poco más el efecto de la huella de adquisición.

Con todas las correcciones anteriores se obtiene la anomalía de campo magnético de la Figura 20. En ésta se observan un par de máximos (600 nT y 400 nT aproximadamente) y un mínimo (-160 nT) de valores magnéticos en la región sureste del polígono, que parece se extienden fuera del polígono en dirección al continente (hacia la región de Ixtapa-Zihuatanejo); en la región noroeste hay otro alto magnético (180 nT) que se ubica en la parte del polígono cercana al puerto de Lázaro Cárdenas, y del costado que da hacia la trinchera hay un bajo y un alto magnéticos con valores en el rango de -40 a 40 nT. En la región central del polígono hay un mínimo y un alto magnéticos con valores entre -60 a 60 nT, los cuales parecen tener una orientación norte-sur.

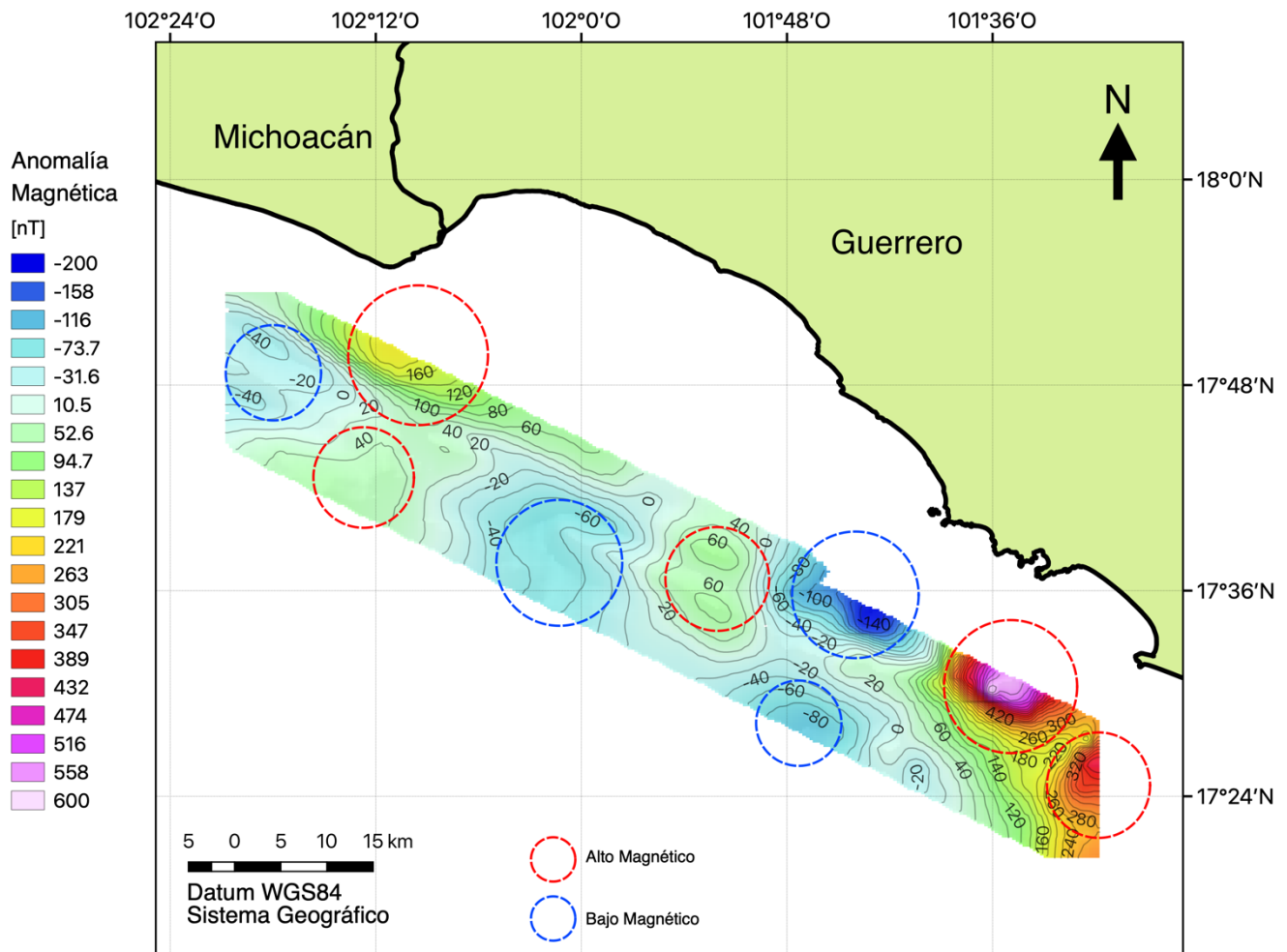


Figura 20. Anomalía de campo magnético en la Bahía de Petacalco (campo magnético total corregido por IGRF, variación diurna y rumbo del barco).

4. Discusión de Resultados

4.1. Observaciones Generales

En la Figura 21 se muestran dos regiones magnéticamente contrastantes:

- La región noroeste (ubicada entre las longitudes $102^{\circ} 25' O$ y $101^{\circ} 50' O$), donde se encuentran anomalías magnéticas con un rango de valores de entre -60 a 180 nT, con gradientes más suaves entre altos y bajos magnéticos.
- La región sureste (localizada entre las longitudes $101^{\circ} 5' O$ y $101^{\circ} 30' O$), donde se localizan los máximos y mínimos de valores magnéticos de todo el polígono, con un rango de entre -160 a 600 nT.

