



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

DIVISION DE INGENIERIA EN CIENCIAS
DE LA TIERRA

ESTUDIO MARINO DE LAS ANOMALIAS
MAGNETICAS EN LA PARTE CENTRAL
DE LA PLACA DE RIVERA

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO GEOFISICO

PRESENTA:

DANIEL ARMANDO PÉREZ CALDERÓN

DIRECTOR DE TESIS:

DR. CARLOS ANGEL MORTERA GUTIÉRREZ

JURADO:

DR. OSVALDO SÁNCHEZ ZAMORA

M. C. DAVID ESCOBEDO ZENIL

DR. WILLIAM LEE BANDY

DRA. CLAUDIA ARANGO GALVÁN



CD. UNIVERSITARIA

MAYO 2010

DEDICATORIA

A MI PADRE Y A MIS HERMANOS QUE ME HAN DADO SU APOYO Y
CARIÑO PARA SEGUIR ADELANTE

A MI FAMILIA EN TLAXCALA POR ESTAR AL PENDIENTE DE MÍ

A TODOS AQUELLOS QUE ME DIERON ÁNIMOS PARA NO FLAQUEAR
Y CONTINUAR CON ESTA GRAN AVENTURA QUE ES VIVIR

A MI MADRE POR DARME LA VIDA

AGRADECIMIENTOS

A la UNAM por permitirme formar parte de esta gran familia y al Instituto de Geofísica por el espacio brindado para realizar la investigación de mi tesis y por los apoyos económicos que salieron de los fondos de los proyectos externos UNAM-PGR y UNAM-WHOI.

Al Dr. Carlos Mortera por su apoyo para la realización de mi servicio social y mi trabajo de tesis, por su confianza para desenvolverme en el ámbito de la Geofísica Marina, por sus conocimientos y consejos que siempre aplicaré y lo más importante, por su amistad.

Al Dr. William L. Bandy por su gentileza y su buen humor.

A todo la tripulación del Buque Oceanográfico EL PUMA durante las campañas BABRIP06, MAMRIV07 Y MAMRIV08 en las cuales se adquirió el material para mi tesis, con los fondos del proyecto UNAM-DGAPA-PAPIIT IN102507.

A la Dra. Claudia Arango, Dr. Osvaldo Sánchez, M. en C. David Escobedo y Dr. William Bandy, jurado de mi examen profesional, por su tiempo para darme sus comentarios y enriquecer este trabajo.

Al Ing. Esteban Hernández Quintero por proporcionar los datos del Observatorio Geomagnético de Teoloyucan, así como también por sus palabras y consejos.

A todos mis colegas, compañeros y amigos con los que pase muchas experiencias durante las campañas oceanográficas.

A todos mis amigos Iza, Aide, Pamela, Marisol, Paquito, Iván, Víctor Tapia, Foco, Jacobo, David, Julio, Maru, Dianilla, Maggy, Ely, Jony, Rafael Rubio, por ser parte de mi familia, mis hermanos. A todos por ser quienes son conmigo. Goyaaaaa!!! Goyaaaaa!!!

A ti amor, por estar conmigo en las buenas y en las malas, y no dejarme caer. Por confiar en mí y permitirme entrar a tu vida. Y por ser una maravillosa persona conmigo.

Gracias Sandy Valle.

RESUMEN

Los lineamientos de las anomalías magnéticas en el relieve del piso oceánico son utilizados para reconstruir la evolución de la Placa de Rivera con el paso del tiempo. Datos de batimetría e isócronas magnéticas colectados de campañas oceanográficas en la parte central de esta aportan formas para identificar los cambios del proceso magmático que gobernó el esparcimiento oceánico a lo largo del segmento norte de la Dorsal Pacífico Oriental (EPR) que es el margen divergente entre las placas del Pacífico y Rivera. Se desconoce el momento exacto en el que la propagación del segmento norte de la dorsal EPR terminó y qué relación guarda con otras estructuras geológicas de la zona. Tres campañas de geofísica marina (BABRIP06, MAMRIV07 y MAMRIV08) a bordo del B/O EL PUMA en el 2006, 2007 y 2008, respectivamente, se llevaron a cabo para estudiar la compleja tectónica de la Placa de Rivera en su parte central. El estudio se basa principalmente en un levantamiento de datos magnéticos de alta resolución, que son corregidos por efectos de las variaciones diurnas del campo geomagnético, por el efecto de rumbo del buque y reducidos al polo magnético para identificar las isócronas magnéticas en el área de estudio. Los datos de batimetría monohaz de las tres campañas son correlacionados con las geometrías de las anomalías magnéticas para entender los procesos de esparcimiento que formaron el relieve oceánico de esta área. Los resultados principales en este estudio es la identificación continua de las isócronas magnéticas 4n.2 a 2A.3 (7.9 a 3.6 Ma), anomalías magnéticas circulares asociadas a montes submarinos, la geometría de las isócronas es típica de un propagador, la identificación de la anomalía magnética de la isócrona 3n.3, estimaciones en la tasa de esparcimiento oceánico durante estas épocas y la identificación de una anomalía transversal que posiblemente esté asociada a una zona de fractura que genero el propagador.

INDICE GENERAL

CAPITULO	PAGINA
1. INTRODUCCION.....	1
2. ANTECEDENTES.....	4
2.1 Marco Geológico Regional.....	4
2.2 Morfología y Magnetización de las Dorsales Oceánicas.....	6
2.3 Investigaciones Anteriores.....	9
2.4 Conceptos Básicos del Método Magnético.....	12
2.4.1 Génesis del Campo Geomagnético.....	12
2.4.2 Vector del Campo Geomagnético.....	13
2.4.3 Descripción del Campo Geomagnético Teórico.....	15
3. METODOLOGIA.....	18
3.1 Datos de Batimetría y Magnetometría.....	18
3.1.1 Datos de Batimetría Monohaz.....	19
3.1.2 Datos de Magnetometría.....	21
3.1.3 Calculo de las anomalías magnéticas.....	26
3.2 Monitoreo de las Variaciones Magnéticas Diurnas.....	27
3.3 Indice DST Geomagnético Global.....	32
4. REDUCCIÓN DE LOS DATOS MAGNÉTICOS.....	36
4.1 Reducción por Campo Magnético Teórico (IGRF).....	38
4.2 Reducción por Variación Diurna.....	41
4.3 Reducción por Efecto de Rumbo del Barco.....	43
4.4 Reducción al Polo Magnético.....	47
5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	50
5.1 Evolución de la Placa de Rivera entre 9.9 y 6.4 Ma.....	57
6. CONCLUSIONES.....	67
REFERENCIAS.....	68
ANEXOS.....	70

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Diagrama esquemático del movimiento de las placas que interactúan con la placa de Rivera, así como el tipo de falla que resulta de la interacción.....	2
Figura 2. Mapa de la tectónica del noreste del Pacífico. Las líneas gruesas sólidas señalan la localización de la EPR actual.....	4
Figura 3. Mapa de localización de características tectónicas en la región de la placa de Rivera. Líneas delgadas señalan zonas de fallas inactivas.....	5
Figura 4. Sección transversa a través de la zona axial de tres dorsales oceánicas con diferentes razones de esparcimiento.....	7
Figura 5. Esquema de la formación de litosfera debida a dorsales oceánicas, así como el tipo de magnetización de las bandas.....	8
Figura 6. Diagrama tectónico esquemático que muestra la configuración antes y después de 3.5 Ma.....	9
Figura 7. Diagrama de la evolución tectónica y patrones de edad de la corteza alrededor del Golfo de California.....	10
Figura 8. Identificación de los alineamientos magnéticos (Isócronas) producido por la dorsal EPR y su desplazamiento	11
Figura 9. Representación esquemática del interior de la Tierra, indicando las profundidades y nombres de las regiones.....	12
Figura 10. Representación del vector de inducción magnética o vector de campo geomagnético referido a un punto P sobre la superficie terrestre.	14
Figura 11. Sistema de coordenadas: (a) esféricas y (b) cartesianas.....	16

Figura 12. Mapa de los transectos realizados en las campañas oceanográficas BABRIP06, MAMRIV07 y MAMRIV08.....	19
Figura 13. Esquema de las partes que integran la ecosonda EA600 Simrad.....	20
Figura 14. Diagrama de la emisión del haz de sonido con un transductor de 18 kHz del buque al relieve del fondo.....	21
Figura 15. Magnetómetro Geometrics G877.....	22
Figura 16. <i>Junction Box</i> para el sistema G877.....	23
Figura 17. Diagrama de la distribución recomendada para la ubicación del magnetómetro G877.....	24
Figure 18. Localización del cable de arrastre suspendido sobre la cubierta del B/O El Puma.	25
Figura 19. Mapa esquemático de la posición de las estaciones base temporales, y su relación geográfica con el observatorio magnético de Teoloyucan y con el área de estudio.....	28
Figura 20. Mapas esquemáticos de la ubicación y área de seguridad respecto a las perturbaciones magnéticas para las estaciones base.....	28
Figura 21. Estación base realizada en Guayabitos, Nayarit con un magnetómetro modelo G856.....	29
Figura 22. Gráfica del campo magnético total para estación base de Chamela, Jalisco del DJ-280 al DJ-282 durante la campaña BABRIP06.....	30
Figura 23. Gráfica del campo magnético total para estación base de Guayabitos, Nayarit del DJ-348 al DJ-355 la campaña MAMRIV07.....	30

Figura 24. Gráfica del campo magnético total para estación base de Chamela, Jalisco del DJ-292 al DJ-298 durante la campaña MAMRIV08.....	31
Figura 25. Gráfica del índice DST ecuatorial.....	34
Figura 26. Gráfica del índice DST ecuatorial.....	34
Figura 27. Gráfica del índice DST ecuatorial.....	35
Figura 28. Perfiles horizontales dirección E-W o W-E. Cada color y tipo de línea representa a cada uno de los cruceros BABRIP06, MAMRIV07 y MAMRIV08.....	36
Figura 29. Mapa de los datos de campo total de las tres campañas.....	37
Figura 30. Mapa de anomalías magnéticas obtenidas por la corrección de campo teórico.....	40
Figura 31. Mapa de anomalías magnéticas obtenidas por la corrección de variación diurna.....	42
Figura 32. A) Gráfica del círculo de calibración de la campaña MAMRIV08; y B) Gráfica de los datos magnéticos vs dirección del magnetómetro.....	44
Figura 33. Reducción por efecto de rumbo.	45
Figura 34. Mapa de anomalías magnéticas obtenidas por la corrección de efecto de rumbo.....	46
Figura 35. Anomalía magnética antes y después de la reducción al polo.....	48
Figura 36. Mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo magnético	49
Figura 37. Anomalías magnéticas: Reducción al polo magnético.....	52

Figura 38. Batimetría del sitio con los recorridos en las campañas BABRIP06, MAMRIV07 y MAMRIV08.....	53
Figura 39. Ubicación de las estructuras geológicas reconocidas en la zona de estudio.....	55
Figura 40. Sobreposición de los contornos de la batimetría sobre las anomalías magnéticas. Montes y zona de fractura.....	56
Figura 41. Evolución tectónica de las placas de Rivera, Norteamericana y Pacífico. Comienzo de la evolución en la Isócrona 3A.2 y hasta 2A.3.	58
Figura 42. Localización las anomalías magnéticas obtenidas de los datos de las campañas.....	59
Figura 43. Mapa de la ubicación de las alineaciones magnéticas debidas a la reducción por efecto por rumbo y reducción al polo magnético. Anomalía debida a la zona de fractura. Área de estudio.	60
Figura 44. Alineaciones magnéticas debidas a la reducción por efecto de polo y FZ. Área de estudio.....	61
Figura 45. Etapas de esparcimiento de la dorsal oceánica EPR. Los segmentos norte de Pacífico-Rivera y Pacífico-Matemático.....	62
Figura 46. Ubicación de los polos relativo y absoluto de Euler, para el centro de extensión Pacífico-Rivera (RIV-PAC) y la falla transformante de Rivera respectivamente.....	65
Figura 47. Reconstrucción de las anomalías 2A.1 hasta 3B que demuestran la propagación de las alineaciones Pacífico y Rivera.....	66

1. INTRODUCCION

La compleja geología que presenta la placa de Rivera y su interacción con las fallas transformantes, dorsales oceánicas y zonas de subducción, así como con el movimiento que involucra a las placas Norteamericana, Cocos y Pacífico con la placa de Rivera (Figura 1) lleva a la necesidad de estudiar su comportamiento y sus cambios con el paso del tiempo. Hay zonas de gran complejidad en los límites de la placa de Rivera donde el movimiento y compresión de estas placas deforman su registro geológico [Lonsdale, 1995]; y es por ello que es preciso estudiar las marcas geológicas que dejan las dorsales al formar la corteza oceánica. Por otro lado, al estar afectada la superficie de la Placa de Rivera por el vulcanismo de los hotspots, derivado de la expulsión constante de material magmático y flujos basálticos, se tiene la posibilidad de identificar isócronas de la corteza oceánica e inferir la época en la cual tuvo lugar la actividad volcánica [Batiza y White, 2000].

Sin embargo, los alineamientos magnéticos de la placa de Rivera, al estar perturbados por otros procesos geológicos a lo largo de las dorsales, no es posible correlacionarlos perfectamente con la secuencia temporal y espacial de su movimiento, por ello es incierto el momento donde terminó la propagación del segmento norte de la dorsal EPR. Existen propuestas para aclarar esta incertidumbre donde se plantea que el término de la propagación del segmento norte fue hace 3.5 Ma como la de Mammerickx y Klitgord, [1982]. Ellos proponen que la última reorganización de las placas Pacífico-Rivera evidenciada por la identificación de anomalías magnéticas tuvo lugar en la época del Mioceno tardío -Plioceno.

En consecuencia, los estudios geofísicos realizados en la zona, apoyados con datos batimétricos y magnéticos han aportado una mejor idea de la morfología de la corteza oceánica entre las edades de las isócronas 2A.3 y 4n.2 [DeMets y Traylen, 2000]; aunque no exista una cobertura del cien por ciento del fondo marino, es posible con estos estudios deducir la evolución de la dorsal EPR en la placa de Rivera entre las fallas transformantes de Rivera y Tamayo (Figura 1).

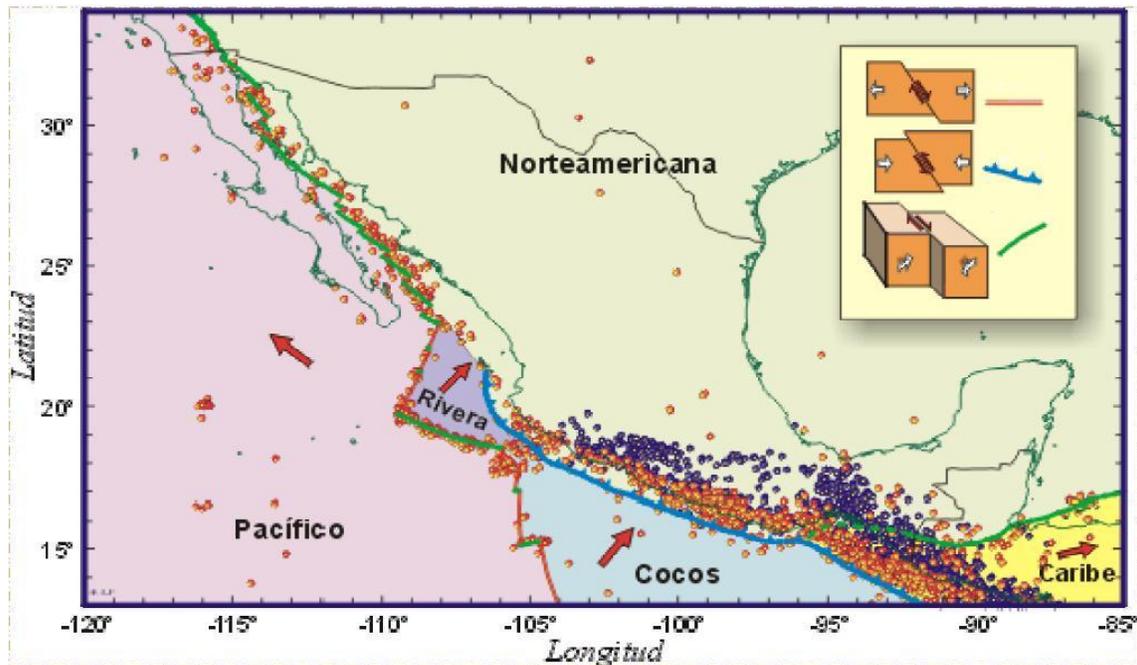


Figura 1. Diagrama esquemático del movimiento de las placas que interactúan con la placa de Rivera, así como el tipo de falla que resulta de la interacción. [Marquéz, 2006].

La investigación geofísica de las tres campañas oceanográficas por parte de la Universidad Nacional Autónoma de México, BABRIP06, MAMRIV07 y MAMRIV08, a bordo del Buque Oceanográfico (B/O) EL PUMA, está delimitada entre los 20.5°N y 21.6°N y los 107°W y 108°W.

En estas tres campañas se obtuvieron datos del campo magnético total terrestre, que son utilizados en el presente trabajo para el análisis de los alineamientos magnéticos y su relación con las estructuras geológicas que conforman la corteza oceánica de la placa de Rivera. Debido a que los datos magnéticos están influenciados por efectos del rumbo del buque y por las variaciones diurnas del campo geomagnético, es necesario hacer las correcciones a los valores de campo total registrados. Así mismo, estos datos son complementados con valores batimétricos de eco sondeo mono haz para una mejor visualización e interpretación de los datos magnéticos.

Con esta investigación se dará a conocer la orientación y desplazamiento de los alineamientos magnéticos en el área de estudio, así como el esparcimiento magmático de cada una de las isócronas identificadas. De igual forma se identificará su origen y la época en la que fueron creadas las isócronas.

2. ANTECEDENTES

2.1. Marco Geológico Regional

La historia tectónica del noreste del Pacífico comienza con la evolución de la Dorsal del Pacífico Este (EPR por sus siglas en inglés), que incluye tres principales reorganizaciones por el movimiento de las placas. Esta región contiene varios segmentos de expansión centrales abandonados, trincheras abandonadas, y trazas de viejas fallas transformantes (Figura 2) [Mammerickx y Klitgord, 1982].

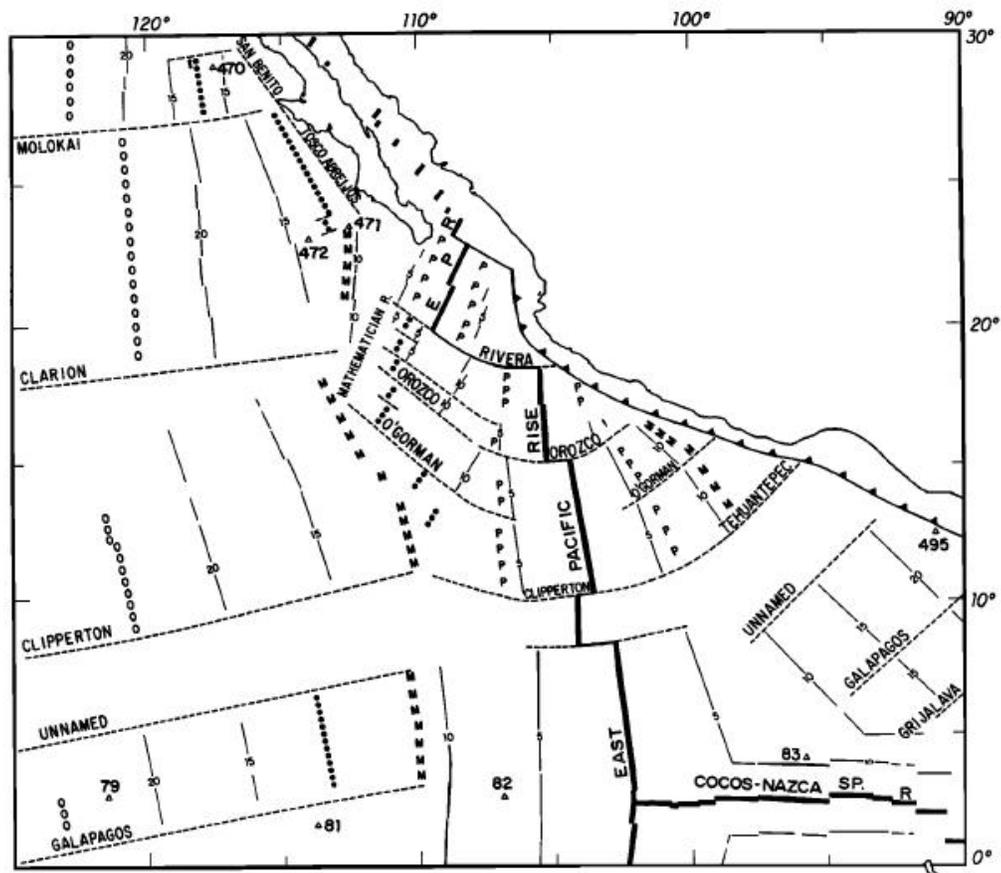


Figura 2. Mapa de la tectónica del noreste del Pacífico. Las líneas gruesas sólidas señalan la localización de la EPR actual. Líneas punteadas señalan principales zonas de fallas. Líneas con números señalan isócronas de 20, 15, 10 y 5 Ma respectivamente [Mammerickx y Klitgord, 1982].

La actual configuración de los límites de la placa de Rivera es debida a la colisión de la dorsal oceánica Pacífico-Farallón con el margen oeste de la placa de Norteamérica hace aproximadamente 28 Ma. Esta colisión permitió la fragmentación gradual de la placa de Guadalupe en una serie de pequeñas placas, una de las cuales es la placa de Rivera. Actualmente esta placa oceánica está siendo subducida debajo de la placa Norteamericana en el extremo norte de la fosa Mesoamericana (Middle American Trench) y su interior está conformado por el piso oceánico que formó la dorsal Pacífico-Rivera (Figura 3) [DeMets y Traylen, 2000].