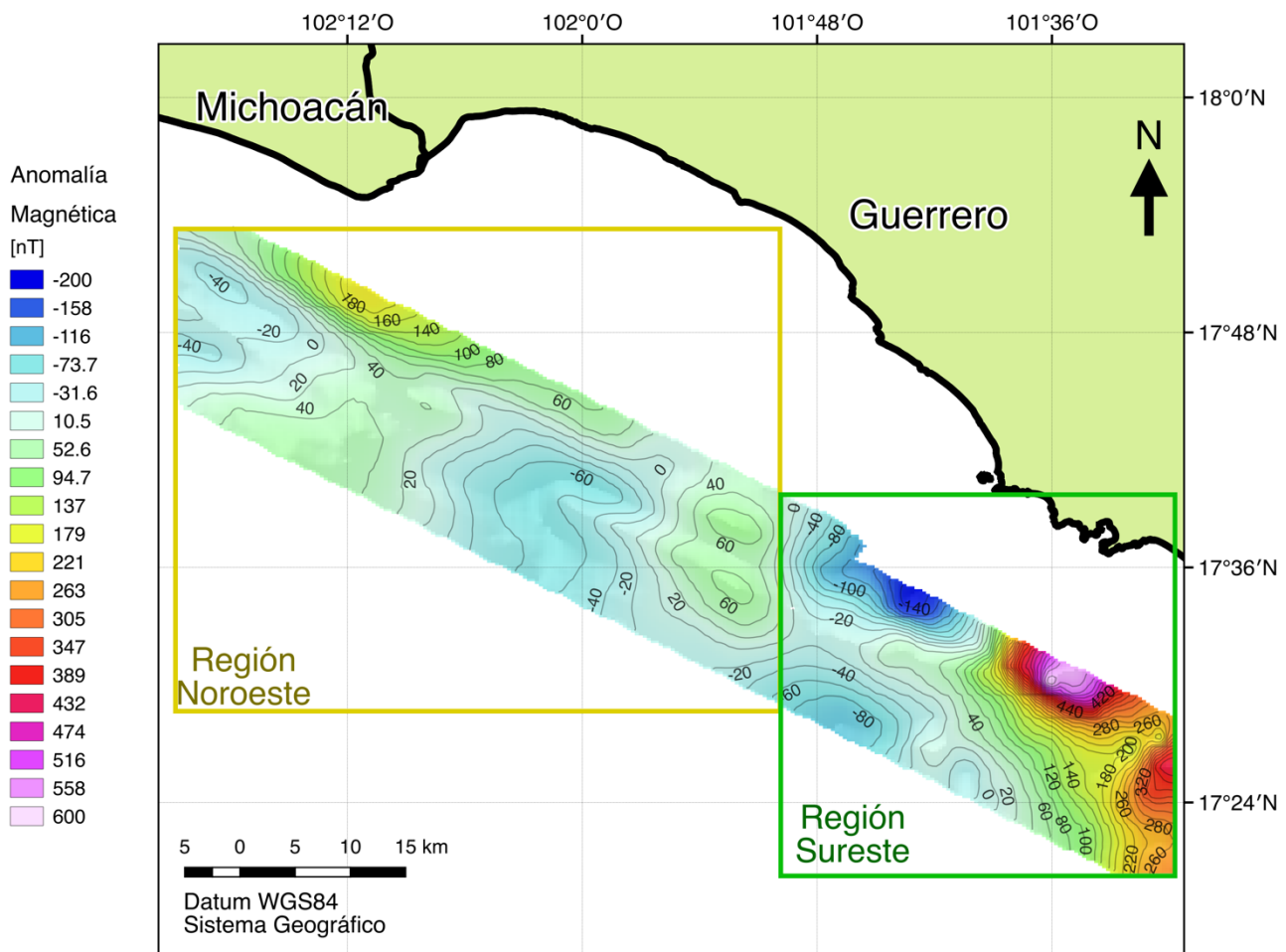


Figura 21. Regiones identificadas en el polígono de adquisición.

En la región noroeste (Figura 22) se observa un gradiente magnético suave, exceptuando la zona más cercana a la costa, donde hay un incremento en la intensidad de la anomalía que en su base tiene un valor 40 nT y en su cima cerca de 200 nT. En longitudes cercanas a los 102° O se ubica un bajo magnético rodeado de altos de menor intensidad, donde hay un contraste de valores de campo del orden de 100 nT; al este del valle magnético hay un repunte en la intensidad del campo anómalo, que llega hasta las 60 nT. Estas dos anomalías magnéticas asemejan un dipolo, que podría estar asociado perfil topográfico del cañón de Petacalco.

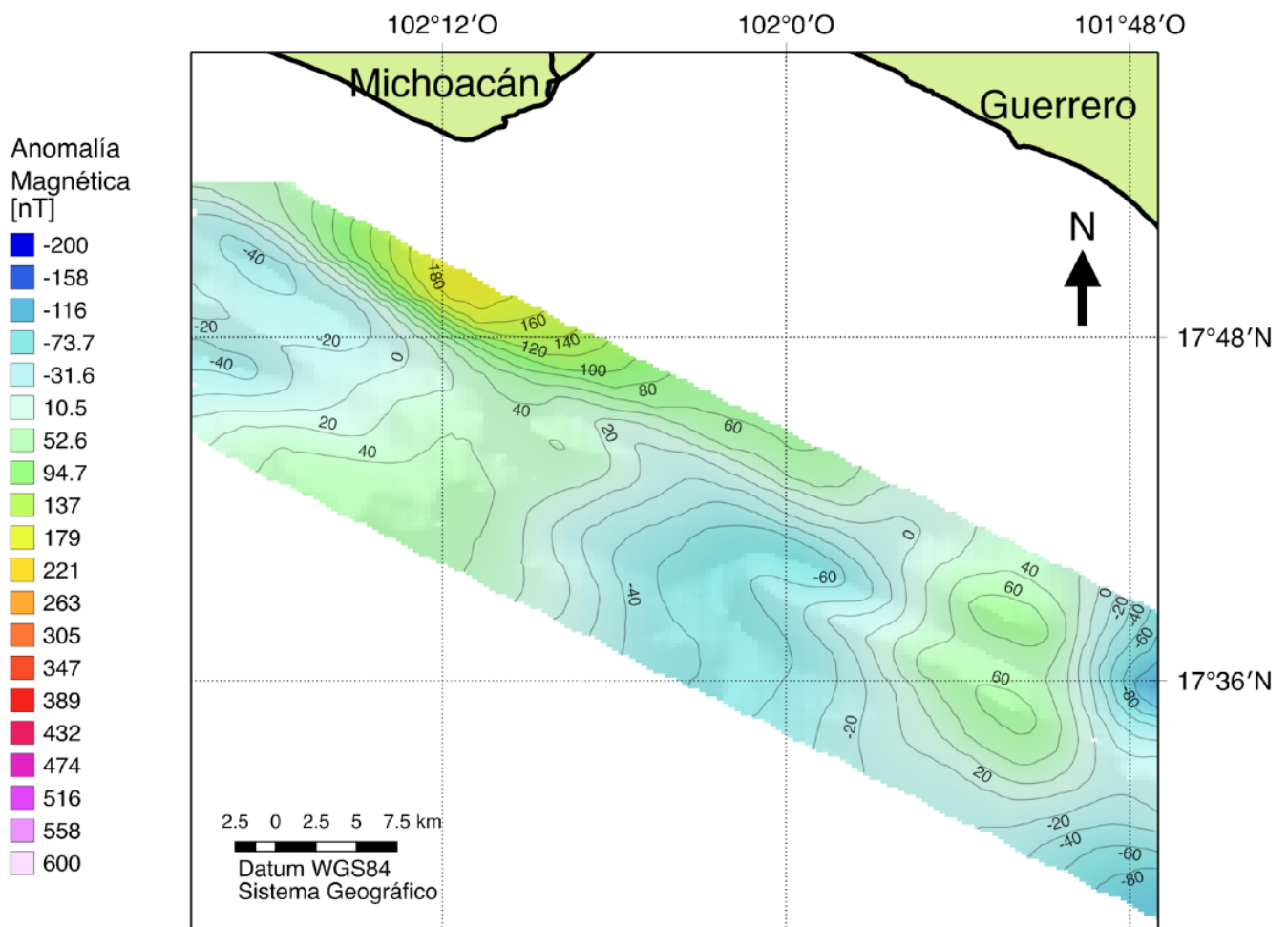


Figura 22. Anomalía magnética en la región noroeste.

La segunda región, correspondiente a la parte sureste del polígono estudiado (Figura 23), es la que presenta las características magnéticas más distintivas. Al noroeste de esta región hay una depresión magnética con un descenso mínimo

hasta las -200 nT. Dicho mínimo del campo magnético contrasta hacia el este con un área de alta intensidad del campo anómalo, siendo el rasgo más relevante de todo el levantamiento magnético. El área donde aparece el alto magnético abarca casi 300 km², y se puede subdividir en dos secciones: una norte, donde se encuentra el pico de intensidad de 600 nT, y una sur, cuyo valor máximo de campo es cercano a las 400 nT. Ambas secciones están separadas por un gradiente descendente del campo magnético con dirección NE-SO. Al suroeste de la región hay un par de bajos magnéticos de menor magnitud (hasta -80 nT).

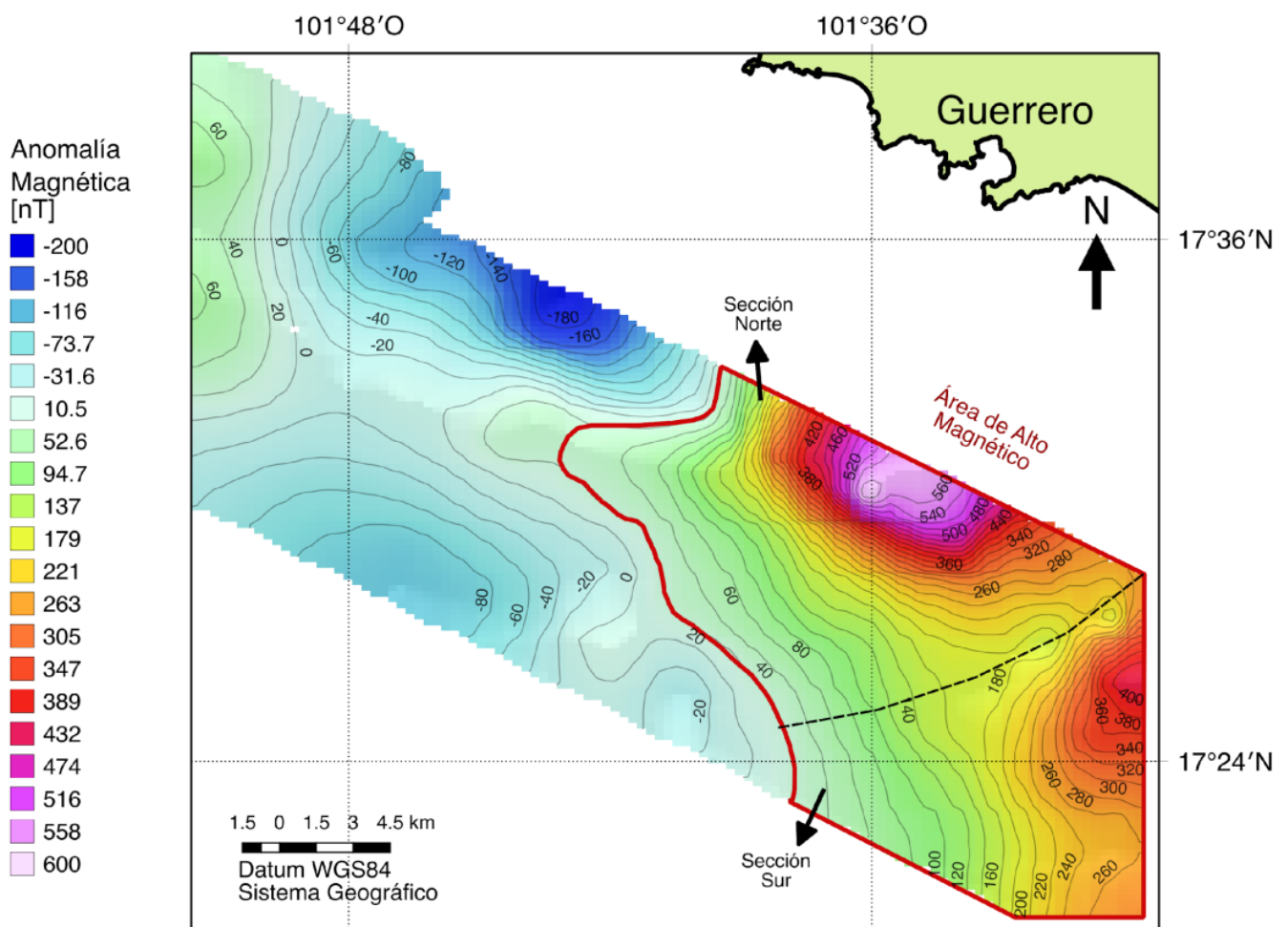


Figura 23. Anomalía magnética en la zona sureste.

El dipolo de gran intensidad que se observa en la parte noreste de la región presentada en la figura 23 parece extenderse hacia el norte; el fuerte gradiente entre

los polos negativo y positivo podría ser indicativo de alguna estructura cortical con propiedades magnéticas contrastantes.

4.2. Relación entre las Anomalías Observadas con los Rasgos Batimétricos

Durante la campaña MAMRIV12 se adquirió batimetría de la zona, la cuál se ha integrado con la información de otras campañas oceanográficas para generar un mapa regional de los rasgos topográficos del fondo oceánico entre la costa de la Bahía de Petacalco y la MAT. La compilación de la información batimétrica en la Figura 24 es parte de la tesis de maestría de Carmen Millán Motolinia en el Posgrado de Ciencias de la Tierra, UNAM.

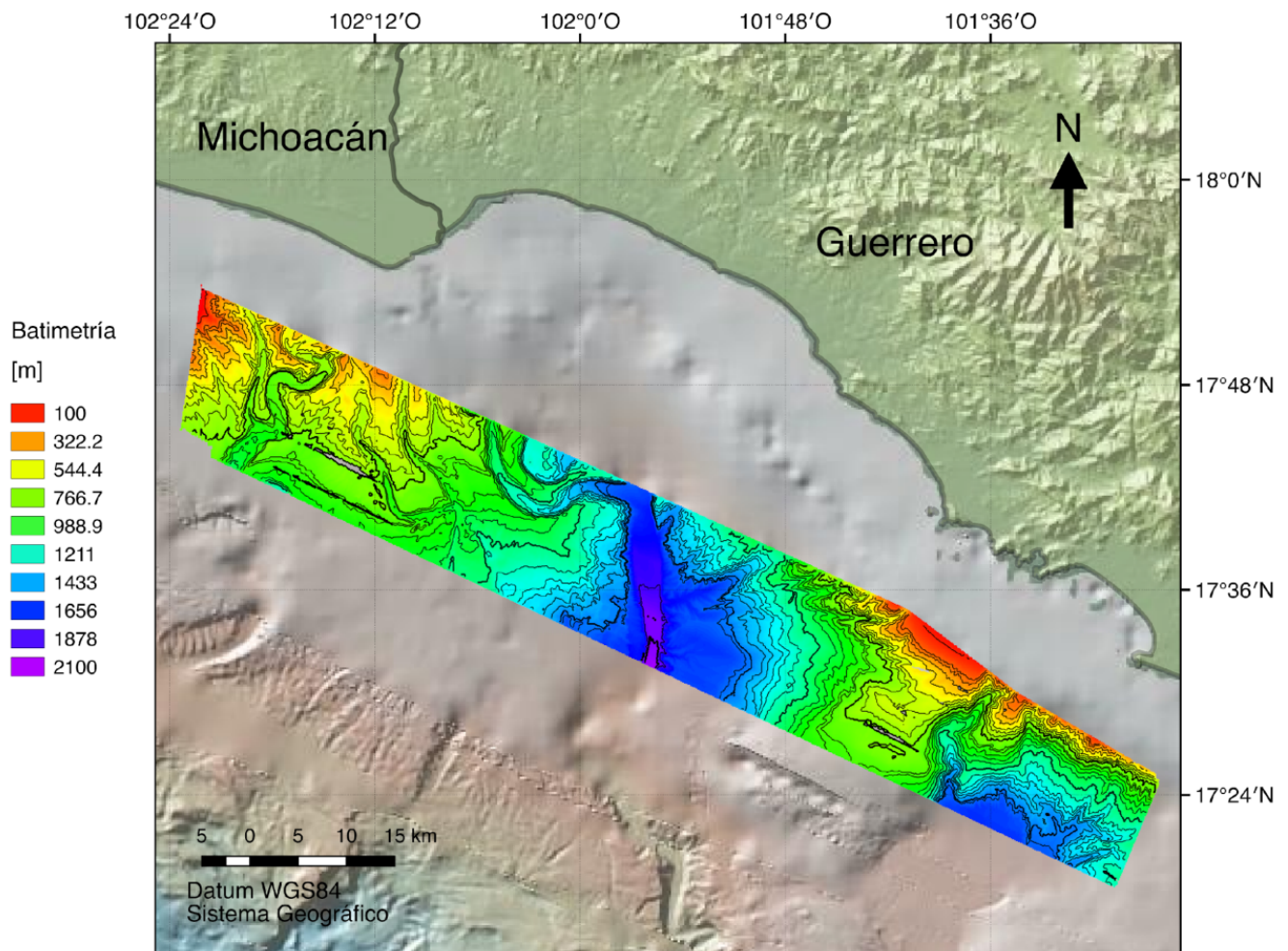


Figura 24. Batimetría en el polígono de MAMRIV12.