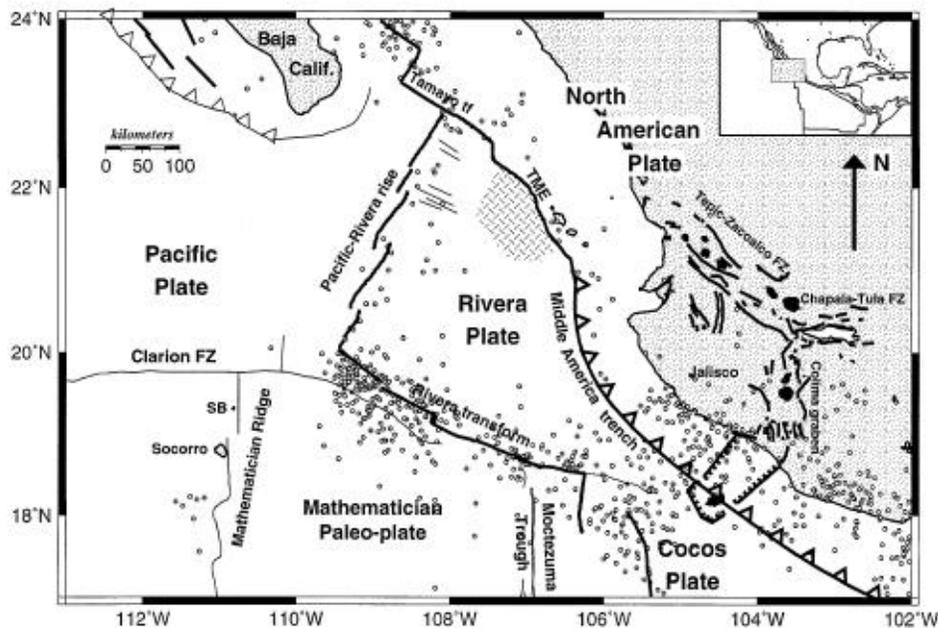


Figura 3. Mapa de localización de características tectónicas en la región de la placa de Rivera. Líneas delgadas señalan zonas de fallas inactivas. Línea con triángulos indica la zona de subducción. Áreas negras muestran la localización de los principales vulcanismos del Cuaternario y área rayada muestra escarpe de las Islas Marías (TME). Círculos abiertos muestran terremotos de no más de 60 km [DeMets y Traylen, 2000].

El actual centro de expansión al norte de la transformada de Rivera (límites de las placas Pacífico-Rivera) se originó en los últimos 10 Ma por propagaciones a través de la litosfera oceánica.

La parte Pacífico-Rivera de la Dorsal EPR es un ejemplo de un centro activo con una rápida evolución y un desarrollo en los límites de la placa durante los últimos 10 Ma en varias etapas, afectada por la dirección de convergencia de la placa con el margen continental, lo que condujo a tener episodios de desprendimiento de fragmento de placa [Lonsdale, 1995].

La placa de Rivera resulta de una ruptura de la placa de Cocos a lo largo del flanco oriente de la zona de fractura de Clarion a juzgar por las isócronas de la corteza de la placa del Pacífico al norte y sur de la zona de fractura [Lonsdale, 1995]. La identificación de isócronas es factible puesto que el vulcanismo existente en los límites de la placa de Rivera con la dorsal EPR da origen a grandes pulsos de derrames basálticos, coladas de lava, campos de lavas almohadilladas, y enjambres de diques basálticos con una tasa de esparcimiento de aproximadamente 70 mm/año [Batiza y White, 2000].

2.2. Morfología y Magnetización de las Dorsales Oceánicas

La superficie de la Tierra está cubierta en un 60% por corteza oceánica, la cual es generada por la acreción magmática expulsada en las dorsales oceánicas en las cuales se presenta la mayor y voluminosa actividad volcánica, y su morfología varía con la razón de esparcimiento (Figura 4). Así mismo, la cámara magmática tiene una relevancia importante en la formación de la corteza oceánica [MacDonald, 1982].

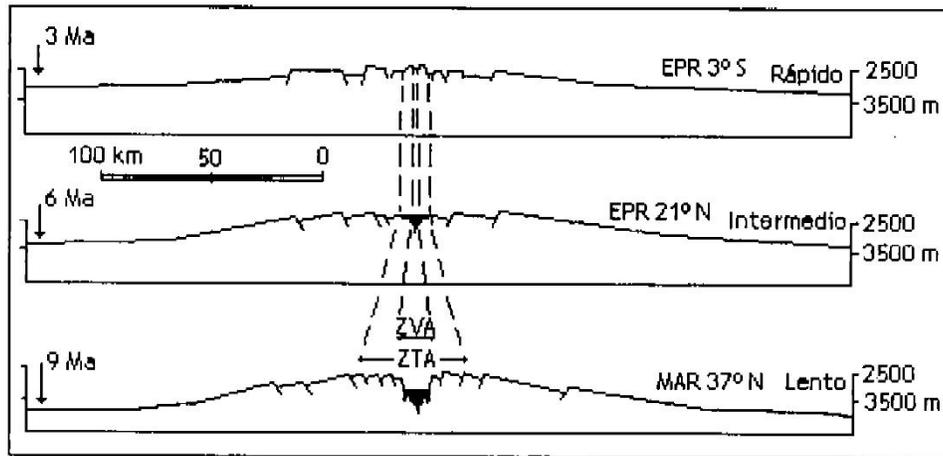


Figura 4. Sección transversa a través de la zona axial de tres dorsales oceánicas con diferentes razones de esparcimiento. Se muestra la influencia de la razón de esparcimiento en la morfología axial, el ancho de la zona de actividad volcánica (ZVA) y de la zona tectónica activa (ZTA), EPR: Dorsal del Pacífico Oriental. MAR: Dorsal del Atlántico Medio [Choukroune et al., 1984].

La generación de corteza se clasifica según el tiempo y la longitud de esparcimiento a lo largo de la dorsal. La morfología del relieve de sus centros de esparcimiento es caracterizada por: 1) lento esparcimiento que va de 1-5 cm/año, y donde se presenta un valle axial en el eje con una profundidad de 1.5-3 km. Su región axial está marcada por una cadena de volcanes centrales altamente discontinuos; 2) esparcimiento intermedio (5-9 cm/año), contiene un valle axial de 50-200 m de profundidad con su rift sobrepuesto en una ancha y alta región axial, pero sus flancos topográficos son suaves; 3) por último el esparcimiento rápido, el cual tiene un crecimiento de más de 9 cm/año, y no presenta valle axial, pero su eje es alto y tiene una forma triangular. Las estructuras más representativas en la cresta de las dorsales son los horsts, grábens y volcanes centrales, entre 1 a 2 km de ancho [MacDonald, 1982].

Por otro lado, al formarse las dorsales, nuevo piso oceánico es formado, debido a que el material fundido se solidifica, pasando el punto de Curie, que es donde los minerales ferromagnéticos se alinean en dirección del campo magnético terrestre en el periodo de su formación (Figura 5). Entonces, conforme el piso oceánico se expande,

se forman bandas magnéticas (isócronas) que guardan la información del campo magnético prevalente (normal o inverso), y la distribución de estas bandas es simétrica en ambos lados de la dorsal [MacDonald, 1982].

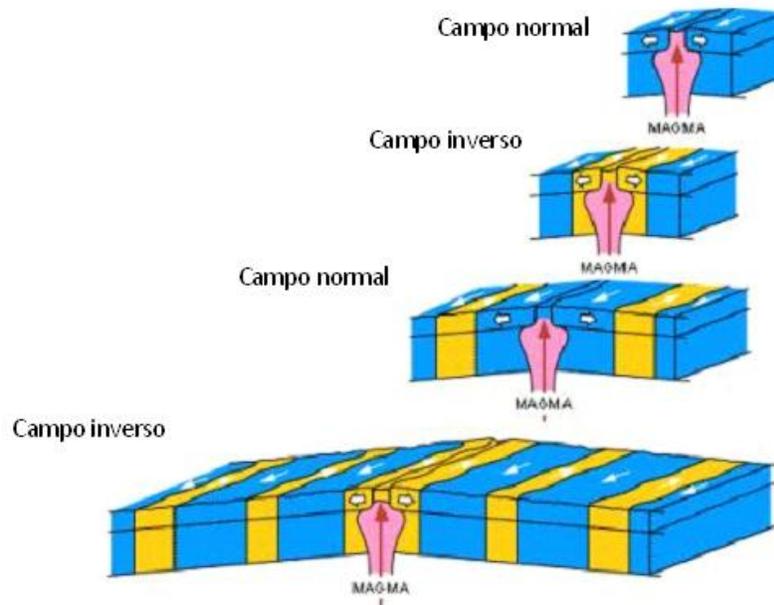


Figura 5. Esquema de la formación de litosfera debida a dorsales oceánicas, así como el tipo de magnetización de las bandas.

Las anomalías magnéticas son generadas por la magnetización remanente en las capas de diques y gabros, así como de las lavas almohadilladas que se formaron en la cresta de las dorsales y al alejarse de la dorsal, se enfrían y guardan las direcciones de la magnetización correspondiente al campo magnético que prevaleció.

Por otro lado, otra interpretación de datos magnéticos marinos [Lonsdale, 1995], plantea que el límite entre las placas de Cocos y de Rivera así como su dirección, sentido y posición puede ser inferido por el paralelismo de las alineaciones magnéticas que resultaron de las isócronas generadas por la perturbación en la zona y la deformación de dichas placas. Este proceso tuvo lugar en un único segmento de difusión limitada al norte por la falla que marcaba el límite meridional de la placa Magdalena y en el sur de la zona de fracturas de la Transformada de Clarion (Figura 7), y que las alineaciones tienen una preferencia norte-sur aproximadamente en la zona de fracturas en un tiempo menor a los 10 Ma [Lonsdale, 1995].

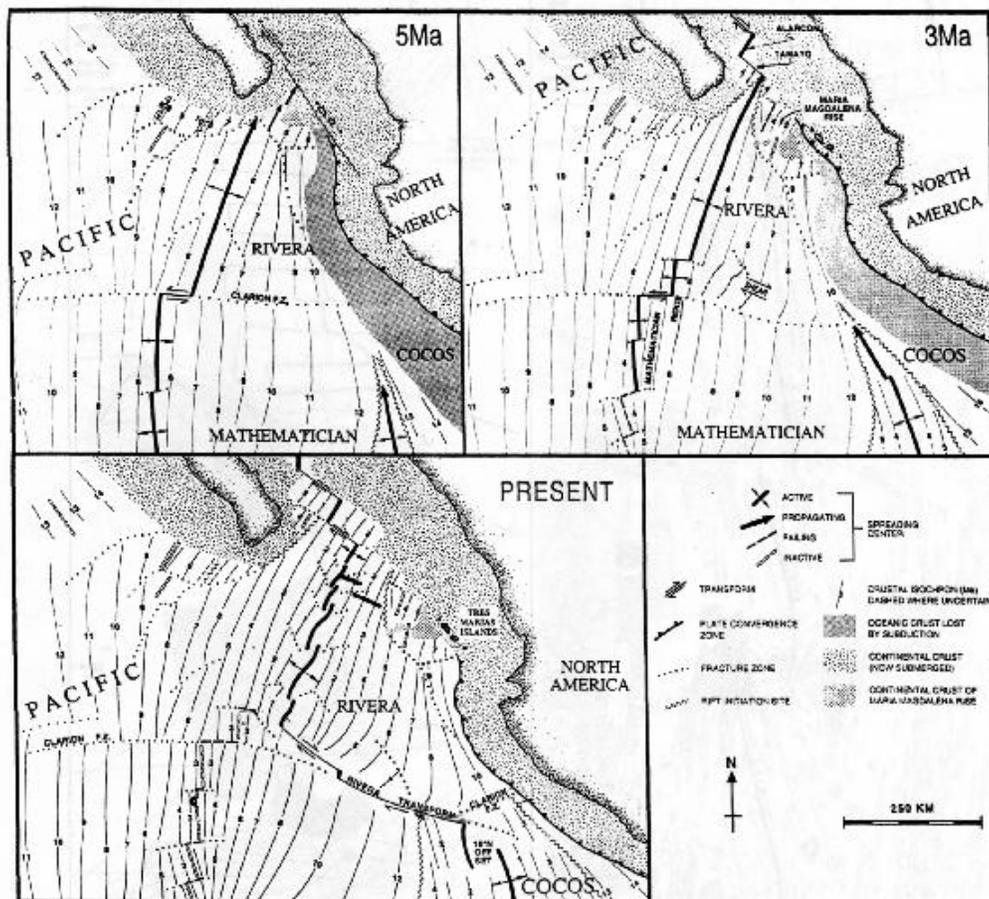


Figura 7. Diagrama de la evolución tectónica y patrones de edad de la corteza alrededor del Golfo de California [Lonsdale, 1995].

También el análisis realizado de las anomalías magnéticas sobre la placa de Rivera por DeMets y Traylen [2000] indican que son de menor edad que la anomalía 5n.2 (9.92 Ma) que es la más antigua de las anomalías magnéticas correlacionadas (Figura 8). Estas anomalías se limitan al norte por unas pseudo-fallas conjugadas con orientación al noroeste y cercanas a la trinchera Mesoamericana (MAT).

Proponen por otro lado, que para entender mejor la evolución de la placa de Rivera, se requiere precisar su movimiento relativo y el de la placa de Norteamérica al manto subyacente. Para hacer esto, se asume que la pluma ascendente hostpot esta fija en el manto, y que la rotación de los hostpots del Pacífico, está relacionada con la rotación del movimiento de las placas Pacífico-Norteamericana y Pacífico-Rivera.

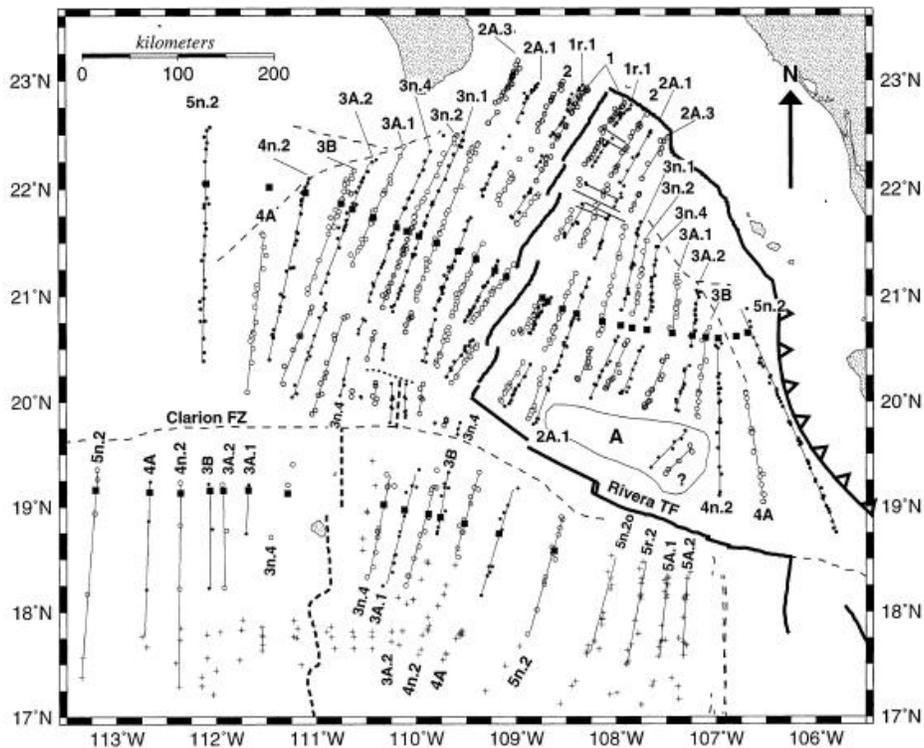


Figura 8. Identificación de los alineamientos magnéticos (Isócronas) producido por la dorsal EPR y su desplazamiento. Líneas delgadas continuas indican isócronas. Líneas discontinuas indican zonas de fallas. Cuadrados se refieren a los puntos conjugados [DeMets y Traylen, 2000].

2.4. Conceptos Básicos del Método Magnético.

2.4.1. Génesis del Campo Geomagnético.

Se considera que las fuentes internas del campo geomagnético se encuentran en dos regiones [Blakely, 1996]:

1. La principal que es producida por un proceso magneto-hidrodinámico muy complejo llamado campo principal o campo de núcleo que se genera en el núcleo externo (fase líquida) y se encuentra a partir del límite con el manto superior (2900 km) y hasta profundidades de hasta 5150 km, rodeando al núcleo interno considerado un sólido (Figura 9). El comportamiento de un flujo circular de corriente eléctrica puede producir un campo magnético, es lo mejor que puede describir este proceso (teoría del dinamo auto sustentado).

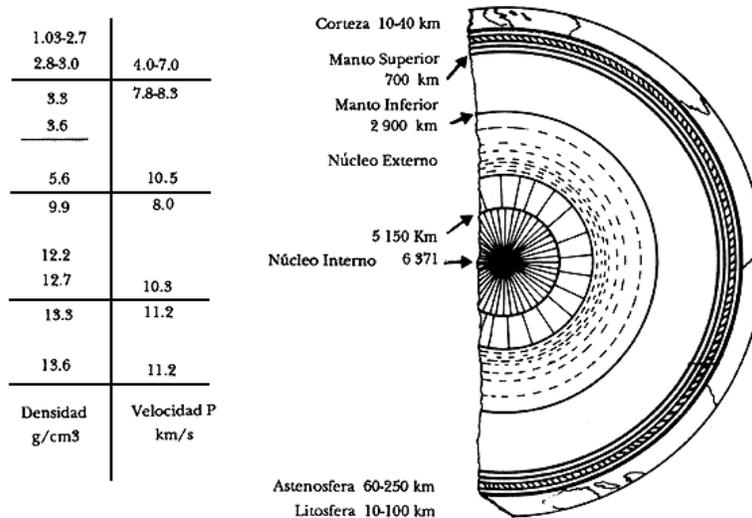


Figura 9. Representación esquemática del interior de la Tierra, indicando las profundidades y nombres de las regiones [Campbell, 1997]

2. La aportación sobrante es el campo generado en la corteza terrestre debido a rocas que almacenan las propiedades del campo magnético después de pasar el punto de Curie (entre 300 y 770 [°C]) y como resultado obtienen una orientación magnética aleatoria de los momentos magnéticos de cada partícula ferromagnética.

2.4.2. Vector del Campo Geomagnético

El campo geomagnético en cualquier punto de la superficie terrestre puede quedar definido por un vector que contiene dirección y sentido. A este vector le llamaremos B (inducción magnética) o mejor conocido como vector de campo geomagnético, y puede ser descrito en un sistema de coordenadas cartesianas. Dicho vector cuenta con siete componentes magnéticas.

Los elementos magnéticos [Whitham, 1958] del campo pueden ser descritos en términos de la componente vertical Z, siendo positiva hacia abajo, y la componente horizontal, H, que siempre es positivo. X y Y son componentes de H y son considerados positivos hacia el norte y hacia el este geográficos, respectivamente (Figura 10).

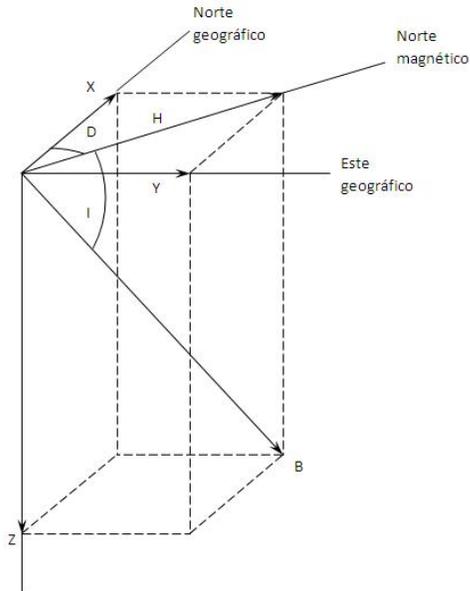


Figura 10. Representación del vector de inducción magnética o vector de campo geomagnético referido a un punto P sobre la superficie terrestre.

Los elementos anteriormente mencionados, pueden relacionarse en términos de su inclinación y declinación magnética [Telford, 1990]:

$$\left. \begin{aligned}
 B^2 &= H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 \\
 H &= B \cos I & Z &= B \sin I \\
 X &= H \cos D & Y &= H \sin D \\
 \tan D &= \frac{Y}{X} & \tan I &= \frac{Z}{H}
 \end{aligned} \right\} \dots\dots (1)$$

La declinación D y la inclinación I, son los ángulos que se forman con respecto a los diferentes componentes del campo magnético. Esto es, la declinación D es la diferencia angular entre el norte geográfico y el norte magnético, así mismo se considera positiva hacia el este y negativa al oeste.

Por otro lado, la inclinación es el ángulo formado entre la componente H y el vector B.

2.4.3. Descripción del Campo Geomagnético Teórico

Carl F. Gauss en 1838, fue el primero en describir el campo geomagnético haciendo uso del análisis de armónicos esféricos a partir del potencial del campo geomagnético y sus gradientes (ANEXO 1). Lo que lo llevó, en un inicio, a concluir que el campo observado en la superficie terrestre es generado en su principal componente en el interior de la Tierra pero gracias al uso de tecnología como satélites y sondas espaciales, se ha determinado que también una pequeña parte del campo geomagnético es generado en el exterior [Blakely, 1996].

Lo primero que se requiere es aislar el campo magnético producido por fuentes en la corteza, y diferenciarlas del campo magnético total. Con el conocimiento del potencial sobre una esfera, así como su gradiente radial, se podrá determinar la aportación relativa de las fuentes externas e internas a la esfera. Entonces, si existen fuentes dentro y fuera de la superficie de la esfera, se puede considerar el potencial V como la suma de las fuentes interna y externas (ANEXO 1).

$$V = V^i + V^e \dots\dots(2)$$

El potencial no se mide directamente en estudios geomagnéticos, así que es posible tomar otro camino para determinar los coeficientes A_n^m y B_n^m que están incluidos en la ecuación (2) (ANEXO 1). Usualmente los magnetómetros pueden medir las tres componentes ortogonales de la inducción magnética. Se considera que la Tierra es esférica, al orientar el sistema de coordenadas sobre su superficie de tal forma que el eje x se dirija hacia el norte, el eje y hacia el este y el eje z hacia el centro de la Tierra [Blakely, 1996] (Figura 11).

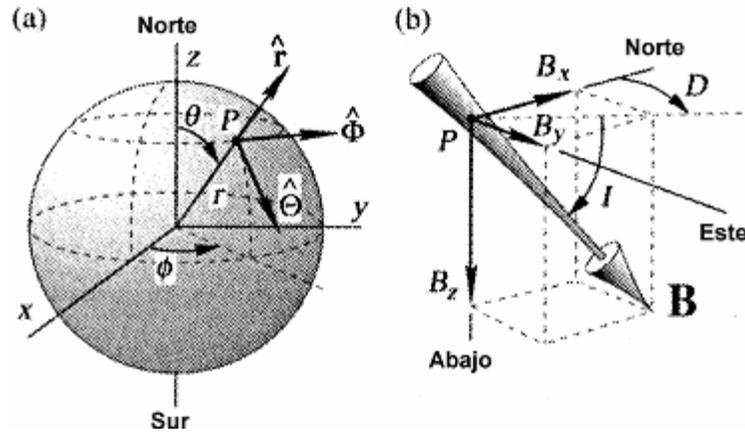


Figura 11. (a) Sistema de coordenadas esféricas, donde un punto P queda ubicado por las coordenadas r , θ y Φ , y un vector se define por medio de los tres vectores ortogonales unitarios \hat{r} , $\hat{\theta}$ y $\hat{\Phi}$. (b) Sistema de coordenadas cartesianas en el punto P donde las tres componentes del vector B son B_x , B_y y B_z . La inclinación I , es el ángulo que forma B con respecto al plano horizontal (que a su vez incluye a B_x y B_y) y la declinación D , es el azimut de la proyección horizontal de B, que es positivo hacia el este [Blakely, 1996].

Así entonces, si sólo se toman las fuentes internas (campo principal), se obtiene la ecuación que permite identificar el potencial del campo geomagnético:

$$V = a \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) P_n^m(\theta) \dots\dots (3)$$

En esta expresión, cuando $n=1$, el potencial corresponderá con la contribución dipolar, es decir:

$$V^D = \frac{a^3}{r^2} [g_1^0 P_1^0(\theta) + (g_1^1 \cos m\phi + h_1^1 \sin m\phi) P_1^1(\theta)] \dots\dots (4)$$

Esta es la representación del campo dipolar interno, el cual puede ser sustraído de la expresión (3) quedando la representación del campo no dipolar:

$$V^N = a \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) P_n^m(\theta) \dots\dots\dots(5)$$

En evaluaciones realizadas para cuantificar su contribución al campo principal, se encontró que en el norte geográfico resultó ser aproximadamente del 6.3%, por lo cual se dice que en general el campo no dipolar comprende cerca del 10% del campo principal. Lo anterior indica que el campo geomagnético principal es predominantemente dipolar y el considerarlo como dipolo es una buena aproximación [Blakely, 1996].

Con ayuda de la ecuación (3) se obtienen los coeficientes del IGRF-10 que corresponde a la época 2005 (ANEXO II), y que servirán para extraer el campo teórico a los datos magnéticos de las campañas oceanográficas BABRIP06, MAMRIV07 y MAMRIV08. Dichos coeficientes se pueden descargar de la red (Disponible en el sitio “National Geophysical Data Center” (NGDC): <http://www.ngdc.noaa.gov/geomagmodels/IGRFWMM.jsp>).

3. METODOLOGIA

3.1. Datos de batimetría y magnetometría

El estudio geofísico de las campañas oceanográficas Mexicanas BABRIP06, MAMRIV07 y MAMRIV08, a bordo del B/O EL PUMA, en los años 2006, 2007 y 2008 respectivamente, obtuvo datos batimétricos monohaz y datos magnéticos marinos. Los datos batimétricos registrados durante el estudio son utilizados para tener, en forma esquemática, la configuración del relieve del piso oceánico en el área de estudio (Figura 12), en la planicie abisal al oriente de la dorsal oceánica EPR (Figura 1). Los datos magnéticos fueron reducidos para obtener la anomalía magnética con reducción al polo. Para realizar la corrección en los datos magnéticos por variación diurna se dispuso de datos magnéticos registrados en una estación base magnética temporal para cada una de las campañas oceanográficas. Estas estaciones tienen ubicaciones lo más cercanas posible a las campañas marinas. También los datos magnéticos requieren ser corregidos por el efecto de rumbo del buque sobre el magnetómetro marino.

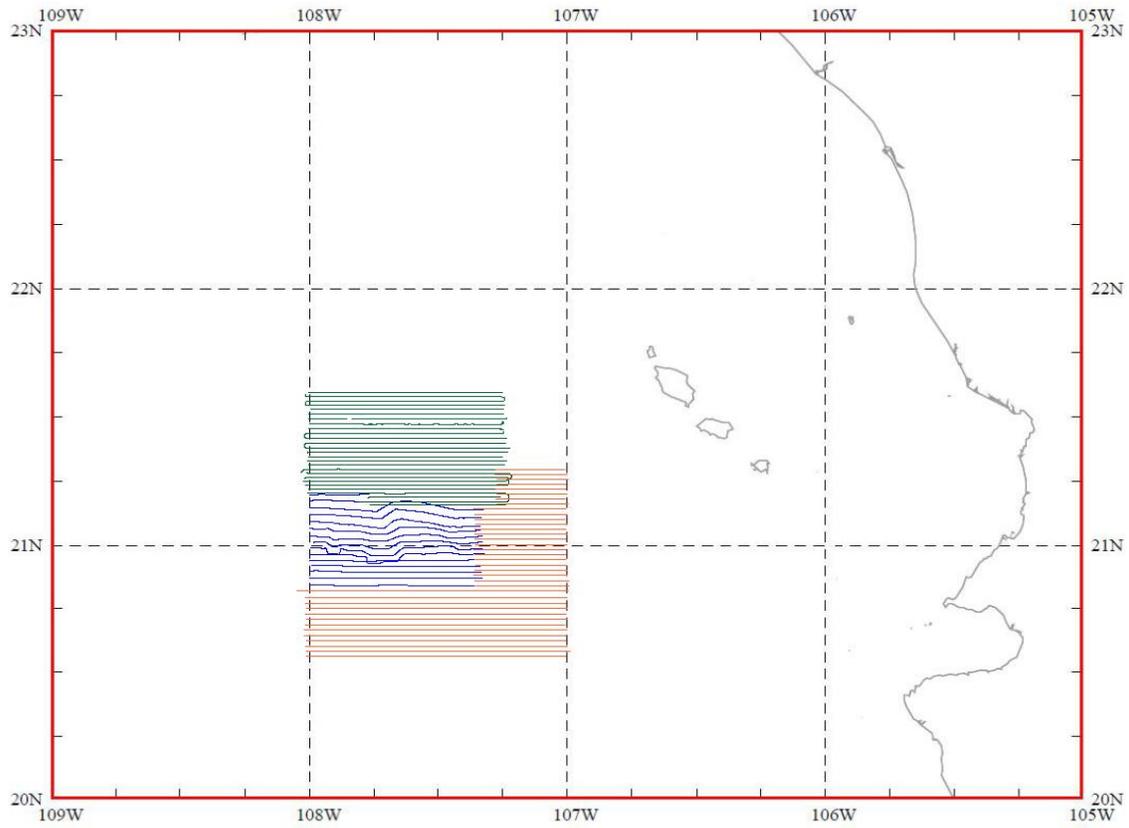


Figura 12. Mapa de los transectos realizados en las campañas oceanográficas BABRIP06 (azul), MAMRIV07 (verde) y MAMRIV08 (rojo).

3.1.1. Datos de Batimetría Monohaz

El registro de valores de la profundidad del piso oceánico se llevo a cabo con un sistema de ecosonda tipo monohaz de la marca Simrad-Kongsberg (Figura 13), modelo EA-600, con un transductor de 18 kHz para las tres campañas oceanográficas. El transductor está montado en el casco del buque oceanográfico el cual hace la función de emisor así como receptor del pulso acústico emitido por el sistema. Las profundidades que se pueden mapear con este equipo son hasta a los 7000 m, con una precisión de ± 1 m [Manual de operador EA600].

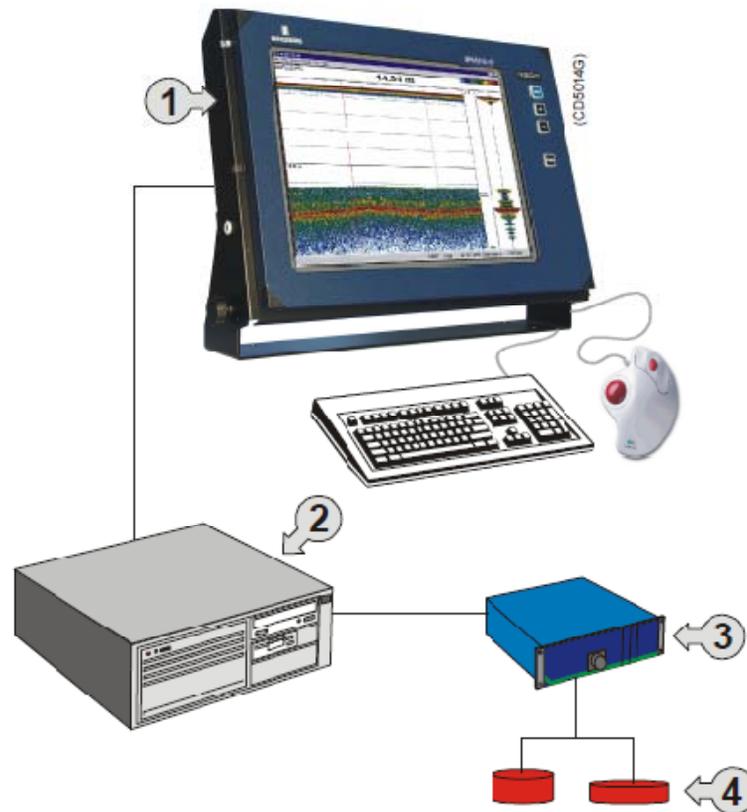


Figura 13. Esquema de las partes que integran la ecosonda EA600 Simrad: (1) Interfaz Gráfica, (2) Unidad de procesamiento, (3) Generador y receptor de señal o GPT (General Purpose Transceiver), (4) Transductores [Manual de operador, EA600].

Su principio físico consta en emitir un pulso acústico por el transductor, a través de la columna de agua (Figura 14). Al llegar al piso oceánico, el pulso rebota de la superficie del fondo marino, y a su regreso, llega nuevamente al transductor para registrar el tiempo que tardó el viaje del pulso y su forma de regreso. El pulso que se envía es generado y modulado por el GPT, enviándolo al transductor. El transceiver, también digitaliza la señal y la envía a la consola de control y visualización gráfica. Para las tres campañas, la velocidad acústica a través de la columna de agua es considerada constante con un valor de 1500 m/s.

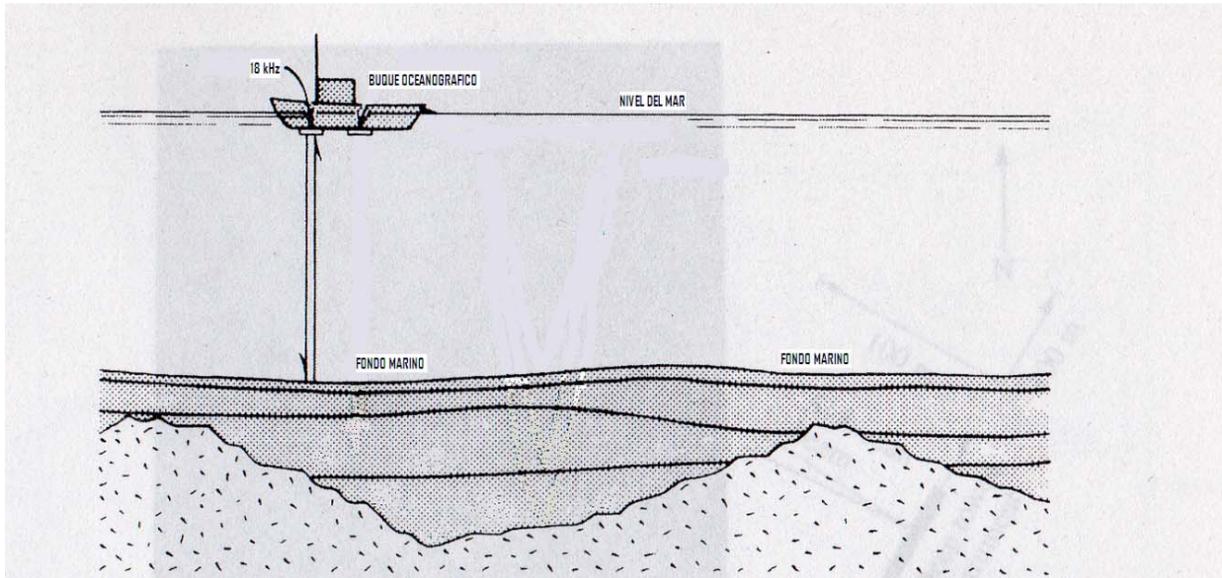


Figura 14. Diagrama de la emisión del haz de sonido con un transductor de 18 kHz del buque al relieve del fondo marino [Medwin, 1998]

Los datos batimétricos se registraron cada 4 [s] con un total de los datos recolectados de 593,522 datos. De este total, 107,845 son de la campaña BABRIP06; 234,447 para MAMRIV07 y 251,230 para MAMRIV08, respectivamente. El registro de datos se realizó en dirección E-W o W-E, además se consideraron los datos registrados en los cambios de perfil a perfil.

3.1.2. Datos de Magnetometría

Los datos magnéticos marinos en las tres campañas oceanográficas se obtuvieron como sigue: para BABRIP06 en los días julianos 280 al 282 del 2006, que corresponden entre el 07 y el 09 de Octubre; para MAMRIV07 entre el 14 al 21 de Diciembre del 2007 (días julianos 348 al 355 respectivamente); y para la campaña MAMRIV08 entre los días julianos 292 al 298 del 2008, que correspondieron a los días 18 y 24 de Octubre respectivamente.

El equipo utilizado en la adquisición de los datos magnéticos marinos durante las campañas fue el magnetómetro marino del tipo protón de precesión (ANEXO III), modelo G877 (Figura 15) de la marca GEOMETRICS y registra valores con una resolución de 0.1 nT. Debido a la sensibilidad magnética del sensor, el arrastre del magnetómetro es llevado a cabo por popa a una distancia 5 veces la longitud del buque para evitar en gran parte los efectos magnéticos generados por las estructuras y maquinaria del buque.

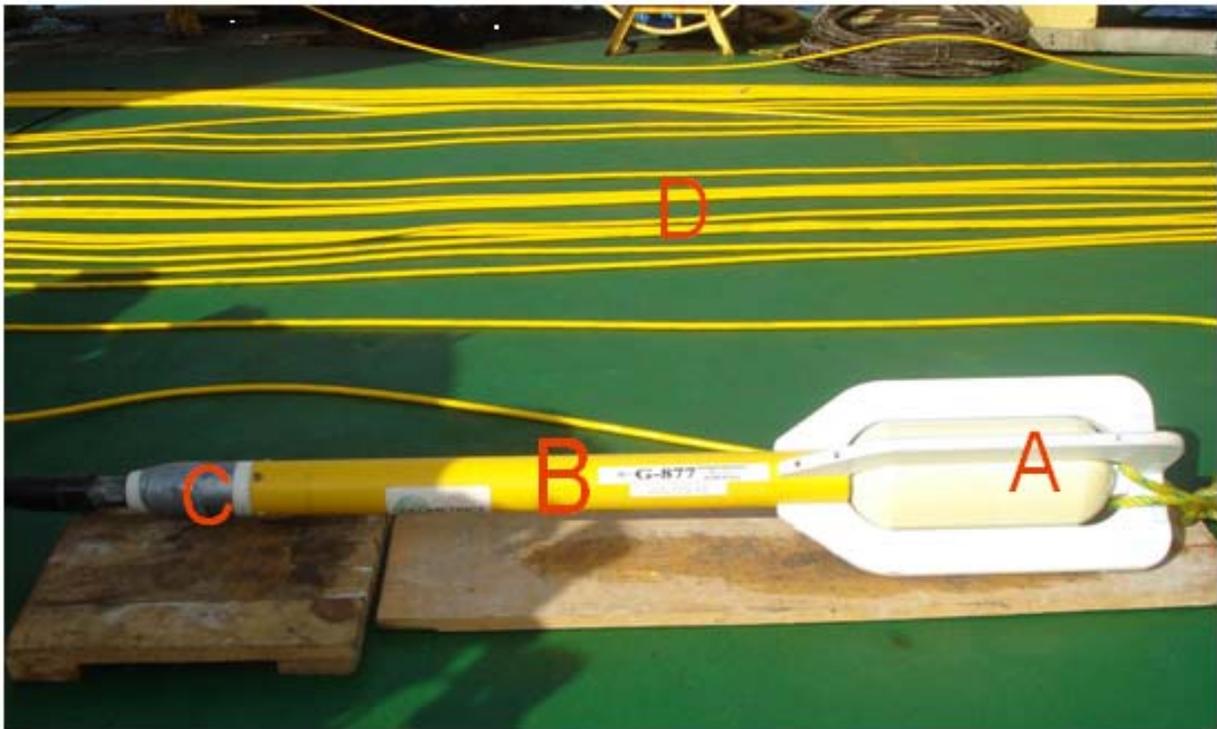


Figura 15. Magnetómetro Geometrics G877. Partes: A) Sensor; B) Cuerpo (contiene partes electrónicas); C) Montura; D) Cable de Arrastre.

Tanto el arrastre como la comunicación de la consola de registro con el sensor, se hace a través de un cable blindado de 5 hilos (2 de corriente y 3 de datos) construido de kevlar y poliuretano reforzado, con una longitud de 300 m. La unión con el sensor

es mediante un conector hermético marino *subconn* de 8 pines. En el otro extremo se tiene un conector *bendix* de 5 pines.

La conexión con la consola de operación y adquisición se realiza a través de un *Junction Box* (Figura 16). Éste cuenta con 2 entradas para (a) alimentación DC de 28 [V] y (b) entrada de datos del cable de arrastre, y una salida RS-232 que es el enlace entre esta y la PC de adquisición con un cable serie.



Figura 16. *Junction Box* para el sistema G877. [Manual del operador, G877]

En cada uno de los cruceros se adquirieron datos de manera continua sobre los perfiles planeados (Figura 12) con un intervalo de muestreo a cada 2 segundos, con el software *Mag Log Lite* de GEOMETRICS.

Este programa codifica los datos de posición GPS (formato NMEA GPGGA) y del campo magnético terrestre; así mismo, cuenta con un interpolador que calcula la posición real del sensor arrastrado, considerando la posición relativa del sensor justo detrás del buque, respecto a la posición de la antena del GPS en el buque. Por lo que es crítico tener mediciones de la (a) distancia de la antena a la popa, (b) distancia

entre la antena y la proyección del punto de salida del cable por la popa y (c) longitud del cable de arrastre a partir de la popa (Figura 17).

En la planeación del levantamiento magnético se procura que los transectos tuvieran direcciones lo más perpendicularmente posible a las anomalías magnéticas esperadas. De esto, solo son útiles los transectos en líneas recta E-W o W-E, mientras que los datos recolectados en los giros de tránsito de perfil a perfil no se registraron porque son afectados por el campo magnético inducido por el buque. Para minimizar el efecto del buque en el registro de los datos magnéticos, el instrumento se arrastro a 250 m, correspondiendo a 5 veces la eslora del buque (Figura 17).

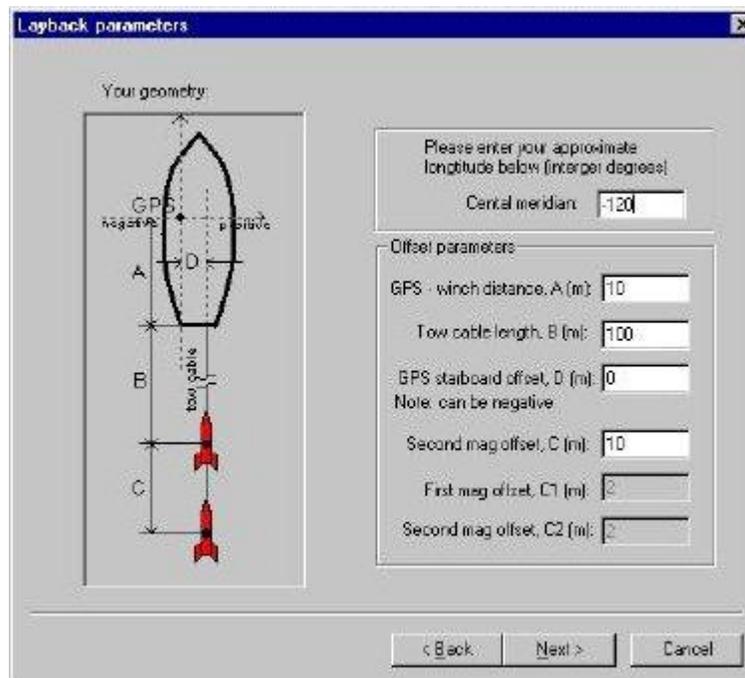


Figura 17. Diagrama de la distribución recomendada para la ubicación del magnetómetro G877: A) Distancia de la antena GPS a la eslora; B) Distancia del cable de comunicación de la eslora al pescador, C) Distancia de la unión del sensor, D) Distancia del GPS al cable de comunicación [Manual de operador, G877].

La posición relativa del magnetómetro marino al buque es crítica, ya que la estructura del buque puede inducir un error sistemático en el registro. Este error en el registro puede corregirse de la siguiente forma: se hace navegar al buque en una trayectoria

circular (1 milla náutica de radio), esto se hace en el periodo de menor variación magnética (entre las 2:00 y las 4:00 hrs) por los efectos diurnos del campo magnético terrestre [e.g. Whitmarsh y Jones, 1969; Buchanan et al., 1996]. Además los datos son adquiridos en zonas seleccionadas donde el relieve del piso oceánico es relativamente plano y sin presencia de gradientes magnéticos relevantes [e.g. Whitmarsh y Jones, 1969; Buchanan et al., 1996]. De esta manera se puede determinar cuantitativamente el efecto del buque con respecto a un rumbo específico y entonces su valor es aplicado para corregir cada una de las trayectorias que tuvo el levantamiento.

Para minimizar la presencia de ruido o contaminación de la señal en el cable, este último se suspende sobre la cubierta (Figura 18), evitando el contacto con las estructuras metálicas del buque (mamparas, barandillas, escotillas, cubiertas y maquinaria a bordo), así como también este cable debe mantenerse alejado de cables de corriente y lámparas.



Figure 18. Localización del cable de arrastre suspendido sobre la cubierta del B/O El Puma.