En el mapa de batimetría se observan tres zonas características:

1. Al oeste, se encuentra un área de secuencias sedimentarias depositadas por el delta del Río Balsas atravesadas por varios cañones submarinos, algunos de los cuales están activos (como el cañón de la Necesidad).
2. En la zona central se encuentra la parte más profunda de la batimetría, donde el cañón de Petacalco cruza en un perfil con orientación casi N-S. El rasgo del cañón divide a la zona de estudio en dos partes topográficamente contrastantes.
3. Al este se encuentra un área de topografía más accidentada, con altos en la parte noreste de los que uno, el que está adyacente al cañón de Petacalco, parece tener una continuación descendente hacia la fosa de la MAT. Hacia el oriente, el alto topográfico termina hacia el sur abruptamente, en un valle cuya pared continental tiene forma de *cookie bite*; allí desembocan varios de los cañones submarinos (de menor longitud y sinuosidad) localizados en esta región.

Se superpuso la anomalía magnética al mapa de información batimétrica para las dos regiones descritas anteriormente (Figs. 25 y 26), con el fin de analizar las relaciones existentes entre el campo magnético observado y la topografía submarina.

En la región noroeste, se observa que hay un cambio de polaridad en la anomalía alineado con la parte del cañón de La Necesidad (marcado como el perfil A en la Figura 25). Mientras que el perfil B en la misma figura, muestra un corte del cañón de Petacalco que también sigue la orientación de un cambio de polaridad en el campo magnético. Otro par de perfiles que siguen la orientación de cañones submarinos tributarios son los C y D; el perfil C divide una región de alto magnético en dos, mientras que el perfil D sigue un cambio de polaridad. Por último, el área delimitada por el contorno punteado azul sigue lo que parece ser un cambio

litológico en la topografía, así como un cambio de intensidad magnética a los valores más bajos en el sector noroeste.

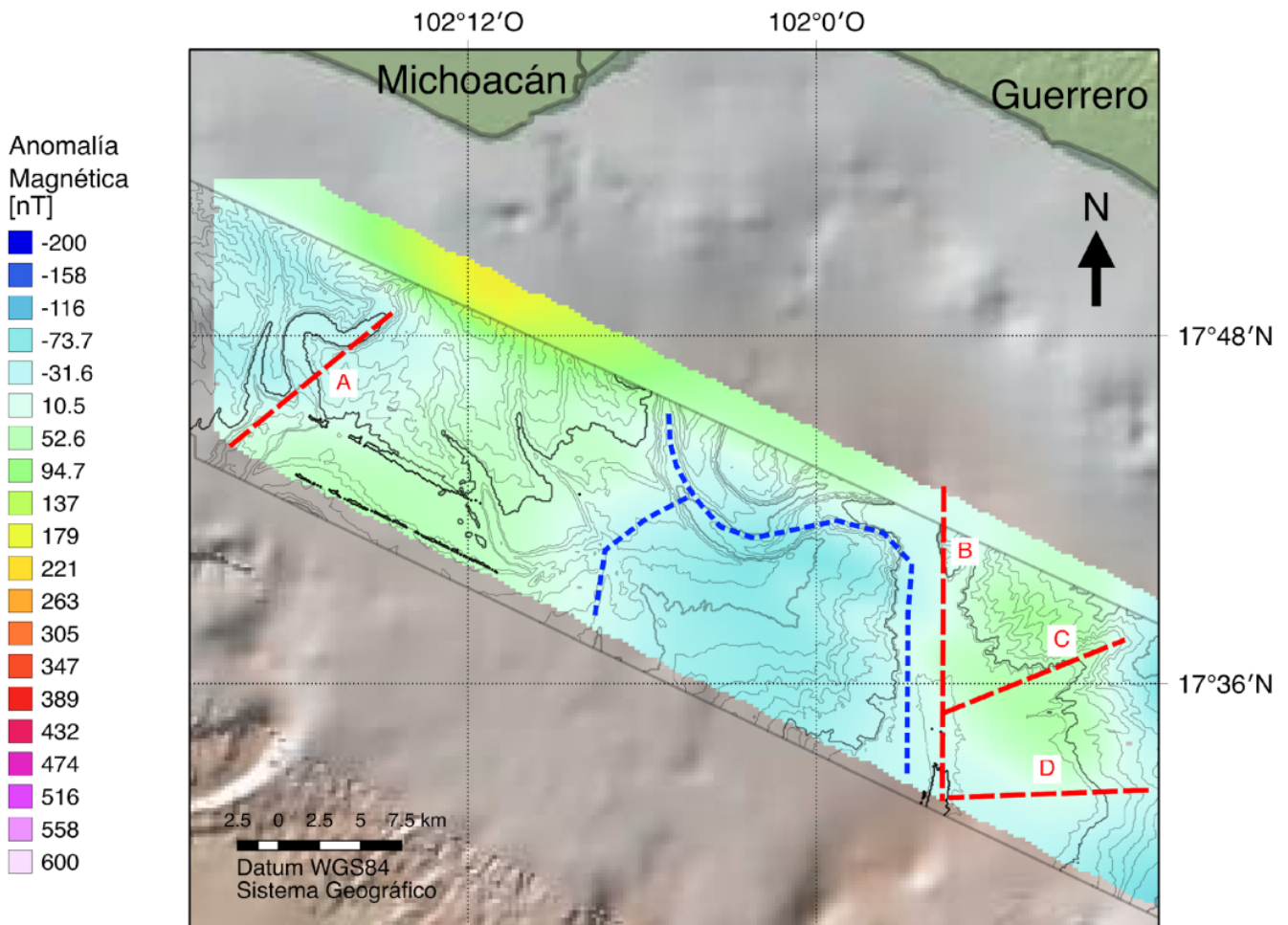


Figura 25. Anomalía magnética con curvas de batimetría superpuestas, zona noroeste. Líneas de guiones rojos indican perfiles topográficos de interés. Líneas de guiones azules indican geometrías magnéticas de interés.

Para la región sureste, el perfil D en la Figura 26 se une al perfil E siguiendo un lineamiento de altos batimétricos, delimitando junto con el cañón de Petacalco un alto magnético en la parte central del polígono. Al este de los perfiles D y E se observa una meseta en los valores que separa dos bajos magnéticos: al sur uno de hasta -100 nT, y al norte el mínimo de -200 nT. Una inversión de polaridad magnética se da cruzando el perfil F, llegando a una intensidad cercana a las 600 nT. Este alto magnético domina la parte oriental del polígono; su límite sigue la traza

de un cañón submarino junto con la marca de lo que parece ser una *cookie bite*, como se muestra en la Figura 26. Una *cookie bite*, o reentrante, es un rasgo característico de la subducción de montes submarinos de acuerdo con von Huene y Scholl (1991).