3.1.3. Calculo de las anomalías magnéticas

Para realizar el análisis e interpretación de las anomalías magnéticas es necesario reducir los datos magnéticos marinos de campo total registrados de las tres campañas oceanográficas. Con la fórmula siguiente se puede efectuar el cálculo de dichas anomalías.

$$\Delta F = F_{OBS} - F_{IGRF} \pm F_{VD} \pm F_{ER} \pm F_{RTP} \dots\dots(6)$$

donde

ΔF es la anomalía magnética

F_{OBS} valores magnéticos marinos de campo total

F_{IGRF} valores teóricos del IGRF-10

F_{VD} valores de las variaciones diurnas, obtenidos de las estaciones base temporales

F_{ER} es el efecto por el rumbo del buque respecto al norte geográfico

F_{RTP} es la reducción al polo magnético

3.2. Monitoreo de las Variaciones Magnéticas Diurnas

El registro de los datos magnéticos realizado en las estaciones base temporales tiene como propósito obtener series de tiempo de las variaciones diurnas del campo magnético. Estas estaciones se ubican en la costa del Pacífico, lo más cercana posible al área de estudio durante las fechas de cada uno de los tres cruceros. Sus localidades son las siguientes: para el crucero BABRIP06 y MAMRIV08 se posiciono un magnetómetro GEOMETRICS G856 en el municipio de Chamela, Jalisco, en las coordenadas $19^{\circ} 29' 56.1''$ N y $105^{\circ} 02' 32.1''$ W, dentro de la Reserva Biosfera Chamela-Cuixmala, Jalisco (Figura 19 y 20). Para el crucero MAMRIV07, el mismo magnetómetro se ubico en el extremo sur de la bahía de Nayarit, dentro de las instalaciones de la Estación Naval Avanzada del Rincón de Guayabitos, Nayarit (Figura 19 y 20). Sus coordenadas geográficas de esta estación magnética son $21^{\circ} 01' 39.93''$ N y $105^{\circ} 16' 40.99''$ W. Ambas estaciones se eligieron por tener un acceso fácil y una ubicación alejada de fuentes de mayor ruido (cables de alta tensión, vehículos en movimiento, objetos metálicos). Los datos magnéticos se registraron de manera continua a un intervalo de 2 minutos. La instalación de las estaciones debe cumplir requerimientos de calidad para establecerlas como estaciones geomagnéticas temporales base, predeterminadas para realizar correcciones diurnas [Breiner, 1973]. Los principales requerimientos a considerar son los siguientes: (a) que las estaciones base se encuentren en zonas de bajo gradiente geomagnético (< 4.5 nT/m); (b) que estén ubicadas a no más de 200 km del área de estudio; y (c) que encuentren alejadas a más de 200 pies (60.96 m) de edificios, vías, líneas de alta tensión, y otros objetos que puedan generar perturbaciones magnéticas (Figura 19 y 20).

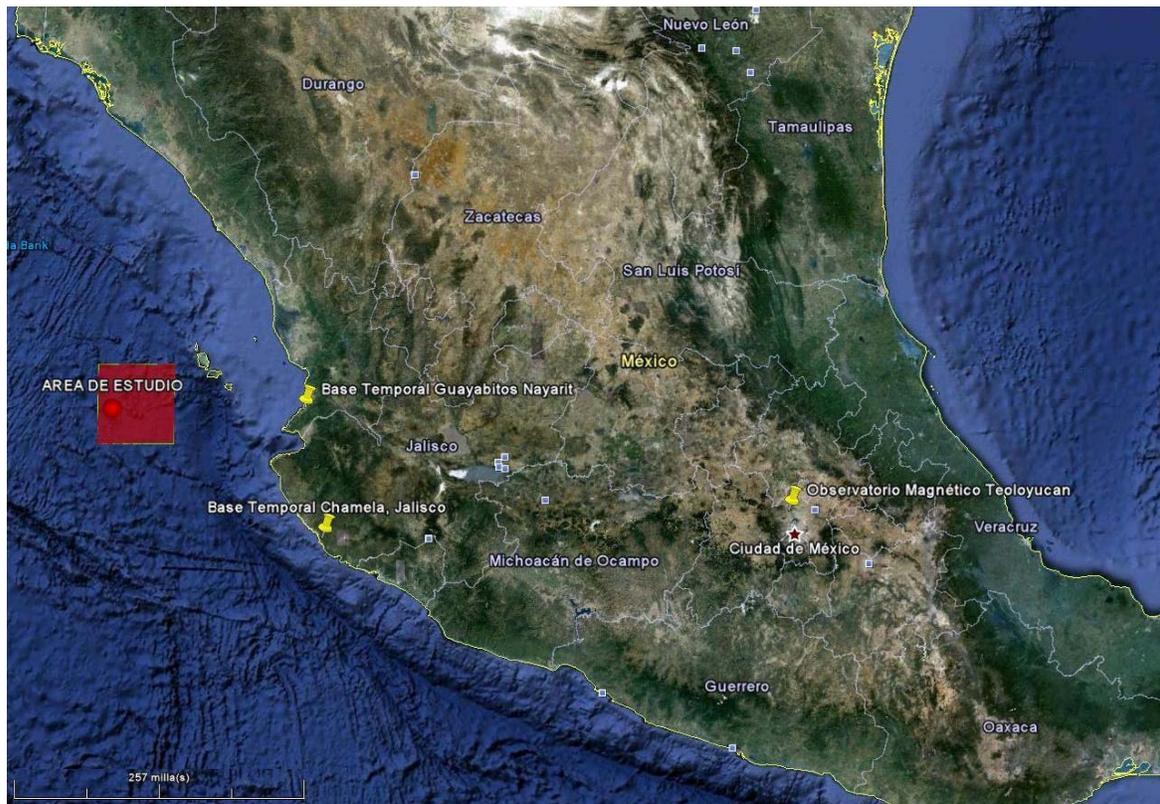


Figura 19. Mapa esquemático de la posición de las estaciones base temporales, y su relación geográfica con el observatorio magnético de Teoloyucan y con el área de estudio (polígono).



Figura 20. Mapas esquemáticos de la ubicación y área de seguridad respecto a las perturbaciones magnéticas para las estaciones base. A) Base magnética temporal en Chamela, Jalisco y B) Base magnética temporal en Guayabitos, Nayarit con un magnetómetro modelo G856.

El magnetómetro G856 se montó sobre un polín de madera, el cual se enterró en el suelo y se fijó lo más perpendicularmente a la superficie y direccionado al Norte Magnético. El sensor es cubierto con una cubierta de plástico resistente para protegerlo de la intemperie. De la misma forma, el gabinete se cubre con una caja plastificada y ventilada para mantener el calor en nivel mínimo (Figura 21).

Para cada una de las temporadas de adquisición de los datos de la base temporal, personal calificado en geomagnetismo realizó visitas diarias (en horario matutino y vespertino) para descargar los datos magnéticos del día y hacer una revisión de la integridad del equipo y el estado de las baterías.



Figura 21. Estación base realizada en Guayabitos, Nayarit con un magnetómetro modelo G856.

La confiabilidad de los datos magnéticos registrados en las bases temporales en ambos lugares, Chamela y Guayabitos, son examinados al comparar las series de tiempo (Figura: 22, 23 y 24) de éstos con las gráficas del índice DST durante los tres periodos de adquisición.



Figura 22. Gráfica del campo magnético total para estación base de Chamela, Jalisco del DJ-280 al DJ-282 durante la campaña BABRIP06.

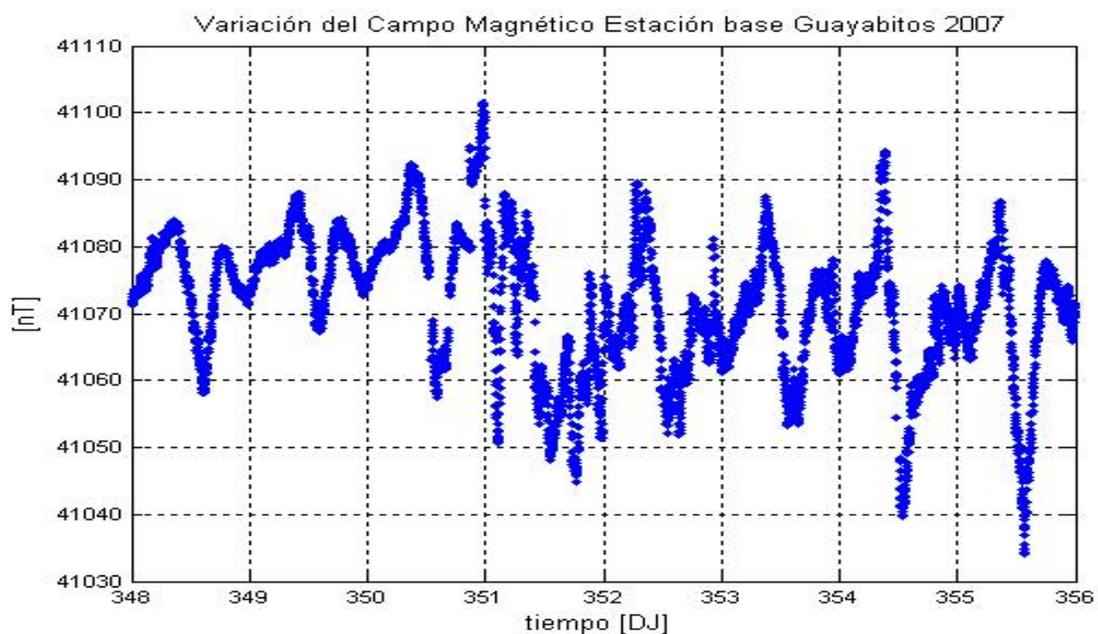


Figura 23. Gráfica del campo magnético total para estación base de Guayabitos, Nayarit del DJ-348 al DJ-355 durante la campaña MAMRIV07.

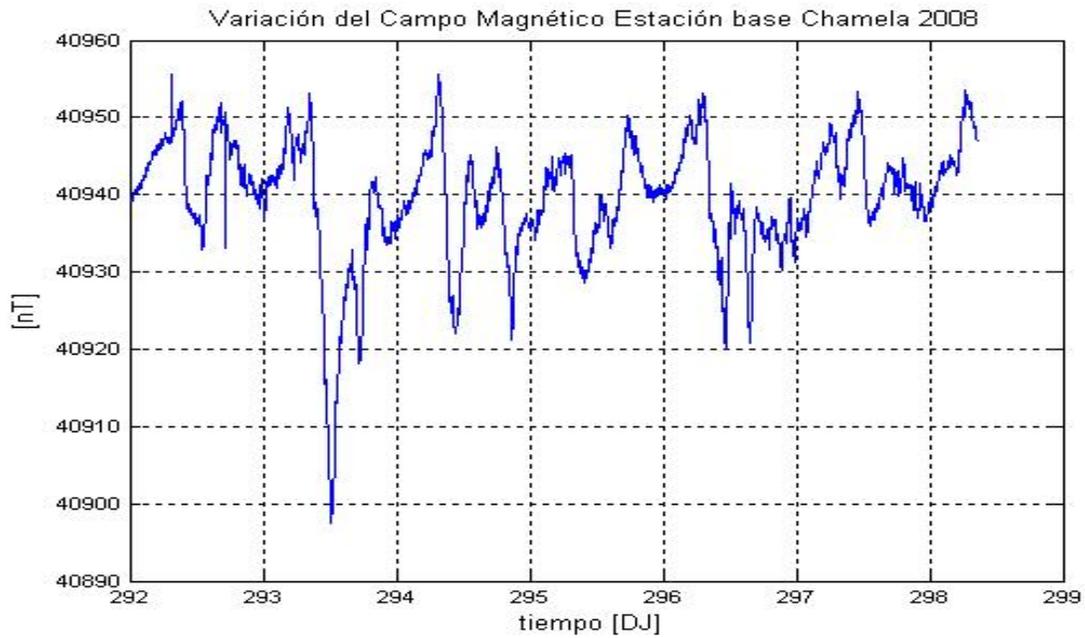


Figura 24. Gráfica del campo magnético total para estación base de Chamela, Jalisco del DJ-292 al DJ-298 durante la campaña MAMRIV08.

3.3. Indice DST Geomagnético Global

En el geomagnetismo, especialmente con respecto a las variaciones transitorias del campo geomagnético de origen externo, se han sugerido a lo largo de varios años, índices que permitan cuantificar fenómenos que ocurren en la ionosfera y la magnetosfera; algunos de estos índices datan del comienzo de las primeras observaciones y algunos todavía están evolucionando. En un principio, la distinción entre las observaciones de las perturbaciones magnéticas y el fenómeno físico relacionado no existía. Pero del análisis de esas mediciones dieron como resultado identificar fenómenos originados en la ionosfera ó en la magnetosfera, lo que permitió definir índices más precisos con el fin de explicar que causaba estas variaciones externas. Sin embargo, algunas veces no es posible reconocer la firma magnética de un fenómeno determinado. El primer índice es para una estimación de las perturbaciones magnéticas, al cual se le da el nombre de C y solo tiene tres únicas cantidades: 0 para la tranquilidad, 1 para la moderada, y 2 para la actividad de grandes valores recolectados por diferentes estaciones [Loredana, 1998]. Bartels [1957] desarrollo el índice K, el cual diferencia las variaciones magnéticas regulares de las irregulares en una sola estación. Este índice es válido durante un intervalo menor a un día. El índice K_p es un promedio de los índices K de algunos observatorios. El índice AE fue presentado por Davis y Sugiura [1966] para caracterizar la zona auroral donde las fluctuaciones del campo magnético son mucho más fuertes que las latitudes media y baja durante la actividad magnetosférica.

En latitudes bajas, la depresión de la componente horizontal del campo geomagnético **H** es el fenómeno representado por el índice DST [Moos, 1910; Sugiura y Chapman, 1960]. Existe evidencia de que el índice DST muestra que la tormenta

magnética no es representativa de la carga y la decadencia del anillo de corriente, que fluye hacia el oeste alrededor de la Tierra en la región ecuatorial, sino que se limita a seguir una forma logarítmica normal de una manera que es típica de los fenómenos que resultan de un número de fuentes que contribuyen a actuar ya sea en serie o de forma simultánea [Campbell, 1996]. Sin embargo, el índice DST ha demostrado su utilidad en la comunidad científica como una medida para el comportamiento del campo geomagnético.

Entonces el índice DST (Figura 25, 26 y 27) nos da el comportamiento y la estabilidad del campo geomagnético alrededor de los trópicos cada hora (disponibles en el sitio del “World Data Center for Geomagnetism”, Kyoto: <http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/dstdir/index.html>). Y en el caso de los datos adquiridos en las estaciones base, conocer si no han sido afectados por perturbaciones antrópicas, o por tormentas magnéticas y determinar si es viable la registrada serie de tiempo.

Los valores sugeridos para distinguir cuando hay una tormenta magnética, tienen cambios de más de 100 [nT] y ocasionalmente de 1000 [nT]. Esta parte se desarrolla por un periodo de pocas horas a un día y está caracterizada por ruido y una asimetría en el tiempo local.

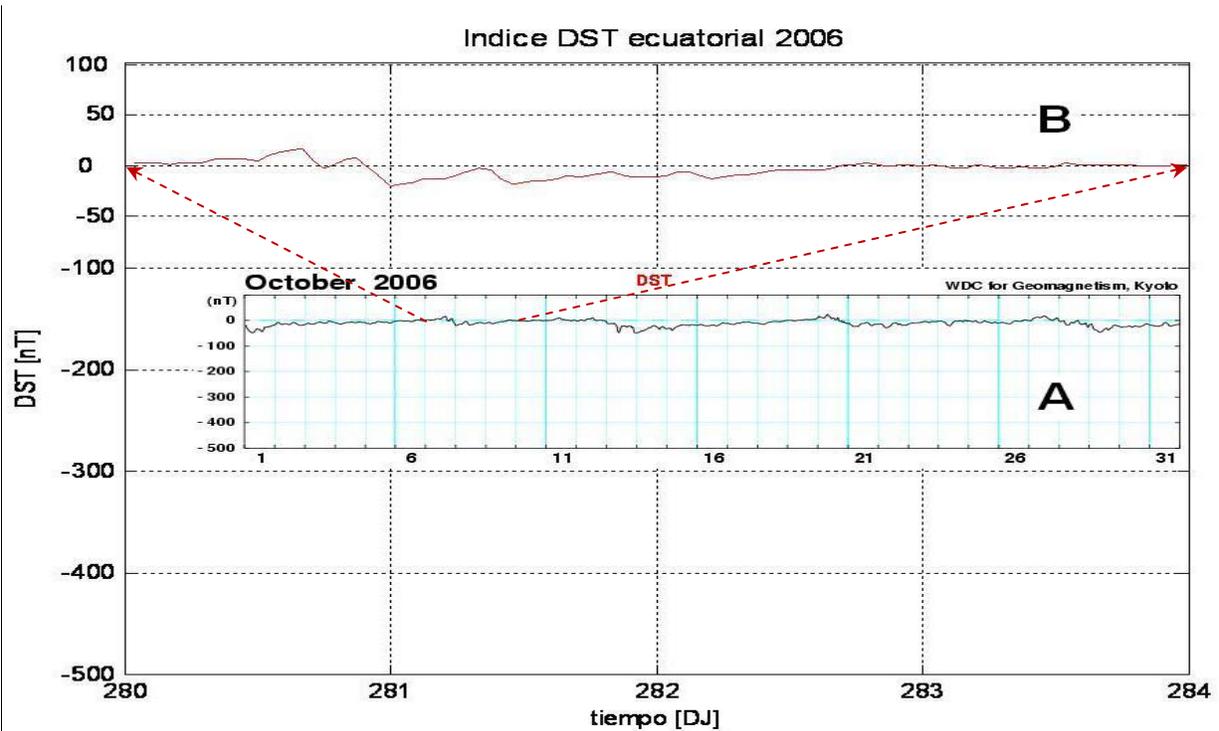


Figura 25. Gráfica del índice DST ecuatorial. A) para el mes de Octubre del 2006. B) para el periodo de días de la campaña oceanográfica BABRIP06 correspondiente a los días 07 al 9 de Octubre. Datos tomados del centro de datos mundiales (WDC) magnéticos de Kyoto. El tiempo está en días (UT).

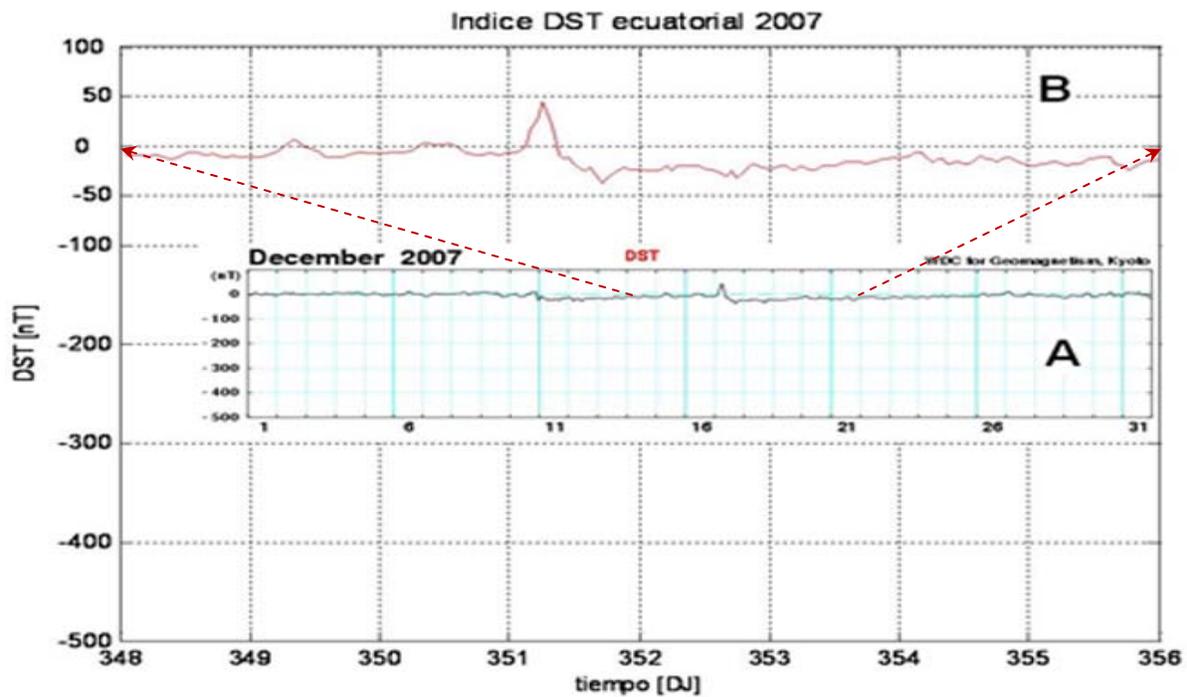


Figura 26. Gráfica del índice DST ecuatorial. A) para el mes de Diciembre del 2007. B) para el periodo de días de la campaña oceanográfica MAMRIV07 correspondiente a los días 14 al 21 de Diciembre. Datos tomados del centro de datos mundiales (WDC) magnéticos de Kyoto. El tiempo está en días (UT).

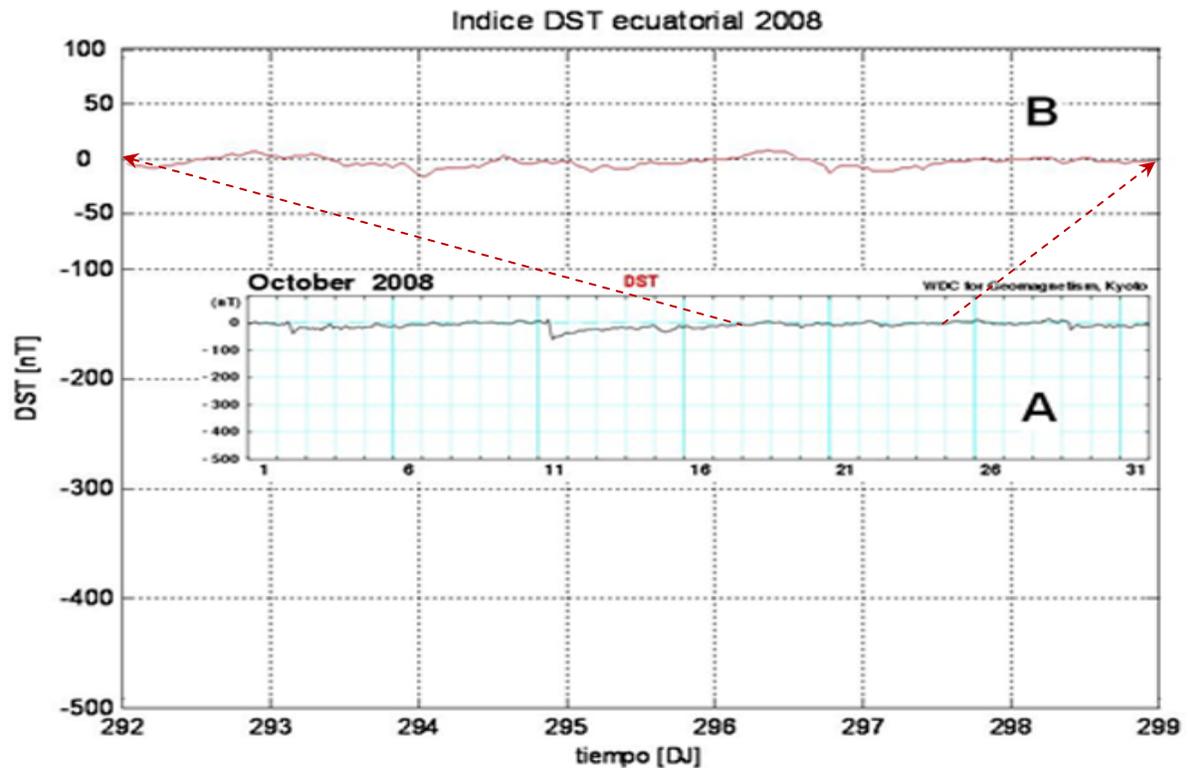


Figura 27. Gráfica del índice DST ecuatorial. A) para el mes de Octubre del 2008. B) para el periodo de días de la campaña oceanográfica MAMRIV08 correspondiente a los días 18 al 24 de Octubre. Datos tomados del centro de datos mundiales (WDC) magnéticos de Kyoto. El tiempo está en días (UT).