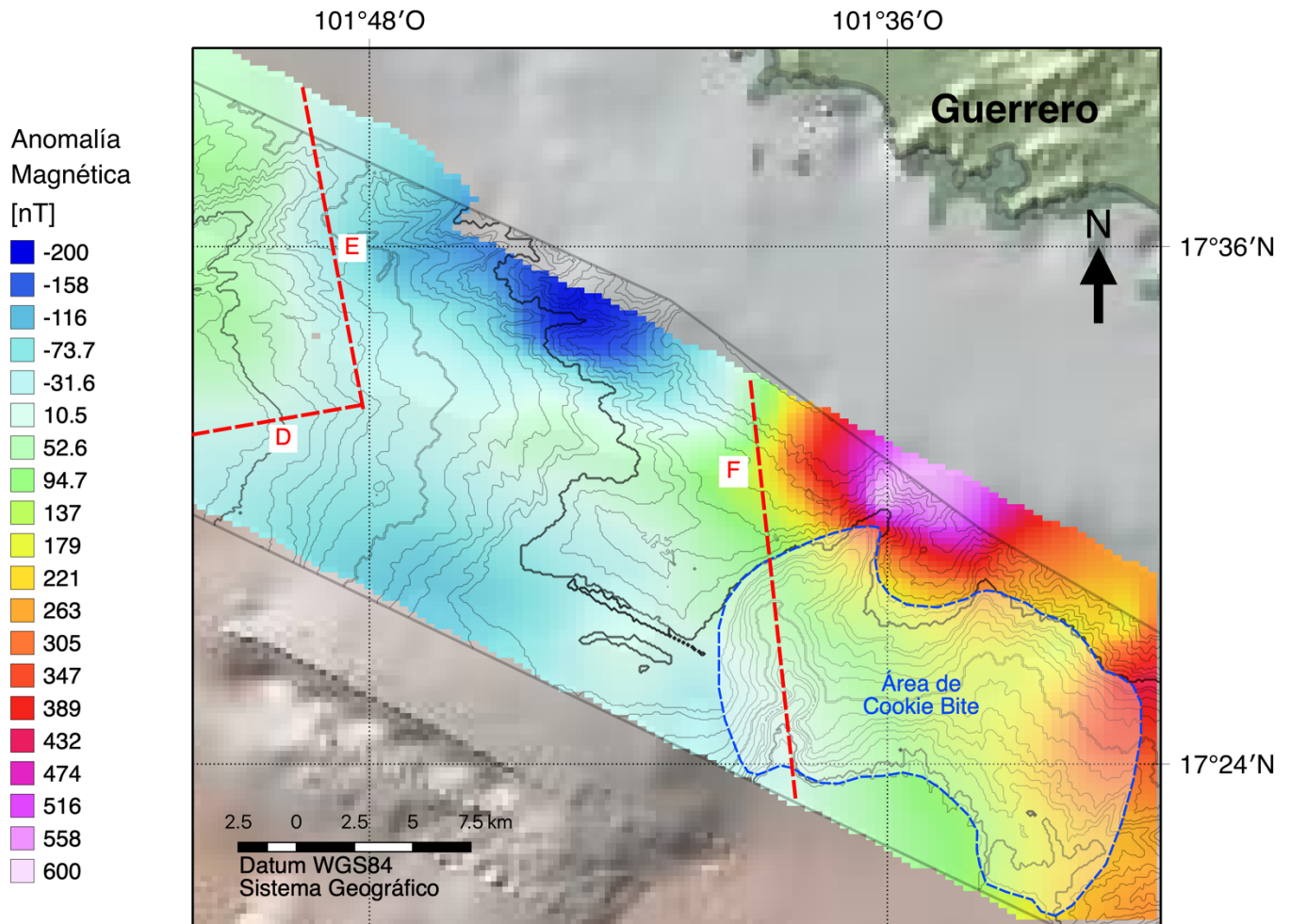


Figura 26. Anomalia magnética con curvas de batimetría superpuestas, zona sureste. Líneas de guiones rojos indican perfiles topográficos de interés. Se delimita el área de la posible *cookie bite* con un polígono de contorno de guiones azules.

4.3. Análisis Comparativo con Cartas Aeromagnéticas de la Bahía de Petacalco

No existen investigaciones previas del campo magnético en el área de la plataforma y talud continentales de la Bahía de Petacalco. Por ello, se comparan los resultados obtenidos con estudios aeromagnéticos regionales del área continental cercana y con registros magnéticos satelitales de esta zona del Pacífico mexicano. El análisis se realizó con base en tres cartas magnéticas: dos del campo magnético total de los estados de Michoacán y Guerrero elaboradas por el Servicio Geológico Mexicano (Figura 27), y una carta de anomalía de campo total para Norte América elaborada por el USGS de Estados Unidos que es mostrada en la Figura 6.

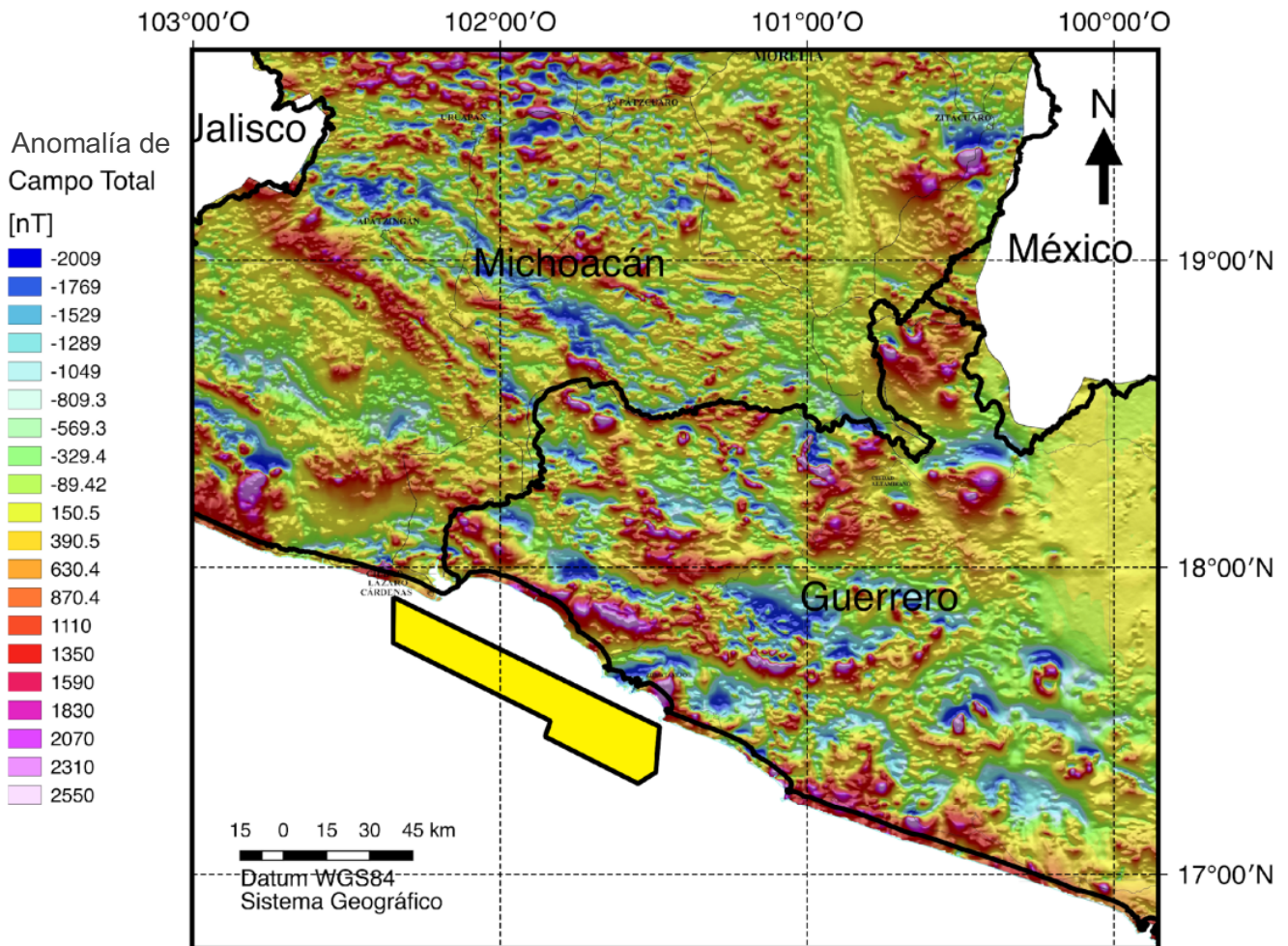


Figura 27. Cartas magnéticas de anomalía de campo total producidas por el Servicio Geológico Mexicano, para los estados de Michoacán y Guerrero.

La información técnica que se tiene de las cartas del USGS para la zona de la Bahía de Petacalco es que fueron elaboradas con datos digitalizados de cartas magnéticas producidas por el Consejo de Recursos Minerales de México; estos datos se adquirieron en mallas aeromagnéticas de contorno con espaciamiento entre líneas de 800 a 1000 m, sobrevolando a una altura de entre 300 a 450 m sobre el terreno, utilizando magnetómetros análogos como el *Gulf Mark III*. Además, en cuanto al procesamiento por parte del USGS, se les removió el DGRF usando un modelo digital de elevación junto con el año y altitud de cada levantamiento; se creó la malla digital de datos usando tamaños de celda de un quinto del espaciamiento de las líneas de vuelo empleando un método de mínima curvatura, y se le aplicó un filtro de primera derivada vertical para resaltar áreas pobremente empalmadas. Para las cartas del SGM no se cuenta con los datos de campo con los que se obtuvieron dichas cartas y se desconoce la metodología exacta con la que fueron procesadas. Las cartas magnéticas usadas presentan escalas de valores distintas entre ellas, e igualmente dispares con respecto a los resultados obtenidos. Las observaciones realizadas serán únicamente para verificar formas y tendencias de las anomalías.

La Figura 28 presenta la anomalía magnética obtenida de los datos de la campaña MAMRIV12 superpuesta a las cartas magnéticas del SGM y el USGS, y se identifican al menos 7 zonas de anomalías:

- La zona I comprende un bajo magnético que parece se extiende hacia el oeste y que pudiera formar un dipolo con la zona II, esta otra correspondiente a un alto magnético de intensidad media (hasta 200 nT de amplitud) que a su vez se extiende en un área amplia hacia el N-E. La zona II puede ser la continuación hacia la corteza oceánica de un lineamiento de altos magnéticos que intersectan con la línea de costa de la Bahía de Petacalco en su parte media.
- Las zonas III y IV parecen formar un dipolo asociado al rasgo topográfico del cañón de Petacalco. Por las características del campo anómalo y de la batimetría, estas zonas parecen dividir el polígono estudiado en dos regiones

de características fisiográficas contrastantes; el cambio entre ambas regiones podría estar asociado a variaciones en la litología y propiedades magnéticas del material de la corteza subyacente.

- La zona V es un valle magnético que parece se extiende unos kilómetros hacia el sur del área de estudio.
- La zona VI es la que presenta el campo anómalo de mayor intensidad en un dipolo que se extiende hacia el norte, en dirección al continente. La anomalía parece delinear el contorno occidental de un cuerpo a mayor profundidad. Por la descripción geológica de esta región fisiográfica, una posibilidad es que exista una intrusión batolítica a profundidad; otra posibilidad es que, por lo observado en la batimetría, el rasgo magnético esté asociado a un monte submarino subducido.
- La zona VII es un alto magnético con intensidad de unas 400 nT que continúa en un área muy extensa hacia el sureste del polígono estudiado.

En general, comparando los datos de magnetometría marina adquiridos en MAMRIV12 con las cartas magnéticas del USGS y el SGM, se observa que la información de la campaña oceanográfica tiene una mejor resolución espacial de las anomalías. Lo anterior es debido principalmente a dos factores: primero, la información de magnetometría marina es adquirida sobre el nivel del mar, con lo que las mediciones se encuentran más cerca de las fuentes que originan el campo anómalo en comparación con los estudios aeromagnéticos que se realizaron sobrevolando la zona a 350 m de altura sobre el terreno; segundo, la densidad de muestras de magnetometría marina adquiridas en MAMRIV12 es mayor a la reportada por los estudios compilados por el USGS, teniendo así la posibilidad de definir mejor las formas de las anomalías.