De presentarse una tormenta magnética en temporadas de adquisición de datos magnéticos en las estaciones base temporales, los datos marinos registrados no se utilizan por considerarse están influenciados por tal fenómeno.

4. REDUCCION DE LOS DATOS MAGNETICOS

La compilación de los datos magnéticos registrados en las tres diferentes campañas marinas son reducidos a sus anomalías magnéticas, para su análisis e interpretación (Figura 28). Los valores registrados por el magnetómetro marino G-877 son valores del campo geomagnético total, en el cual se registra tanto las magnitudes del campo de la Tierra, el magnetismo remanente de las rocas marinas y las variaciones seculares en el campo geomagnético.

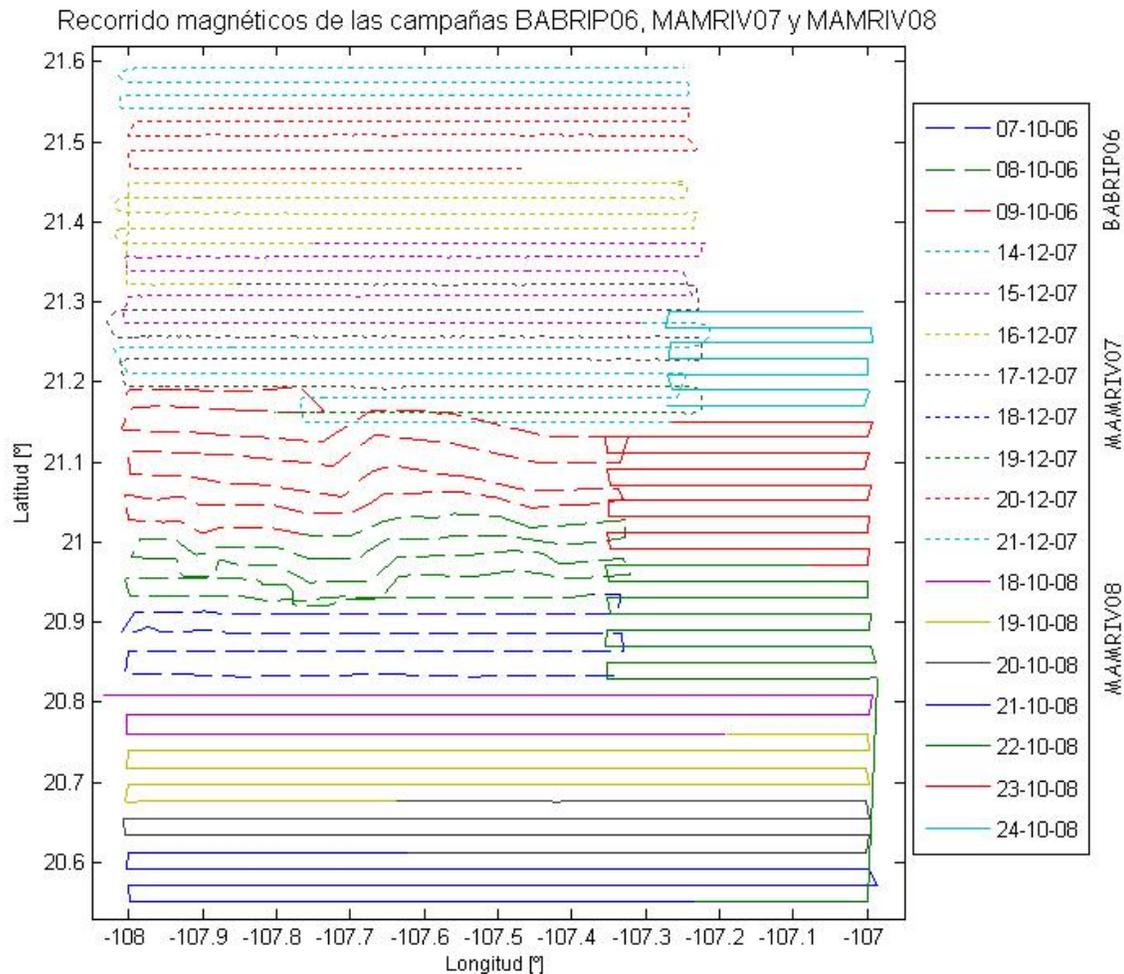


Figura 28. Perfiles horizontales dirección E-W o W-E. Cada color y tipo de línea representa a cada uno de los cruceros BABRIP06, MAMRIV07 y MAMRIV08.

Los valores magnéticos registrados (Figura 29) son primeramente reducidos a valores de anomalía magnética con referencia al campo magnético teórico.

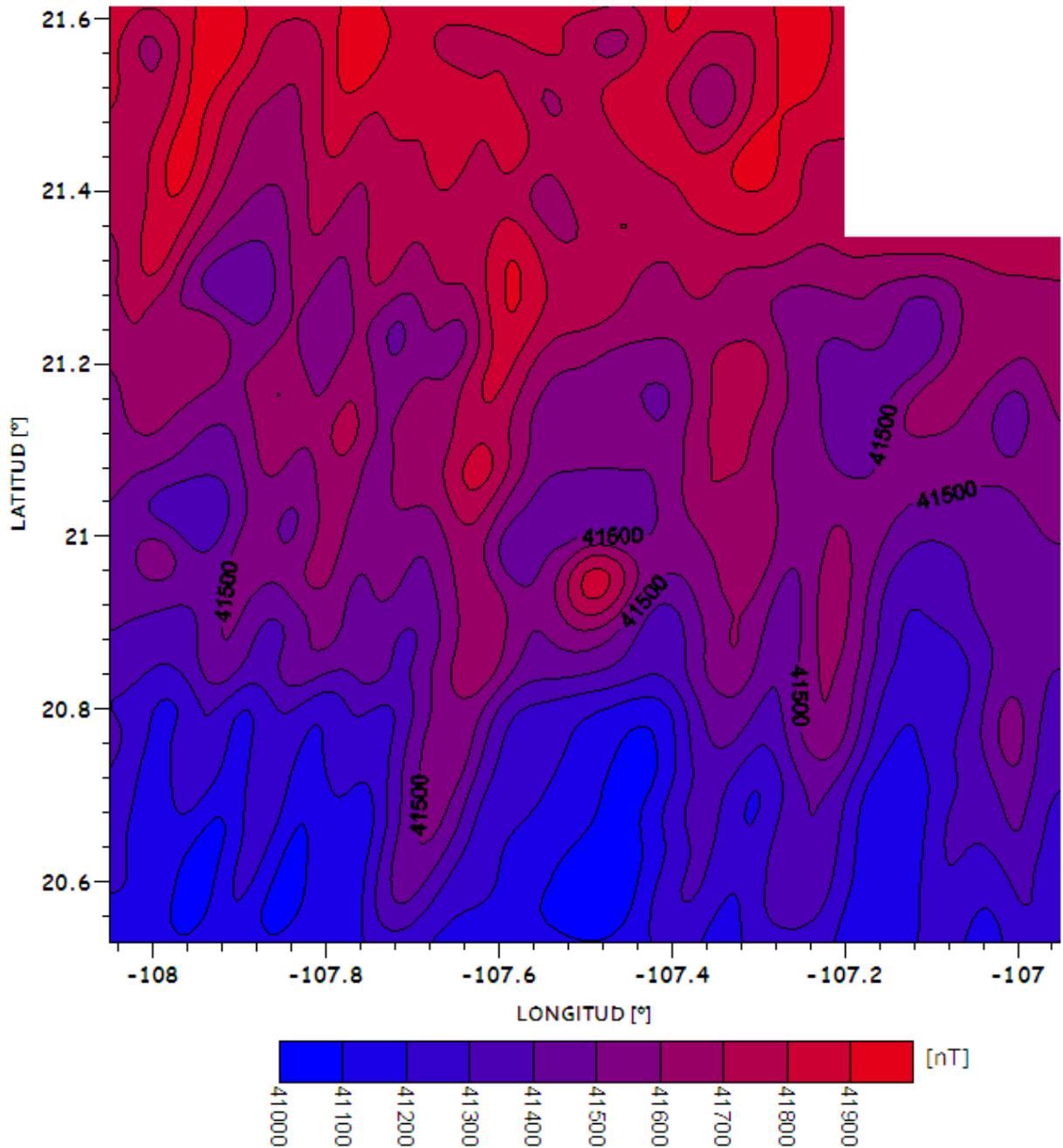


Figura 29. Mapa de los datos de campo total de las tres campañas (curvas a cada 100 nT).

En la siguiente fase estos valores son corregidos por las variaciones diurnas y posteriormente por los efectos de rumbo del barco.

4.1. Reducción por Campo Magnético Teórico (IGRF)

La fórmula teórica del Campo Geomagnético Internacional de Referencia (referido como IGRF por sus siglas en inglés) describe el campo principal y su variación secular en una serie de términos esféricos y polinomios definida por

$$V = a \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) P_n^m(\theta) \dots \dots \dots (7)$$

describe el potencial geomagnético inducido por fuentes de origen interno, y consiste de un conjunto de coeficientes armónicos esféricos conocidos generalmente como coeficiente de Gauss. De esta ecuación se tiene que a es la constante del radio medio de la Tierra (aproximadamente 6371.2 km), r la distancia del centro de la Tierra al sitio de medición, ϕ es la longitud, θ es la colatitud, g_n^m y h_n^m son los coeficientes armónicos para las fuentes internas o coeficientes de Gauss y $P_n^m(\theta)$ es asociado a un polinomio de Legendere de grado n y orden m [Blakely, 1996] (ANEXO I).

Los valores teóricos de los modelos IGRF son obtenidos de aproximaciones a valores registrados en la superficie y por satélites del campo geomagnético durante un periodo de 5 años. Estas fórmulas son elaboradas y publicadas por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA por sus siglas en inglés). El IGRF representa un modelo representativo para épocas definidas de cada 5 años desde 1940 hasta hoy; ya que no es fácil contar con una base de datos diaria para un posición determinada sobre la superficie terrestre.

El IGRF incluye un término que es función del tiempo, para predecir el comportamiento variable del campo asumiendo que los coeficientes cambian linealmente con respecto al tiempo. Los errores producidos por esta predicción son corregidos al establecer un nuevo IGRF, además se tiene la ventaja de mejorar un modelo de IGRF de alguna época anterior, cuando se hacen estudios en retrospectiva. De esta forma se obtiene el IGRF definitivo que recibe el nombre de Campo Geomagnético Definitivo de Referencia (DGRF) [Blakely, 1996].

Para los datos magnéticos obtenidos en las campañas, se obtienen los valores teóricos utilizando el IGRF-10 (Disponible en el sitio “National Geophysical Data Center” (NGDC): <http://www.ngdc.noaa.gov/geomagmodels/IGRFWMM.jsp>), correspondiente al IGRF del 2005 al 2009 (ANEXO II). Estos valores IGRF son aplicados a los valores registrados para reducirlos a los valores de la anomalía magnética del área (Figura 30).

4.2. Reducción por Variación Diurna

Debido a que los valores registrados en las campañas oceanográficas contienen variaciones con respecto al tiempo, que no están relacionadas con las estructuras geológicas del área, existe una superposición de los valores medidos, por lo cual es necesario corregir el campo total sustrayendo la contribución cortical del campo geomagnético, y eliminando la parte dipolar (campo principal). Estas contribuciones temporales corresponden a las variaciones diurnas creadas por las corrientes inducidas en la ionosfera. Estas variaciones diurnas sin medidas en el registro continuo de la intensidad total en una estación base cercana al área de estudio, a intervalos de tiempo regulares con el registro desde inicio hasta el final de la campaña marina.

El proceso para corregir los datos magnéticos obtenidos en las campañas es obtener un modelo matemático lineal a partir de los datos de la estación base temporal para el periodo de tiempo que haya durado el levantamiento magnético de la zona de estudio.

$$F = mt + b \dots\dots\dots (8)$$

La Ecuación (8) permite estimar el modelo con el método de mínimos cuadrados, donde t es el tiempo de registro de la estación base, F es el valor de la magnitud del campo geomagnético en cada uno de los tiempos de registro, m es la pendiente y b la ordenada al origen que dependen de los valores t y F . Con este modelo se calculan los valores de las variaciones diurnas en la estación base temporal.

La última operación es realizar una suma algebraica entre los valores del campo magnético registrado en las campañas marinas y los valores obtenidos del modelo matemático, con lo que se obtiene la anomalía magnética debida a las variaciones diurnas (Figura 31).

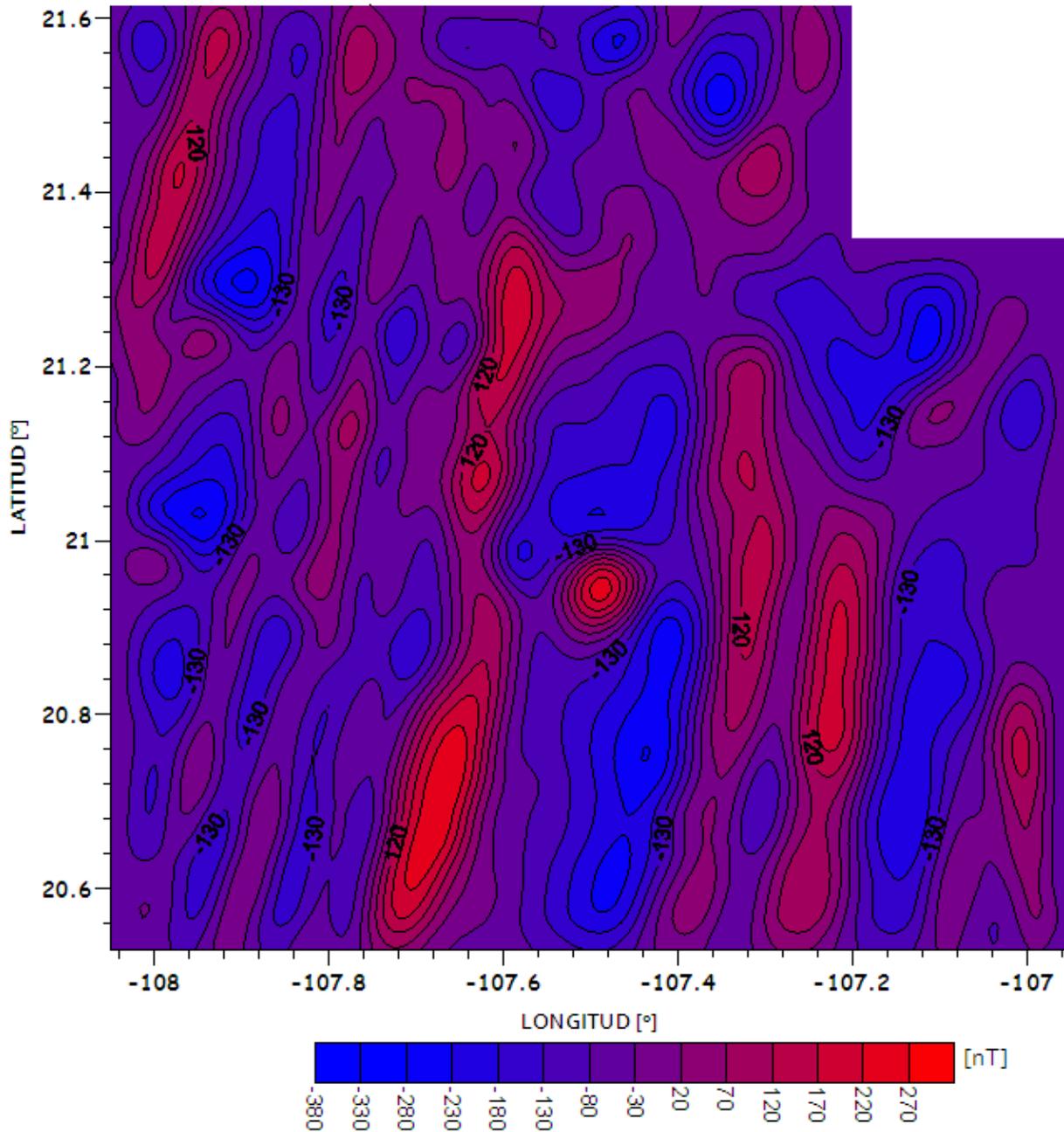


Figura 31. Mapa de anomalías magnéticas obtenidas por la corrección de variación diurna (curvas a cada 50 nT).

4.3. Reducción por Efecto de Rumbo del Barco

La corrección por efecto de rumbo del barco se calcula a partir de los datos registrados en el círculo de calibración realizado en el crucero MAMRIV08 (Figura 32A). Antes de hacer uso de los datos del círculo, estos se deben de corregir por variación diurna y reducirlos restando los valores del IGRF. Paso a seguir es utilizar el método descrito por Bullard y Mason [1961], el cual define que el campo medido por el magnetómetro remolcado en un punto Q puede ser expresado respecto a su rumbo como sigue:

$$F_Q = F + C_0 + C_1 \cos \theta + C_2 \cos 2\theta + S_1 \sin \theta + S_2 \sin 2\theta \dots\dots(9)$$

donde C_0 , C_1 , C_2 , S_1 , S_2 son constantes que están en función de las propiedades magnéticas del barco, del valor magnético y de la posición relativa del punto Q respecto al barco; y θ es el azimut del barco con respecto al norte magnético. Para obtener los valores de las constante anteriores, se realiza una aproximación mediante mínimos cuadrados con la forma de la fórmula anterior (Figura 33A), debido a que existe una influencia relativa del rumbo sobre los datos magnéticos del círculo [Buchanan et al., 1996].

Los coeficientes finales para la corrección por efecto de rumbo son:

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

quedando la fórmula siguiente:

$$F_Q = F + 12.38 + 7.59 \cos \theta + 0.54 \cos 2\theta - 2.47 \sin \theta - 1.21 \sin 2\theta \dots\dots(10)$$

Como las constantes S_1 y S_2 en la ecuación (10) son dependientes de la simetría del campo magnético, se pueden considerar despreciables, quedando únicamente C_0 , C_1 , y C_2 (Figura 33B). Esta figura muestra que sus máximos y mínimos están desfasados por 4° hacia el este. Además la curva no es completamente simétrica debido a que el inicio del círculo no es al norte geográfico (cero grados) sino que comienza un poco más al este. Así mismo, se observa que el mínimo de la curva (Figura 32B) al final del registro se ve afectado por la duplicidad de datos y que no se cierra correctamente el círculo.

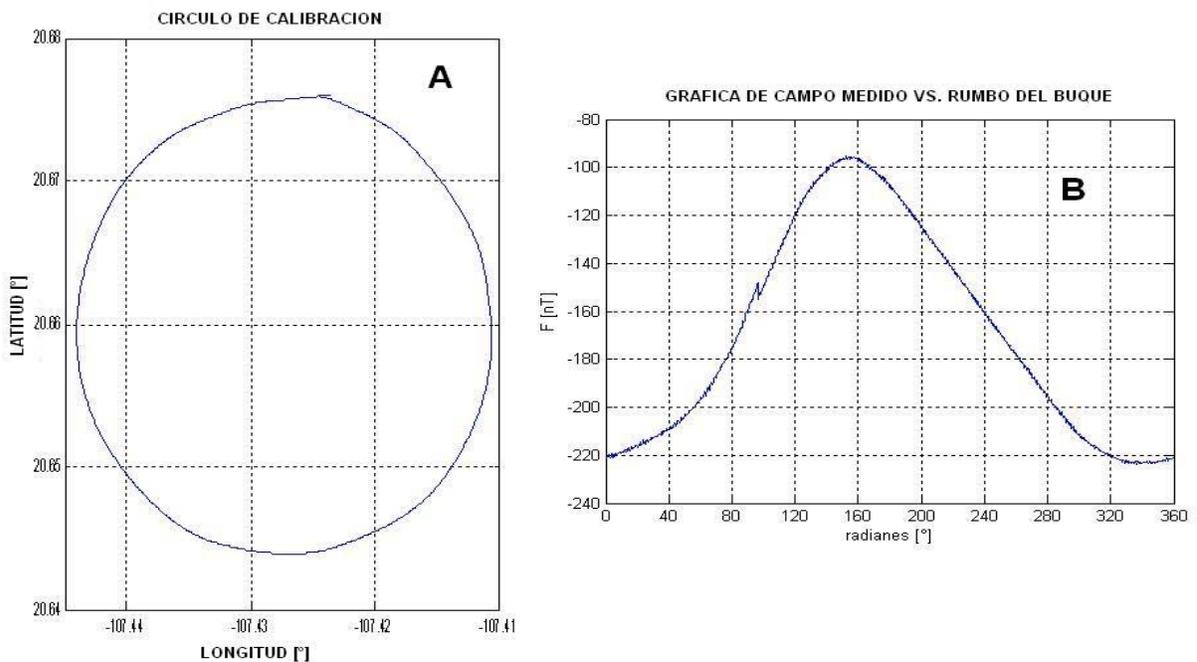


Figura 32. A) Gráfica del círculo de calibración de la campaña MAMRIV08; y B) Gráfica de los datos magnéticos vs dirección del magnetómetro.