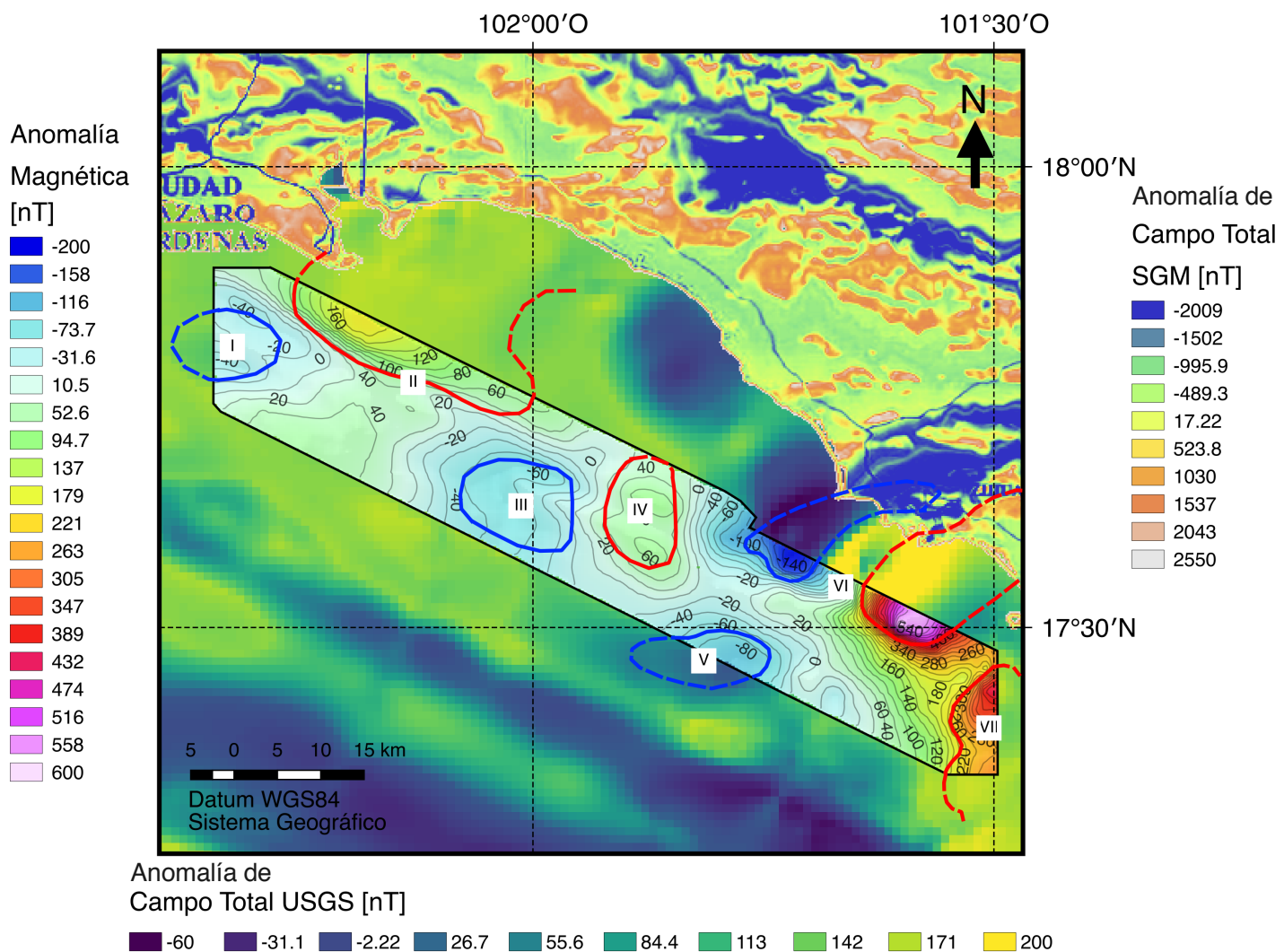


Figura 28. Anomalía magnética superpuesta a las cartas de anomalía magnética del SGM y el USGS. Zonas de anomalías delineadas en rojo (altos magnéticos) y en azul (bajos magnéticos). Se delimita con un borde negro el polígono del levantamiento magnético de la campaña oceanográfica MAMRIV12.

5. Conclusiones

Del procesamiento de datos de magnetimetría marina adquiridos en la campaña oceanográfica MAMRIV12 se generó un mapa de anomalía magnética, el cual presenta varios rasgos que pueden ser correlacionados con características geológicas, tectónicas y topográficas de la plataforma continental frente a la Bahía de Petacalco (ubicada en el límite entre los estados de Michoacán y Guerrero).

En el mapa de anomalía magnética se observa que hay dos regiones con un comportamiento contrastante del campo magnético: una región noroeste, donde existen al menos 4 zonas de anomalías y entre las que hay un gradiente del campo relativamente suave, y una región sureste, donde se encuentran 3 zonas de bajos y altos magnéticos de gran magnitud.

En la región noroeste se destacan dos zonas de anomalías (I y II, marcadas en la Figura 28) con valores de campo magnético de -40 nT hasta 200 nT, que parecen continuar fuera del polígono adquirido. En la región sureste sobresale la zona VI, con un dipolo magnético que tiene intensidades que van de las -200 nT a las 600 nT. En la parte central de la zona de estudio se tiene otro dipolo (marcado por las zonas anómalas III y IV, Figura 28) que tiene una alineación con el rasgo topográfico del cañón de Petacalco (perfil B, Figura 25).

Las anomalías del campo magnético observadas podrían deberse a distintos factores. Variaciones en la litología y topografía explicarían el contraste en el comportamiento del campo magnético entre las regiones que se identificaron. Tomando en cuenta la geología regional y el contexto tectónico de la Bahía de Petacalco (Figura 5) se plantean tres posibles soluciones a las anomalías magnéticas de mayor intensidad (zonas VI y VII, figura 28): la más importante y que se analizó con más detalle, que indiquen el sitio donde ocurre la subducción de un monte submarino bajo la corteza continental frente a la zona de Ixtapa-Zihuatanejo; la segunda, que tengan como fuente emplazamientos de unidades ígneas intrusivas y metasedimentarias del terreno de Guerrero. Considerando la batimetría del área

(mostrada en la Figura 24), algunas variaciones del campo magnético parecen seguir rasgos del terreno submarino (perfiles A a F, Figuras 25 y 26); además, se encuentra la posible evidencia de un cuerpo anómalo a profundidad asociado a una estructura en forma de *cookie bite* (Figura 26), que puede ser correlacionada con deslizamientos por gravedad como los que se observan en los perfiles sísmicos presentados por Arce-Pérez (2015). Una tercera posibilidad se relaciona con un cambio en la tasa de convergencia de Cocos-Norteamérica, tomando en cuenta la hipótesis de DeMets y Stein (1990) sobre el efecto que tiene la subducción oblicua de la placa de Cocos en el movimiento de bloques continentales del suroeste de México y la propuesta de Bandy *et. al.* (2000) de que la placa Cocos se encuentra en un nuevo proceso de fragmentación teniendo como plano de separación la proyección este de la Zona de Fractura de Orozco: a partir de la ZFO, una “astilla” del bloque de Michoacán podría estarse desplazando varios milímetros por año hacia el sureste, provocando un proceso similar al observado en la apertura del rift de Colima; la fuerte anomalía magnética observada en el sureste del área de estudio (zona VI, figura 28) sería un indicio del flanco posterior de la “astilla”. Siendo la prospección magnética un método potencial, no existe una solución única para las anomalías observadas en los datos adquiridos y procesados, por lo que la interpretación propuesta se deja como una posibilidad.

Algunas de las anomalías encontradas se extienden fuera del polígono adquirido, como se ha mostrado en la Figura 28. Por ello, se sugiere que se realice una investigación magnetométrica exhaustiva en un área que abarque desde la costa de la Bahía de Petacalco hasta la MAT, así como hacia el sureste de la Bahía para completar la información de las anomalías de mayor intensidad observadas. Por último, se recomienda la elaboración de modelos geológico-magnéticos de las fuentes del campo anómalo que se observan en la plataforma continental de la Bahía de Petacalco, con el fin de arrojar luz sobre la compleja actividad tectónica derivada del choque de la Zona de Fractura de Orozco con la MAT.

Referencias

- Álvarez-Arellano, A. D., y Gaitán, M. J. (1994). Lagunas Costeras y el Litoral Mexicano: Geología. Reporte en: G. de la Lanza-Espino y C. Cáceres-Martínez (eds). *Lagunas Costeras y el Litoral Mexicano*. UNAM-UABCS, 13-74.
- Arce-Pérez, L. E. (2015). *Elementos Estructurales y Litológicos en el Margen Continental Frente a la Bahía de Petacalco, Guerrero y Michoacán, Empleando Perfiles de Reflexión Sísmica de Alta Resolución*. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, 41-75.
- Astiz, L., y Kanamori, H. (1984). An earthquake doublet in Ometepec, Guerrero, Mexico. *Phys. Earth Planetary Int.*, v. 34, 24–45.
- Bandy, W. L., Hilde, T. W. C., y Yan, C. Y. (2000). The Rivera-Cocos plate boundary: Implications for Rivera-Cocos relative motion and plate fragmentation. *GSA, Special Paper*, 334, 1-28.
- Bankey, V., Cuevas, A., Daniels, D., Finn, C. A., Hernandez, I., Hill, P., Kucks, R., Miles, W., Pilkington, M., Roberts, C., Roest, W., Rystrom, V., Shearer, S., Snyder, S., Sweeney, R., Velez, J., Phillips, J. D., y Ravat, D. (2002). Digital data grids for the magnetic anomaly map of North America. *U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey*. Recuperado el 30 de Octubre de 2020, de <https://pubs.usgs.gov/of/2002/ofr-02-414/>
- Blakely, R. J. (1996). *Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications*. Cambridge University Press. 65-180.
- Briggs, I. C. (1974). Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, v. 39, 39-48.
- Bullard, E. C. y Mason, R. G. (1961). The magnetic field astern of a ship. *Deep-Sea Research*, v. 8, 20-27.