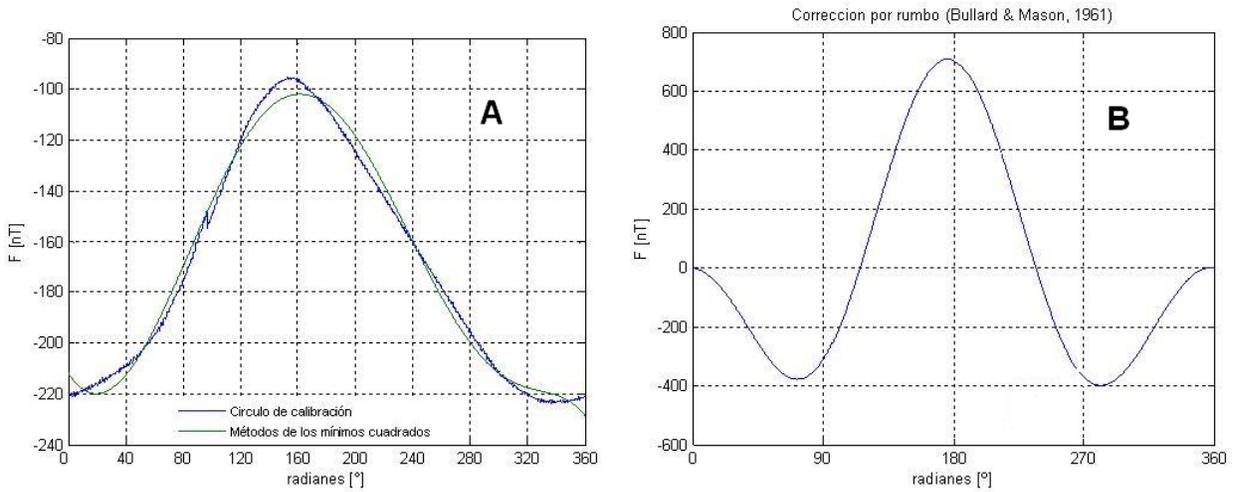


Figura 33. A) Comparativa de los datos del círculo de calibración corregidos por IGRF y variación diurna vs método de los mínimos cuadrados. B) Gráfica del ajuste realizado a la curva normalizada a su valor máximo para MAMRIV08 mediante el método de Bullard y Mason [1961].

Teniendo las variaciones magnéticas que induce el buque a un determinado rumbo, se realiza la corrección por efecto de rumbo para cada uno valores registrados durante las campañas BABRIP06, MAMRIV07 y MAMRIV08 (Figura 34).

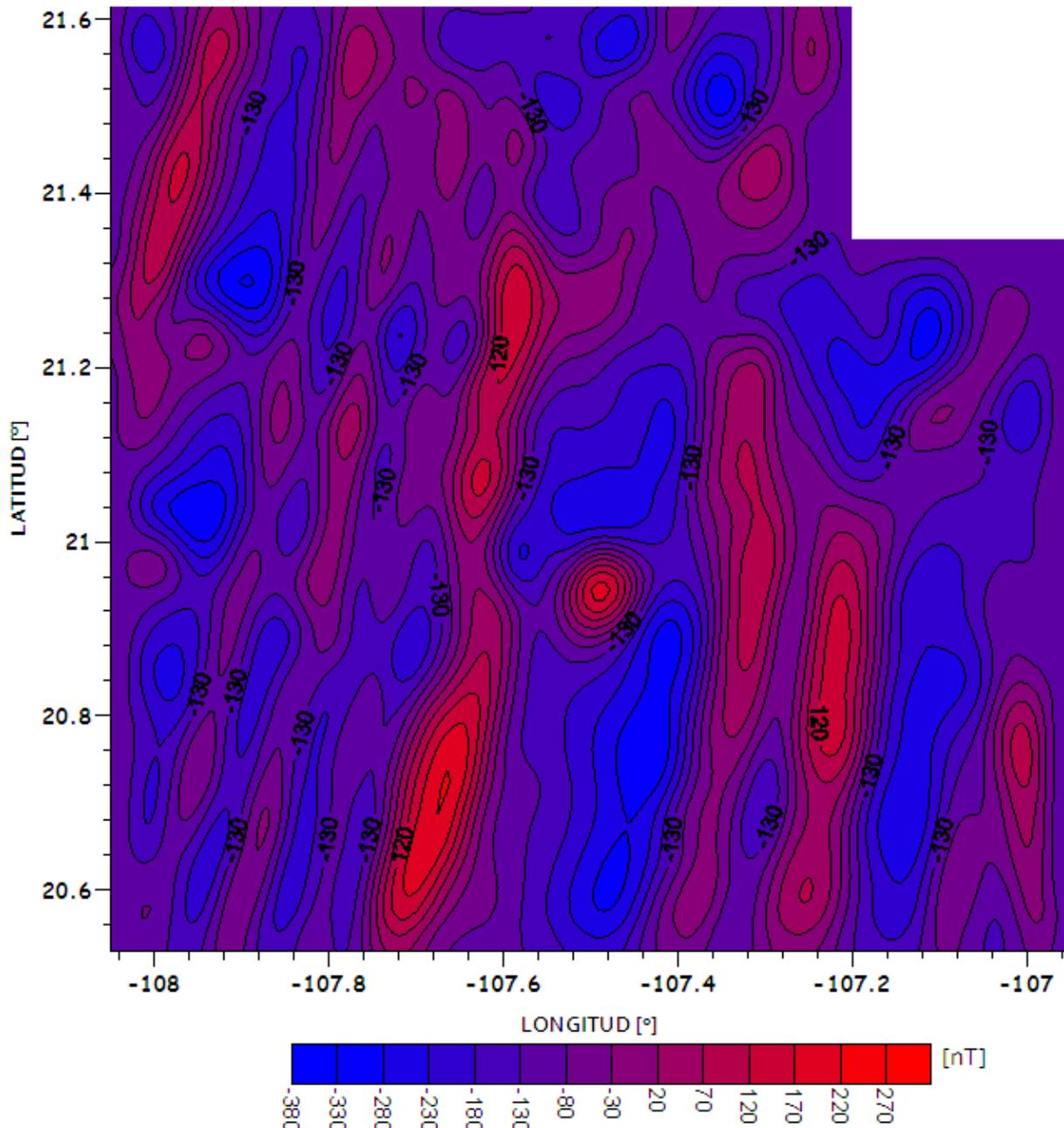


Figura 34. Mapa de anomalías magnéticas obtenidas por la corrección de efecto de rumbo (curvas a cada 50 nT).

Hasta este punto, los datos magnéticos obtenidos en las campañas han sido reducidos a la anomalía magnética que será utilizada para hacer una interpretación de las estructuras geológicas que están asociadas a estas anomalías.

4.4. Reducción al polo magnético

La corrección por magnetización al polo (RTP) es considerada ya que se da por hecho que los datos marinos de campo total fueron registrados, suponiendo que el campo magnético es perpendicular a la superficie en el área de estudio. Este efecto es debido a que el campo magnético terrestre presenta una curvatura, conforme a la posición del polo con las latitudes más bajas, por lo que los valores de las anomalías magnéticas son transformadas como si estuvieran magnetizadas verticalmente al polo magnético donde se tiene una inclinación de 90 grados.

Para realizar la conversión de las anomalías magnéticas se utiliza la Transformada de Fourier en una dimensión. La teoría señala que para obtener la reducción al polo, es necesario representar la componente del campo magnético anómalo en cualquier punto en $z=0$, partiendo de la siguiente ecuación (ANEXO IV):

$$F(x, y, z) = -\frac{z}{2\pi} \iint \frac{F(x', y', 0) dx' dy'}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2]^{3/2}} \dots\dots (11)$$

Se considera que se conocen los valores de inclinación (i) y declinación (d) del vector M de magnetización en un dado punto y que son iguales a la Inclinación (I) y Declinación (D) del campo terrestre, lo que da origen a la ecuación (12) (ANEXO IV):

$$\mathfrak{F}\{AT^*\} = \frac{(p^2 + q^2) \mathfrak{F}\{\Delta T(x, y, 0)\} e^{\sqrt{p^2 + q^2} z}}{(ip \cos I \cos D + iq \cos I \sin D + \sqrt{p^2 + q^2} \sin I)^2} \dots\dots (12)$$

donde $i = \sqrt{-1}$, además p y q son los números de onda que corresponden a las direcciones x y y respectivamente.

Quedando el filtro de reducción al polo que se calcula con la siguiente ecuación (ANEXO IV):

$$F_{RTP}(p, q, z) = \frac{(p^2 + q^2) e^{\sqrt{p^2 + q^2} z}}{(ip \cos I \cos D + iq \cos I \sin D + \sqrt{p^2 + q^2} \sin I)^2} \dots\dots (13)$$

Se tiene que la anomalía total reducida al polo es $\Delta T(x, y, 0)$

$$\mathfrak{I}\{\Delta T^*\} = F_{RTP}(p, q, z) \cdot \mathfrak{I}\{\Delta T(x, y, 0)\} \dots\dots (14)$$

La finalidad de aplicar este proceso es de localizar concentraciones de masa con magnetizaciones verticales en un campo geomagnético vertical, similar al proceso para identificar anomalías gravimétricas (Figura 35).

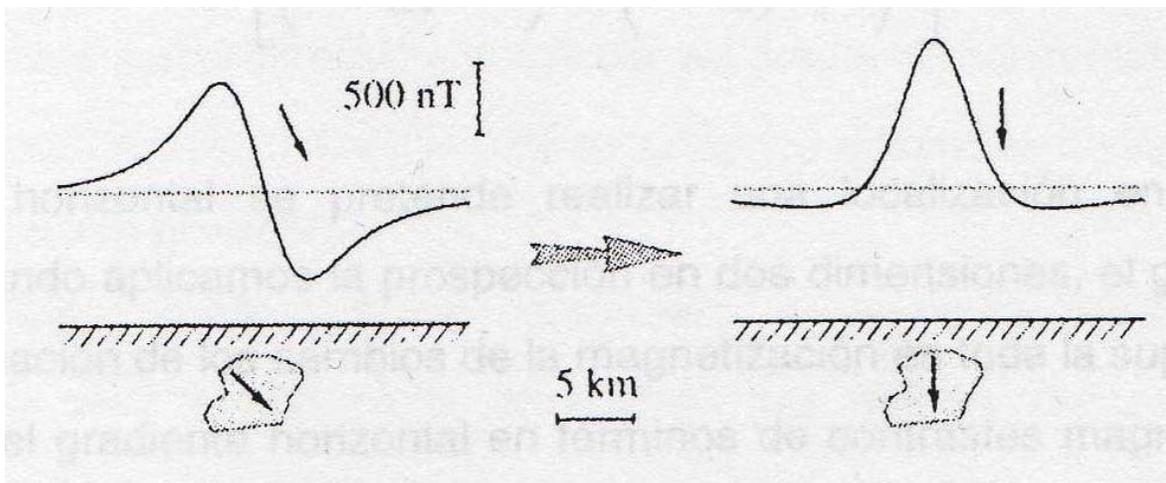


Figura 35. Anomalía magnética antes y después de la reducción al polo [Blakely, 1996]

Las anomalías magnéticas del área en estudio con la reducción al polo magnético son presentadas en la Figura 36, siendo el último proceso que se realizó a los datos magnéticos obtenidos en las tres campañas oceanográficas BABRIP06, MAMRIV07 y MAMRIV08, con la finalidad de dar una mejor interpretación de los datos. Las anomalías magnéticas con el proceso RTP aportan una imagen más clara de los lineamientos de las anomalías de la corteza oceánica en la Placa de Rivera.

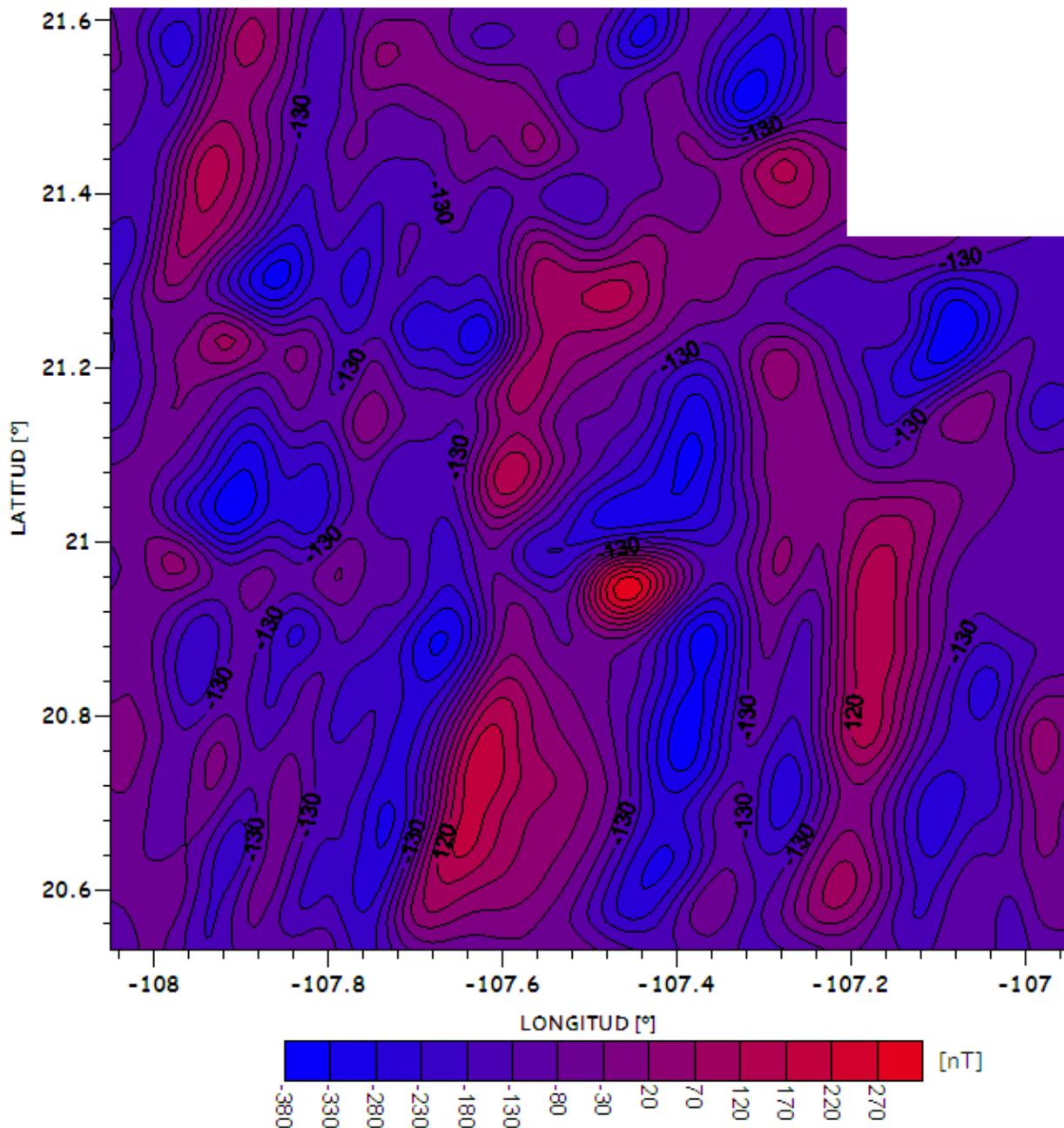


Figura 36. Mapa de anomalías magnéticas reducidas al polo magnético (curvas a cada 50 nT).

5. RESULTADOS Y DISCUSION

La inicial compilación de los datos magnéticos de las campañas oceanográficas BABRIP06, MAMRIV07 y MAMRIV08 durante los años 2006, 2007 y 2008, entre 20.5°N a 21.6°N y 107°W a 108°W (Figura 29), permiten de inmediato distinguir dos formas de anomalías magnéticas, aún sin haber realizado las correcciones de los datos magnéticos. Dichas anomalías corresponden a: 1) las alineaciones magnéticas que están asociadas a la formación de nueva corteza oceánica debidas al flujo magmático de la dorsal EPR; y 2) formas concéntricas magnéticas que pudieran estar asociadas a la de un volcán submarino que se formo después de la generación de nueva corteza oceánica.

Para corroborar estas hipótesis los datos magnéticos fueron reducidos para obtener las anomalías magnéticas, considerando hasta las correcciones de polaridad y minimizando los principales errores contenidos en el IGRF. La fórmula IGRF hace la suposición de que la variación secular es lineal al utilizar un truncamiento de hasta $N=10$, con lo que limita representar mayores longitudes de onda y esto elimina a longitudes que pudieran estar asociadas a las rocas de la corteza que oscilan entre los 200 y 300 nT.

Además, en el modelado del IGRF, no son consideradas las variaciones temporales de período corto como las provocadas por campos inducidos por corrientes ionosféricas y magnetosféricas. En estas variaciones la contribución en condiciones quietas pudieran ser del orden de 20 nT, y en condiciones durante y después de una tormenta magnética pudieran llegar a más de los 1000 nT.

Dentro de los procesos para minimizar las variaciones geomagnéticas inducidas por la actividad solar diariamente en la atmósfera terrestre, se examinaron las series de tiempo registradas en la estación temporal fija para identificar la existencia de tormentas magnéticas. En caso de que hubiera registrado una tormenta magnética, los datos marinos adquiridos dentro de ese periodo se descartarían. Es por ello que a la vez se monitoreo el índice DST y se verificaron que no existieran tormentas magnéticas en las tres temporadas en las cuales se llevo a cabo la adquisición marina de las campañas oceanográficas (Figura 23, 24, 25). Los índices DST de los periodos en que se llevaron estas tres campañas oceanográficas no detectó perturbación alguna que hubiera la calidad y la confiabilidad de los datos magnéticos registrados en el mar.

Otro fenómeno que induce una perturbación en el registro de las mediciones magnéticas marinas es el resultado del posicionamiento del magnetómetro marino remolcado en la parte de posterior (popa) del buque, y del rumbo que tiene el buque. Este fenómeno referido como "Heading" fue reducido en los tres registros de los datos magnéticos marinos, utilizando valores obtenidos de un círculo de calibración (Figura 30, 31, 32).

Finalmente en la reducción de los datos magnéticos marinos para obtener las anomalías magnéticas que corresponden a la magnetización remanente de las rocas que conforma el lecho marino en la Placa de Rivera se realizo el método de Reducción al Polo Magnético (Figura 37).

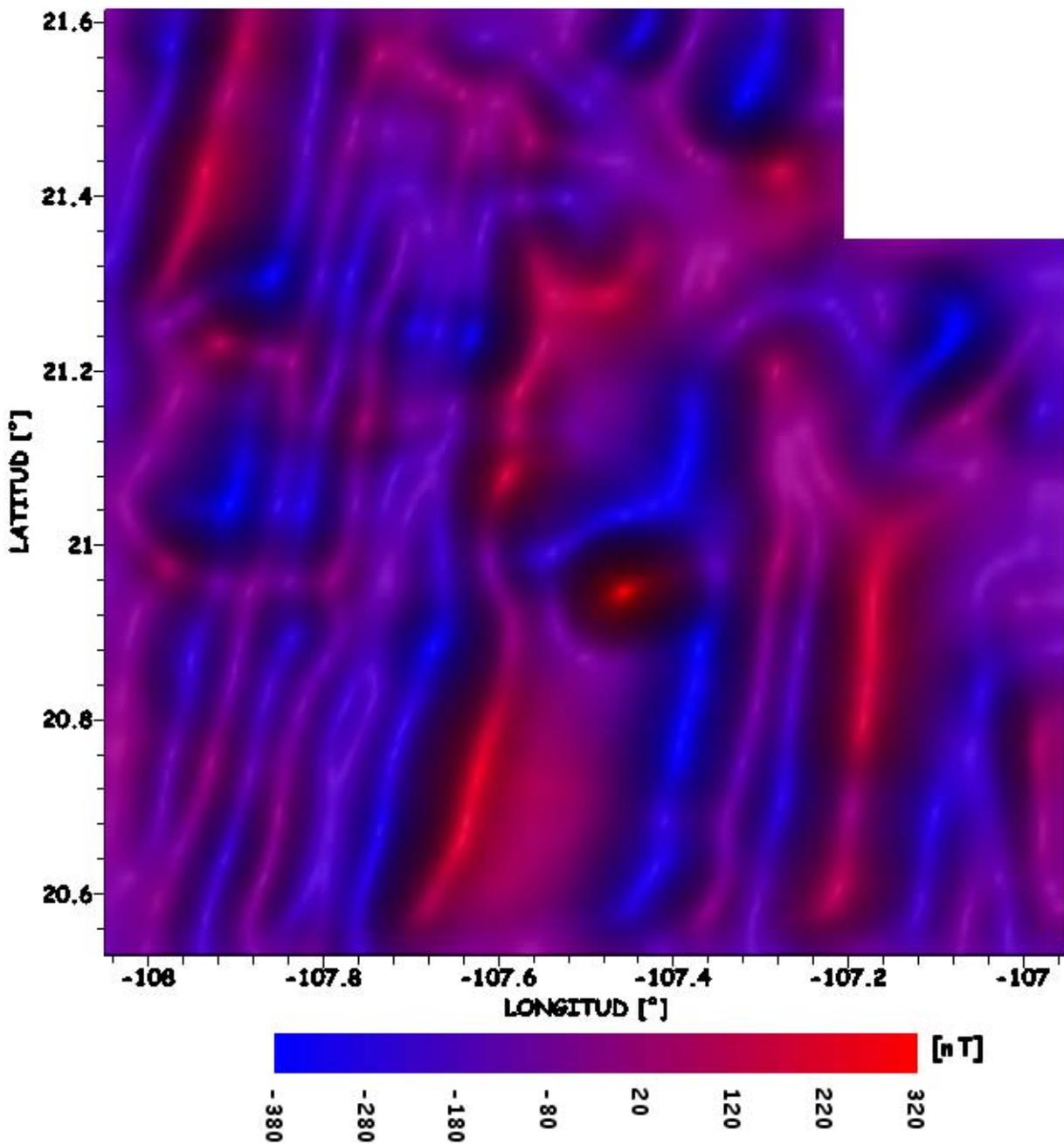


Figura 37. Anomalías magnéticas: Reducción al polo magnético.

Considerando que las anomalías magnéticas son producto de procesos geológicos que tuvieron lugar en un tiempo determinado cuando se formó el relieve oceánico que registrando la orientación del campo magnético prevalente (Figura 38). Para entender la evolución del relieve oceánico en esta área, la relación entre el relieve de las

estructuras oceánicas y los lineamientos de las anomalías magnéticas son utilizadas aquí.

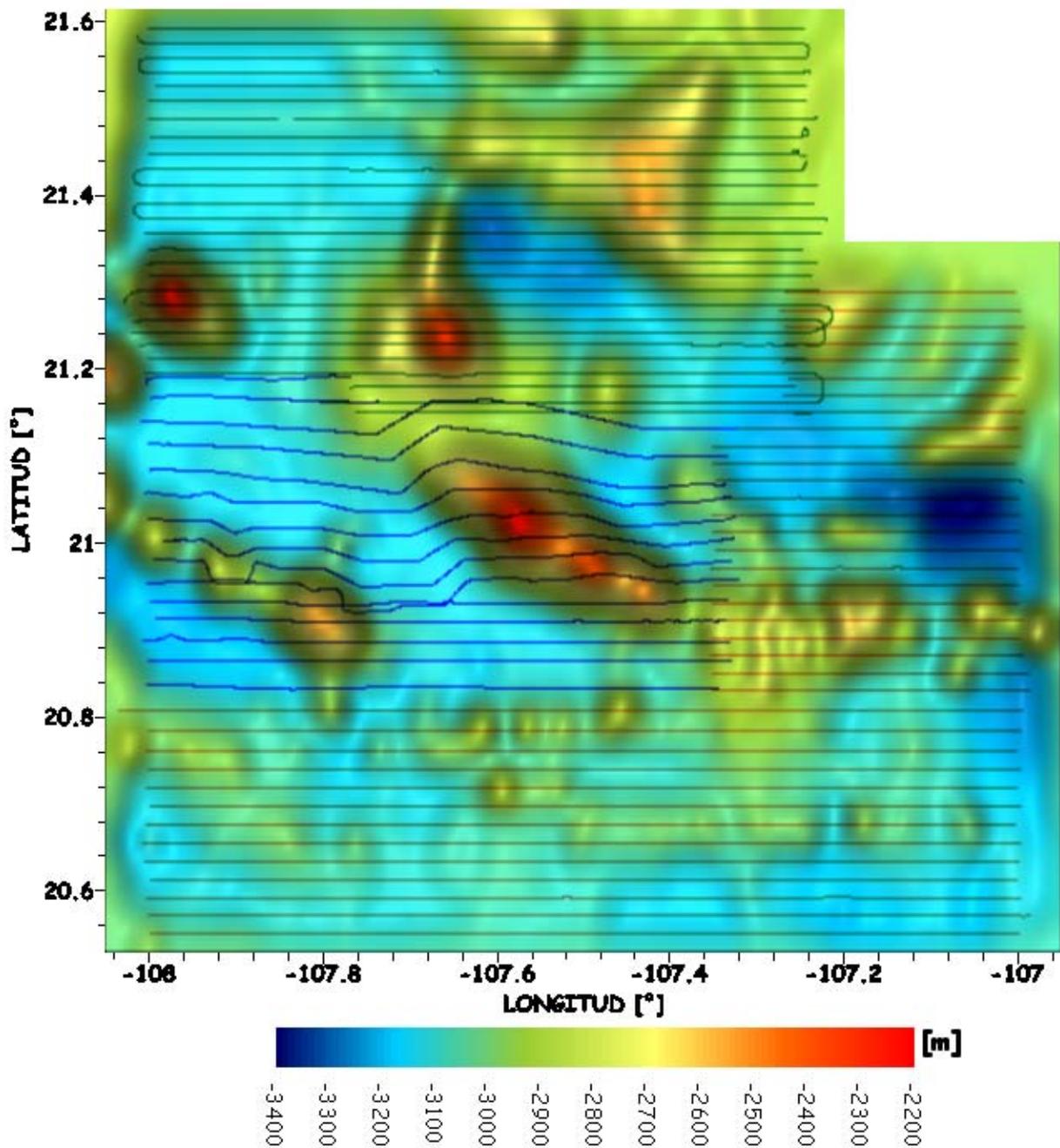


Figura 38. Batimetría del sitio con los recorridos (líneas continuas) en las campañas BABRIP06 (azul), MAMRIV07 (verde) y MAMRIV08 (rojo)

El relieve del piso oceánico muestra la existencia de varios montes submarinos, que se elevan varios cientos de metros sobre el piso, con un alto relieve batimétrico sobre oscilando entre los 900 y los 1200 m de altura. Los valores de la profundidad promedio del piso oceánico van de los 3000 m hasta un poco más de los 3400 m (Figura 39).

Esta batimetría de menor detalle muestra las principales estructuras geológicas que conforman el relieve oceánico como también el lineamiento cortical conformado por el escarpe de las Islas Marías que es una zona de contacto (posiblemente una zona de fractura) entre la litosfera oceánica de la Placa de Rivera y el margen continental occidental de la Placa de Norte América. [Lonsdale, 1995; DeMets y Traylen, 2000]. También este mapa del relieve batimétrico muestra claramente dos cadenas de montes submarinos alineados que pudieron formarse como la cadena de los volcanes submarinos de Hawaii y Emperador. Además el relieve muestra estructuras de menor escala alineadas que cruzan transversalmente a los perfiles. La naturaleza de estas estructuras transversales pudiera considerarse como parte de la textura que conforma el paralelismo de las colinas abisales que se formaron durante el esparcimiento del piso sobre la cima de las dorsales oceánicas; alternativamente algunas de las formas de estas estructuras pudiese ser artefactos creados por el procesamiento de los datos batimétricos.

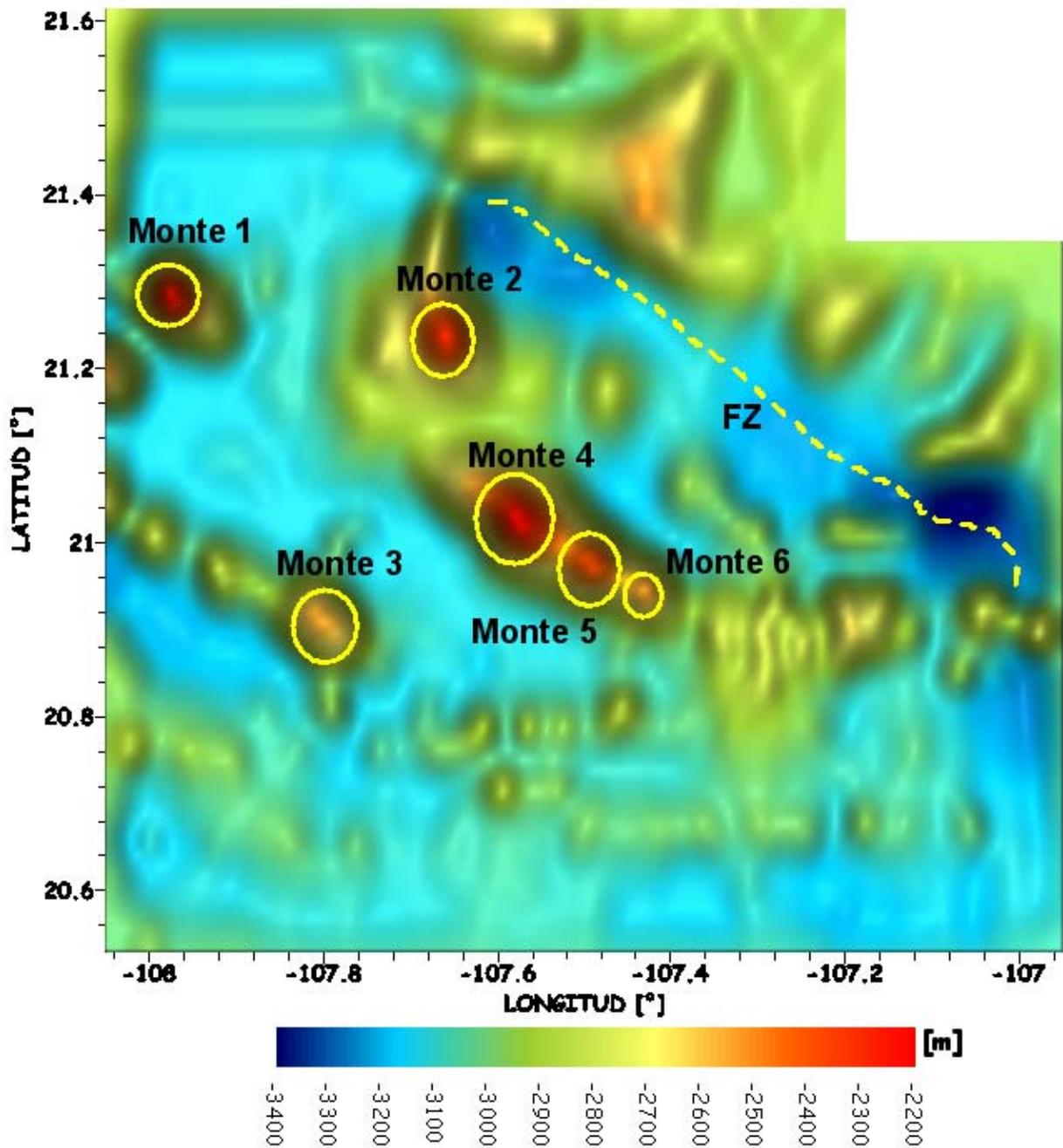


Figura 39. Ubicación de las estructuras geológicas en la zona de estudio. FZ: Zona de fractura.

Sobreponiendo los contornos de nivel de la batimetría monohaz en el mapa de las anomalías magnéticas, la Figura 40 muestra una clara correlación de las formas de las mayores estructuras en el piso oceánico con las geometrías de las anomalías magnéticas, de los montes submarinos del 1 al 6, exceptuando para la forma de anomalía del monte 5. El monte 5 tiene una anomalía magnética compleja que va de

los -280 nT a 320 nT y posteriormente es afectada por la anomalía magnética adyacente que es asociada al monte 6. El estudio de esta relación entre las anomalías magnéticas y las formas de los montes submarinos esta fuera del objetivo de esta tesis.

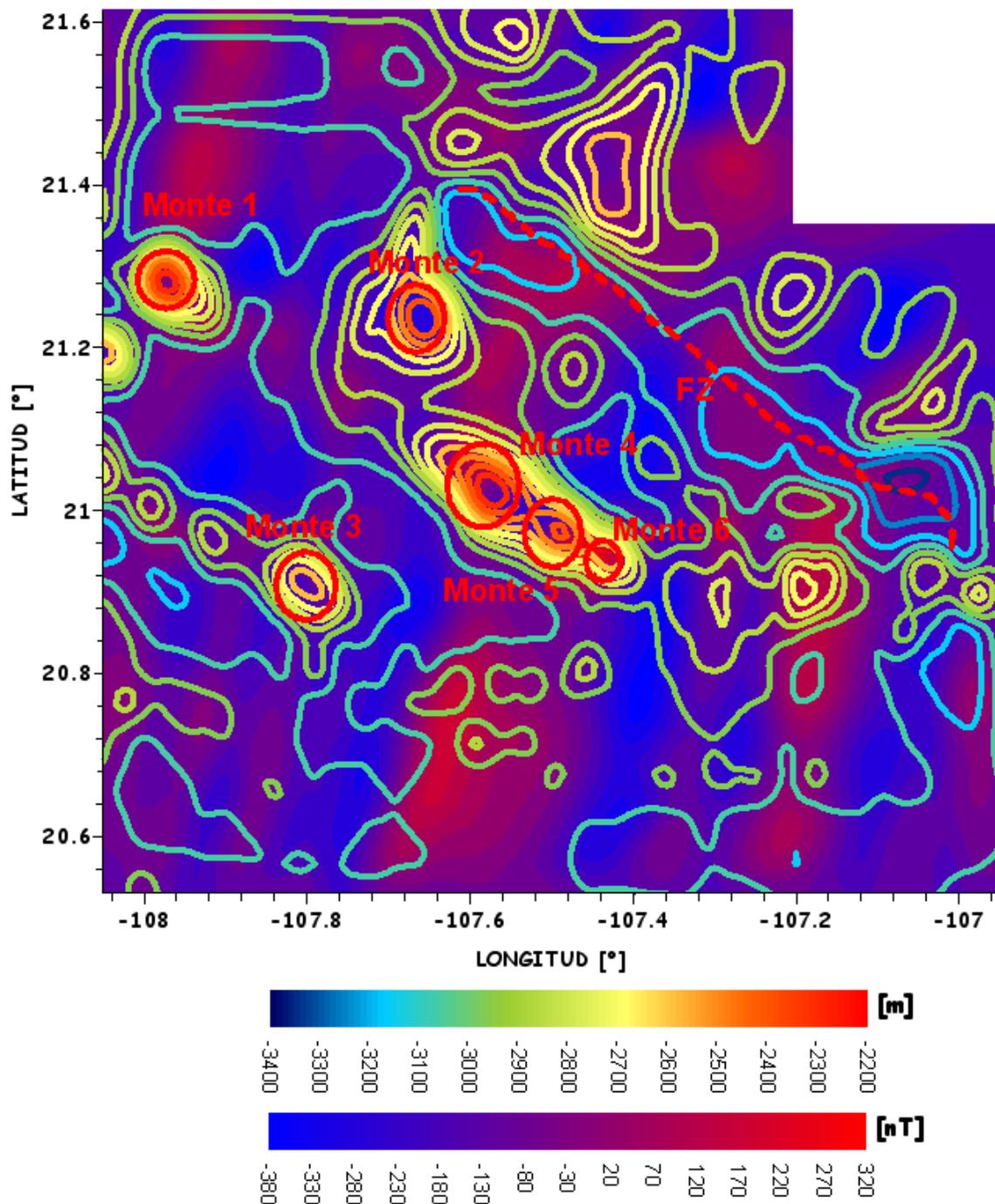


Figura 40. Sobreposición de los contornos de la batimetría (líneas continuas) sobre las anomalías magnéticas (contornos rellenos en colores azules y rojos). Montes y zona de fractura (FZ) señalados en rojo.

5.1. Evolución de la Placa de Rivera entre 9.9 y 6.4 Ma

La historia del movimiento de placas oceánicas colindantes al margen occidente de México, es considerada como un fenómeno tectónico que ha tenido una rápida evolución geológica. La evolución tectónica de la EPR después de los 11 Ma ha sido influenciada por la reorganización de los centros de esparcimiento entre las placas Pacífico-Rivera y Pacífico-Cocos que forman parte de la dorsal del Pacífico Este (“East Pacific Rise”) y sus procesos de propagación.

El estudio de DeMets and Traylen [2000] contempla el movimiento de la placa de Rivera desde la isócrona 5n.2 (~9.92 Ma), estimando que el centro de esparcimiento formado por la dorsal EPR entre las placas de Pacífico y Rivera (Figura 41), se fue trasladando hacia al noroeste aproximándose al margen de la placa Norteamericana.

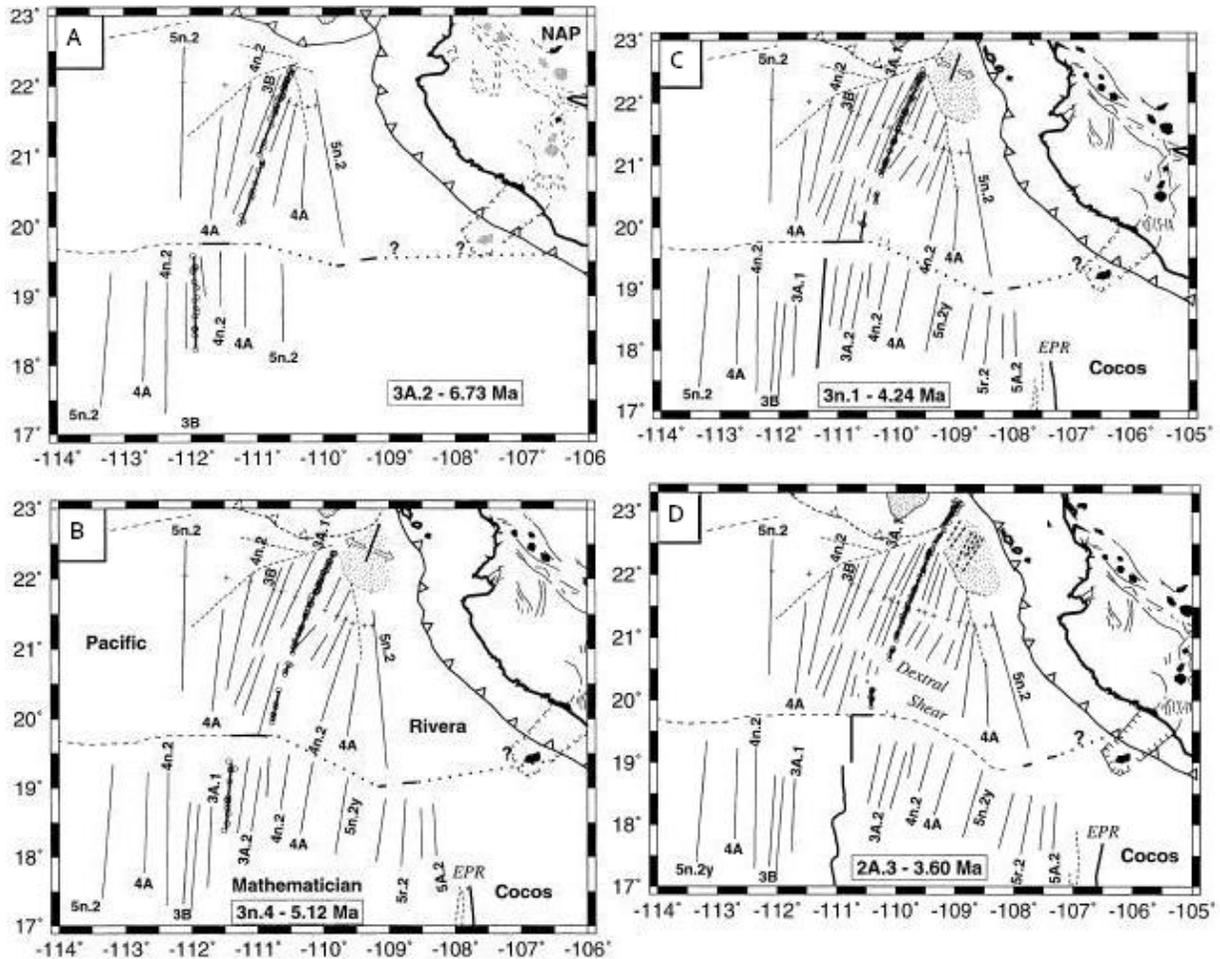


Figura 41. Evolución tectónica de las placas de Rivera, Norteamericana y Pacífico. Comienzo de la evolución en la Isócrona 3A.2 y hasta 2A.3. Líneas continuas indican las isócronas conforme avanza el tiempo. Fallas inactivas, líneas punteadas. Fallas activas identificadas con líneas continuas gruesas. Modificada de DeMets y Traylen [2000].

Las isócronas identificadas de las anomalías magnéticas obtenidas de las campañas oceanográficas BABRIP06, MAMRIV07 y MAMRIV08, que se ubica en la parte central de la placa de Rivera, concuerdan muy proximal con los lineamientos descritos por DeMets and Traylen [2000] de las isócronas entre 2A.3 y 4n.2 (Figura 42). Las alineaciones de las anomalías corregidas hasta por el efecto de rumbo parecen empalmar casi exactamente con las alineaciones propuestas por DeMets y Traylan [2000]. Mientras que todas las alineaciones magnéticas hasta con la corrección al polo están desplazadas hacia el este, con un máximo de hasta aproximadamente 3.5 km.

En consecuencia se considera que los lineamientos de las anomalías corregidas por RTP tienen el menor error posible en la localidad, por lo que son utilizados con los anteriores lineamientos propuestos por DeMets y Traylen [2000] para determinar nuevas tazas de esparcimiento entre las isócronas del estudio (Figura 43).

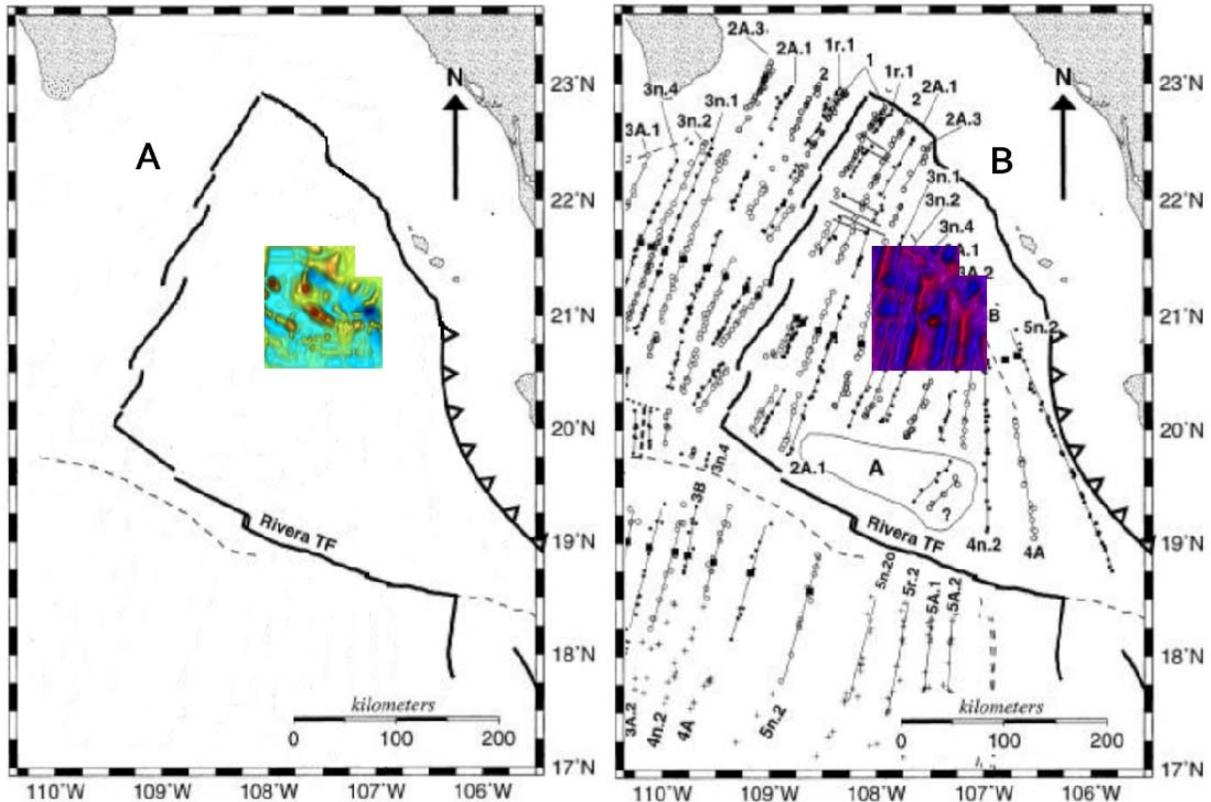


Figura 42. Localización las anomalías magnéticas obtenidas de los datos de las campañas. A) área de estudio sin la identificación de isócronas. B) área de estudio con las isócronas propuestas por Demets and Traylen [2000] y anomalías magnéticas obtenidas por RTP.

Es de observarse en las Figuras 40 y 43 que en la esquina noroeste del área los lineamientos magnéticos identificados por este estudio se interrumpen kilómetros al sur de la zona de fractura propuesta por Lonsdale [1995] y sustentada por DeMets y Traylen [2000]. Este estudio propone que la posición de esta zona de fractura parece concordar tanto con las áreas del cambio de textura del relieve batimétrico proporcionado por este estudio con las puntas nortes de las anomalías identificadas.