- Burger, H. R. (1992). Exploration using the magnetic method - Chap. 7. En Marshak K. G. (Ed.), *Exploration Geophysics of the Shallow Subsurface* (pp. 389-452). New Jersey EEUU: Prentice Hall.
- Cabral-Cano, E., Lang, H. R., y Harrison, C. G. A. (2000). Stratigraphic assessment of the Arcelia-Teloloapan area, southern Mexico: Implications for southern Mexico's post-Neocomian tectonic evolution. *Journal of South American Sciences*, v. 13, 443-457.
- Carranza-Edwards, A., Márquez-García, A. Z., y Morales de la Garza, E. A. (1986). Estudio de Sedimentos de la Plataforma Continental del Estado de Guerrero y su Importancia dentro de los Recursos Minerales del Mar. *An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol. UNAM*, v.13, 241-262.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, y M, Talavera-Mendoza, O. (2008). The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *Geological Society of America, Special Paper*, 436, 279-308.
- Constable, C. (2005). Geomagnetic Temporal Spectrum. En Gubbins D. y Herrera-Bervera (Eds.), *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism* (pp. 353-354). Dordrecht NL: Springer.
- DeMets, C. y Stein, S. (1990). Present-day kinematics of the Rivera Plate and implications for the tectonics in southwestern Mexico. *J. Geophys. Res.*, v. 95, 21,931-21,948.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., y Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, v. 21, 2,191-2,194.
- DeMets, C. y Traylen, S. (2000). Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle. *Tectonophysics*, v. 318, 119-159.

- Elías-Herrera, M. y Ortega-Gutiérrez, F. (2000). Roots of the Caltepec Fault Zone, southern México: Early Permian epidote-bearing anatexitic granitoids. // *Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Resúmenes y Programas: Geos*, v. 20 (3), 323.
- Fisher, R. L. (1961). "Middle America Trench: Topography and Structure". *Geological Society of America Bulletin*, v. 72, 703-720.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. (2011a). *Panorama Sociodemográfico de Guerrero*. Censo de Población y Vivienda (2010), INEGI, México, 182 p. Recuperado el 23 de agosto de 2020, <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825003353>
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. (2011b). *Panorama Sociodemográfico de Michoacán de Ocampo*. Censo de Población y Vivienda (2010), INEGI, México, 248 p. Recuperado el 23 de agosto de 2020, <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825003358>
- Kostoglodov, V. y Ponce, L. (1994). Relationship between subduction and seismicity in the Mexican part of the Middle America trench. *J. Geophys. Res.*, v. 99, 729-742.
- Kostoglodov, V. y Pacheco, F. J. (1999). Cien años de sismicidad en México. *Cartel Instituto de Geofísica, UNAM*. Recuperado el 23 de agosto de 2020, de <http://usuarios.geofisica.unam.mx/vladimir/sismos/100a%F1os.html>
- Kovács, A. y Dunin-Borkowski, R. E. (2018). Chapter 2 – Magnetic imaging of nanostructures using off-axis electron holography. En Ekkes Brück (Ed.), *Handbook of Magnetic Materials* (v. 27, pp. 59-153). Amsterdam NL: Elsevier.
- Lallemand, S. y Le Pichon, X. (1987). Coulomb wedge model applied to the subduction of seamounts in the Japan Trench. *Geology*, v. 15, 1,065-1,069.
- Lallemand, S., Culotta, R., y von Huene, R. (1989). Subduction of the Daiichi Kashima seamount in Japan Trench. *Tectonophysics*, v. 160, 231-247.

- Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, v. 404, 237-264.
- Lugo, H. J. (1985). Morfoestructuras del fondo oceánico mexicano. *Boletín del Instituto de Geografía. UNAM*, v. 15, 9-39.
- Mammerickx, J. y Klitgord, K. (1982). Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y.B.P. to the present. *J. Geophys. Res.*, v. 87, 6,751-6,759.
- Manea, M., Manea, V. C., y Kostoglodov, V. (2003). Sediment fill in the Middle America Trench inferred from gravity anomalies. *Geofísica Internacional*, v. 42, 603-612.
- Manea, M., Manea, V. C., Ferrari, L., Kostoglodov, V., y Bandy, W. L. (2005). Tectonic evolution of the Tehuantepec ridge. *Earth Planet Sc. Lett.*, v. 238, 64-77.
- Manea, V.C., Manea, M., Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Valenzuela, R. W., Husker, A., y Kostoglodov, V. (2017). A review of the geodynamic evolution of flat slab subduction in Mexico, Peru, and Chile. *Tectonophysics*, v. 695, 27-52.
- Molnar, P. y Sykes, L. R. (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from Focal Mechanisms and Seismicity. *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, 1,639-1,684.
- Morales de la Garza, E. A. y Márquez-García, A. Z. (1988). Distribución y evolución de sedimentos superficiales del delta del Rio Balsas, Michoacán, México. *An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol. UNAM*, v. 15, 95-103.
- Mortera-Gutiérrez, C. A., Bandy, W. L., Millan-Motolinia, C., Ponce-Nuñez, F., y Ortega-Ramírez, J. (2014). Seafloor morphology of the continental slope in front the Petacalco Bay and its tsunamigenic relationship at the Mexican sector of the Middle American subduction zone. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2014*. Abstract id. T11C-4570.

- Nasu, N., von Huene, R., Ishiwada, Y., Langseth, M., Bruns, T., y Honza, E. (1980). Interpretation of multichannel seismic reflection data, legs 56 and 57, Japan Trench transect, Deep Sea Drilling Project. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 56/57, 408-504.
- Pardo, M. y Suárez, G. (1995). Shape of subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *J. Geophysical Res.*, v. 100, 12,357-12,373.
- Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P., Clayton, R., Iglesias, A., Pacheco, J. F., Singh, S. K., Manea, V. C. y Gurnis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos plate beneath Central Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, v. 35, L18303. <http://dx.doi.org/10.1029/2008GL035127>.
- Ponce, L., Gaulon, R., Suárez, G., y Lomas, E. (1992). Geometry and state of stress of the downgoing Cocos plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, v. 19, 773-776.
- Reimnitz, E. y Gutiérrez-Estrada, M. (1970). Rapid changes in the head of the Rio Balsas submarine canyon system, Mexico. *Marine Geology*, v. 8, 245-258.
- Salinas-Prieto, J. C., Monod, O., y Faure, M. (2000). Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, 389-402.
- Sugiura, M. y Kamei, T. (1991). Equatorial Dst index 1957-1986. *IAGA Bull.*, IUGG, Paris, v. 40, 6-14.
- Swain, C.J. (1976). A Fortran IV program for interpolating irregularly spaced data using the difference equations for Minimum Curvature. *Computers & Geosciences*, v. 1, 231-240.
- Talavera-Mendoza, M. O. (2000). Mélanges in southern México: Geochemistry and metamorphism of Las Ollas complex (Guerrero Terrane). *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 37, 1,309-1,320.

- Tamayo, L. (1970). *Geografía Moderna de México*. Ed. Trillas, México, ed. 6ta, 398 p.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., y Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics Second Edition*. Cambridge University Press. 770 p.
- Toledo, A. y Bozada, L. (2002). *El delta del Río Balsas. Medio Ambiente, Pesquerías y Sociedad*. Instituto Nacional de Ecología – Colegio de Michoacán, México, 294 p.
- von Huene, R. y Culotta, R. (1989). Tectonic erosion at the front of the Japan Trench convergent margin. *Tectonophysics*, v. 160, 75-90.
- von Huene, R. y Lallemand, S. (1990). Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 102, 704-720.
- von Huene, R. y Scholl, D.W. (1991). Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, v. 29, 279-316.