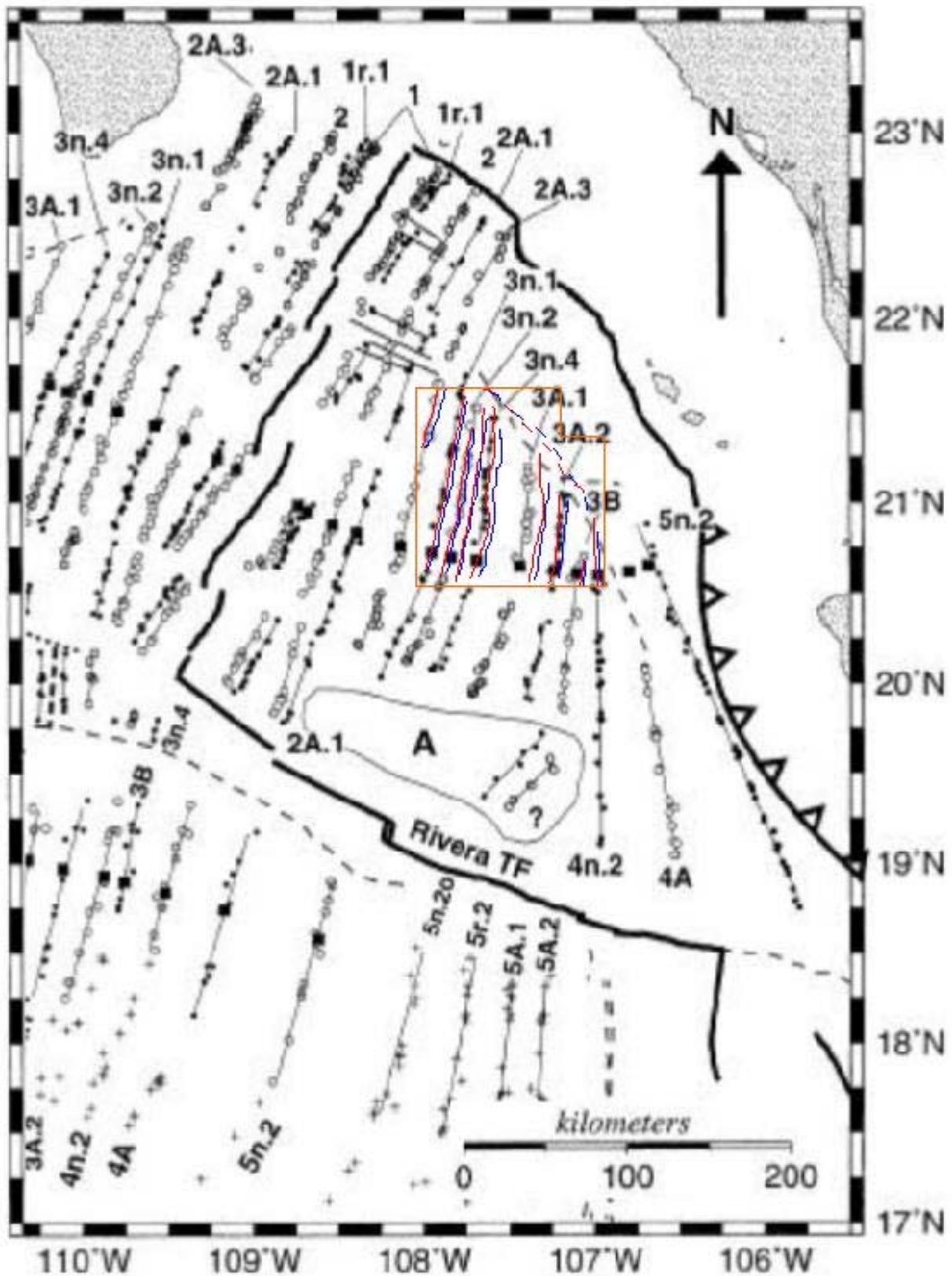


Figura 43. Mapa de la ubicación de las alineaciones magnéticas debidas a la reducción por efecto por rumbo (Líneas continuas rojas) y reducción al polo magnético (Líneas continuas azules). Anomalía debida a la zona de fractura (FZ) (líneas discontinuas). Área de estudio (línea continua naranja) Modificada de DeMets y Traylen [2000].

Tomando en cuenta solo las alineaciones magnéticas reducidas por efecto de polo, las orientaciones de todas las alineaciones Norte-Sur (Figura 44). La isócrona 3A.1 aparece desplazada 10.2 km hacia al este, respecto su posición propuesta por DeMets y Traylen [2000]. Esto indica que la tasa de esparcimiento para esta isócrona debió ser mucho mayor que la propuesta anteriormente, entre 59 mm/año y 62 mm/año (Figura 45).

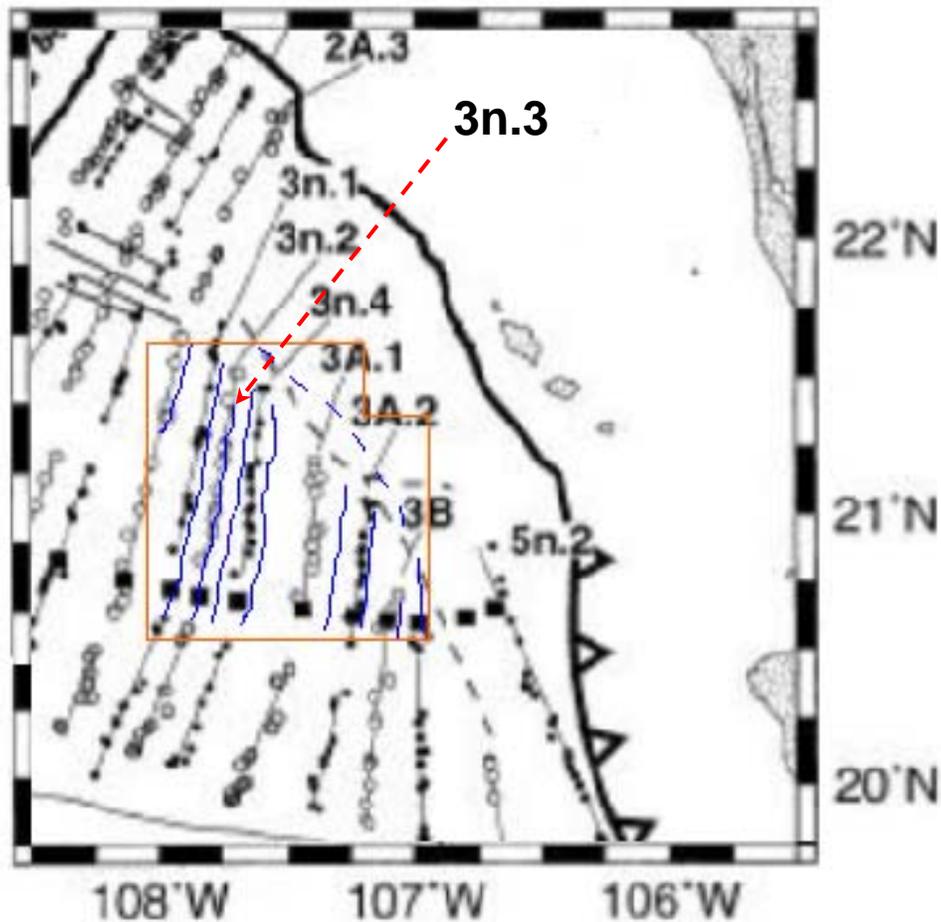


Figura 44. Alineaciones magnéticas debidas a la reducción por efecto de polo (Línea azul continua) y FZ (Línea azul discontinua). Área de estudio (Línea continua naranja). Puntos conjugados (Cuadros) Modificada de DeMets y Traylen [2000].

Este estudio al tener una mejor cobertura de datos magnéticos correspondientes a esta zona es posible identificar la isócrona 3n.3 entre la isócrona 3n.4 y la 3n.2 la cual no fue observada por DeMets y Traylen [2000]. Su orientación es idéntica a las alineaciones magnéticas adyacentes con una edad de 4.8 y 4.9 Ma, utilizando la escala geomagnética de tiempo de Cande [1995].

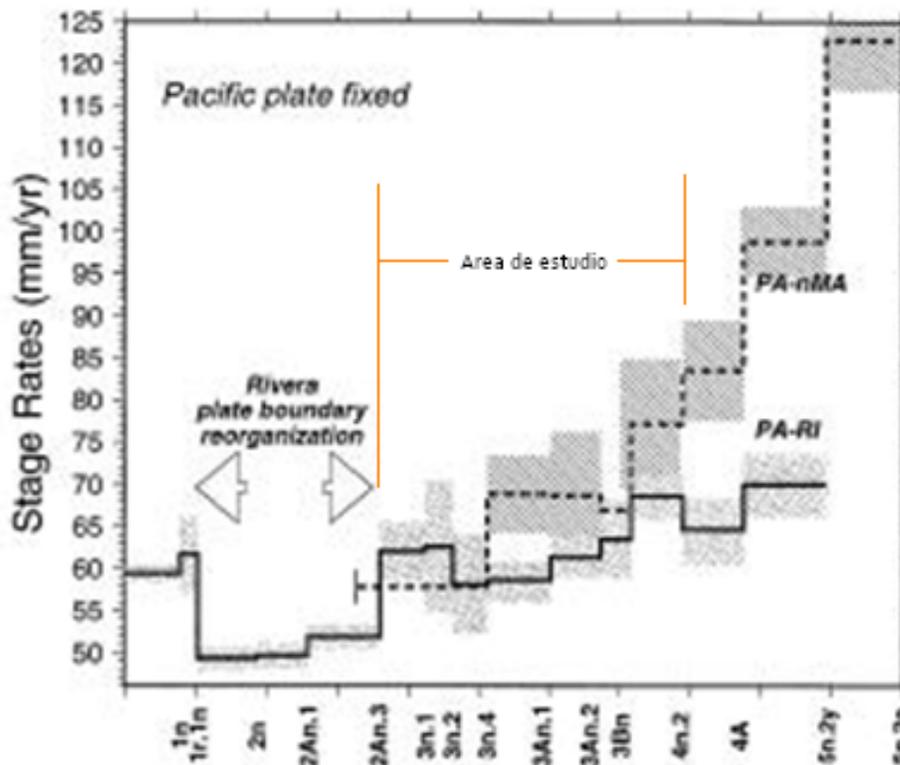


Figura 45. Etapas de esparcimiento de los centros de propagación Pacífico-Rivera (PA-RI) y Pacífico-Matemático norte (PA-nMA) con un 95% de incertidumbre Modificada de DeMets y Traylen [2000].

Las alineaciones magnéticas 4n,2 (7.650 – 8.072 Ma) y 3B (6.935 – 7.091 Ma) hacia el margen continental parecen marcar el límite de un propagador que dio forma al esparcimiento oceánico exhibido en la textura del relieve batimétrico en esta zona de la Placa de Rivera. Mammerickx y Klitgord [1982] mencionan que la evolución de las placas de Rivera y Pacífico, en la época del Mioceno tardío (11 a 6.5 Ma), se

reorganizaron pasando de un centro de propagación nor-noroeste a uno con orientación noroeste, debido a que la dorsal oceánica cordillera Matemática se fue retirando hacia al Sur. Por lo que es posible que la isócrona 4n.2 es la última, teniendo una mayor tasa de esparcimiento de corteza oceánica como la propuso Cande [1995] de aproximadamente de 65 mm/año (Figura 45).

El lineamiento magnético de la isócrona 3B es el único segmento lineal en esta zona de la placa de Rivera, desde 19.75° N hacia el norte, y difícilmente se observa su prolongación al norte de la marcada zona de fractura. Sin embargo, a diferencia de su contraparte en la Placa del Pacífico que tiene dos segmentos lineales, compensados a 5-10 km (Figura 43), que evidencia el cambio drástico que tuvo el proceso de esparcimiento oceánico por la reorganización de las placas del Pacífico y Cocos. Por el contrario el lineamiento magnético de la isócrona 3B es difícil de correlacionarlo en la parte sur de la placa de Rivera. La evolución tectónica del segmento norte de la dorsal EPR entre 11 y 6.5 Ma, es principalmente controlado por la reorganización de los propagadores Pacífico-Rivera y Pacífico-Cocos [Mammerickx y Klitgord, 1982]. Después de los 6.5 Ma la reorganización de la EPR es solamente en el segmento del propagador activo entre las placas del Pacífico y Cocos, mientras que el segmento de la dorsal Pacífico-Rivera se posiciona al Norte de la abandonada dorsal oceánica Matemática (Figura 2).

Las isócronas 3A.2 y 3A.1 con edades de 6.41 Ma y 6.02 Ma, respectivamente, pertenecen a la reorganización de la época del Mioceno tardío al Plioceno (6.5 a 3.5 Ma), Haciendo uso de la reconstrucción de la anomalía 5n.2 que se ubica tanto en la placa del Pacífico como en la de Rivera (Figura 43) es claramente identificar las isócrona 4A y 4n.2 por medio de los puntos conjugados y el paralelismo de las isócronas (Figura 43) [DeMets y Traylen, 2000]. Es así también que la simetría en las tres isócronas 3B, 3A.2 y 3A.1, en la placa del Pacífico no son idénticas a la simetría

exhibida en sus contrapartes en la placa de Rivera, y haciéndolas difícil de reconocerlas por la zona compleja marcada con una A por DeMets y Traylen [2000] en la Figura 44.

Por otro lado, el desplazamiento de la isócrona 3A.1, identificada en el mapa de anomalías magnéticas del área de estudio (Figura 44), sugiere que tuvo una tasa de esparcimiento mucho mayor que la propuesta por DeMets and Traylen [2000]. Contrario a lo que se había propuesto que el esparcimiento oceánico antes de los 1.5 Ma en la placa de Rivera tuvo una tasa menor, basada en que el polo de Euler de RIV-PAC se encontraba más al norte como lo muestra en la Figura 46 [Lonsdale, 1995]. La localización de este polo estaba en 26.4°N , 104.3°W , a 600 km al norte de la triple unión entre los límites de las placas de Pacífico, Norteamericana y Rivera con una tasa de rotación de $4.65^{\circ} \text{ m.y}^{-1}$. Mientras que el polo de movimiento absoluto de la placa de Rivera es de $3.9^{\circ} \text{ m.y}^{-1}$, antihorario y con una ubicación en 18.4°N , 106.1°W en el extremo oriental, de la falla transformante de Rivera [Lonsdale, 1995].

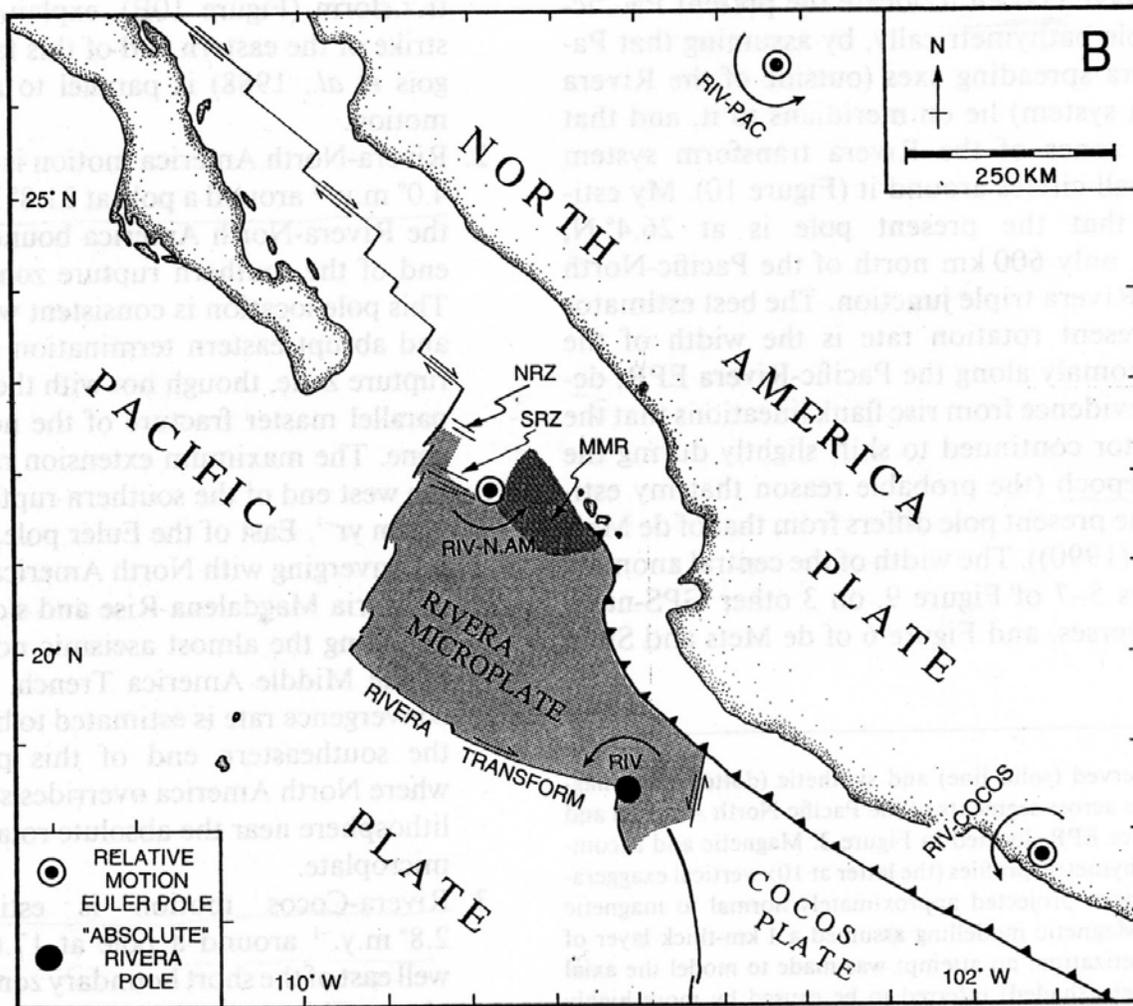


Figura 46. Ubicación de los polos relativo y absoluto de Euler, para el centro de extensión Pacífico-Rivera (RIV-PAC) y la falla transformante de Rivera respectivamente. NRZ y SRZ son las zonas de ruptura de la EPR al norte y sur respectivamente [Lonsdale, 1995].

La Figura 47 muestra que los lineamientos de las isócronas de la 3n.4 a la 3n.1 durante el Mioceno tardío al Plioceno su azimuth cambia de $\sim 5^\circ$ en 21.5°N en la placa del Pacífico abriendo suavemente hacia el este, formando una V, mientras que en la placa de Rivera a $\sim 19.75^\circ\text{N}$ se abren en forma más aguda al oeste a partir de la isócrona 3B.

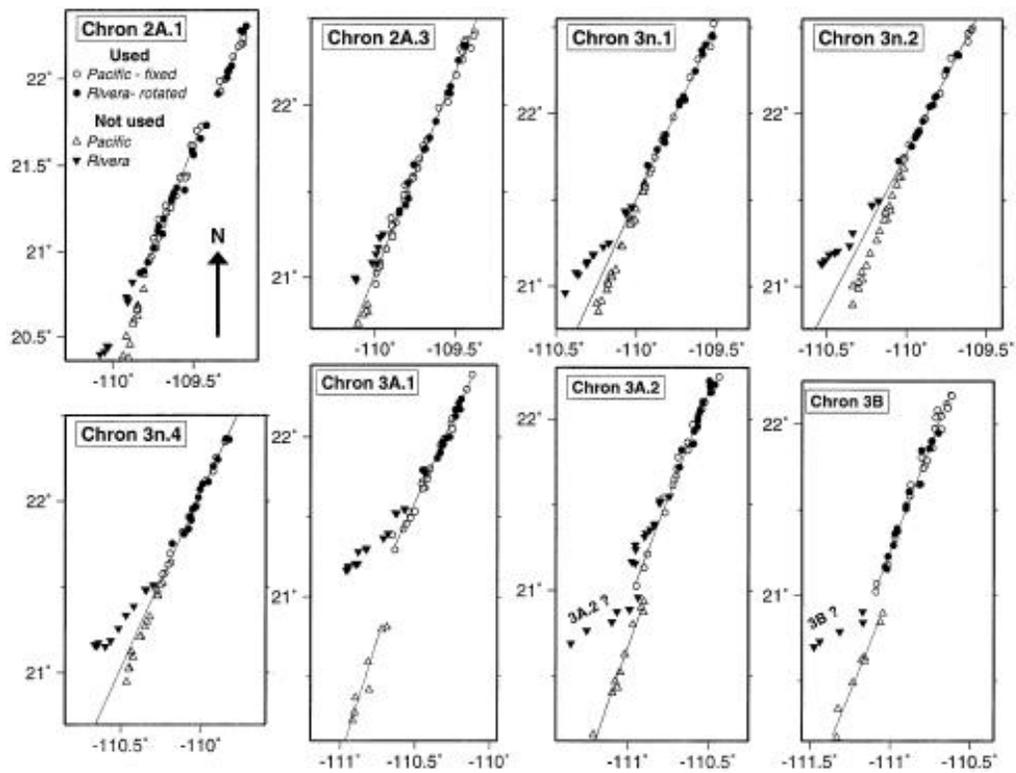


Figura 47. Reconstrucción de las anomalías 2A.1 hasta 3B que demuestran la curvatura de las alineaciones Pacífico (círculos y triángulos) y Rivera (círculos y triángulos rellenos). Modificada de DeMets y Traylen [2000].

6. CONCLUSIONES

Resultados de tres campañas oceanográficas en la región central de la Placa de Rivera evidencian anomalías magnéticas continuas que permiten determinar la propagación del centro de esparcimiento entre las placas de Pacífico y Rivera (PAC-RIV) al norte de la Zona Transformante de Rivera desde 10 Ma. Las alineaciones magnéticas identificadas en la Placa de Rivera contribuye con un registro del esparcimiento magmático que género el segmento norte de la Dorsal Pacífico Oriental (EPR), y de la deformación tectónica producto de la convergencia entre las placas del Rivera y Norteamericana. Esta deformación se observa a partir de la isócrona 5n.2 (9.92 Ma) que data de la época del Mioceno tardío, tiempo en el cual la textura del relieve batimétrico en esta área es reorganizado por un propagador.

Las alineaciones de las anomalías magnéticas de la 4n.2 a 2A.3 en este estudio no concuerdan exactamente con las alineaciones magnéticas propuestas por DeMets y Traylen [2000]. El estudio identifica el lineamiento de la anomalía magnética 3n.3 (~4.8 Ma) que no había sido identificada por los autores anteriores. Además este levantamiento geofísico identifica varias anomalías circulares asociadas al relieve batimétrico de montes submarinos en esta área. Por consiguiente las tasas de esparcimiento oceánico en esta área son diferentes a las propuestas por DeMets y Traylen [2000]. Aquí se reporta una posición diferente de la isócrona 3A.1, la cual se encuentra desplazada ~10.2 km al este de lo que se había reportado por los autores anteriores.

Con este trabajo se concluye que la resolución de los datos son los óptimos para la identificación de las estructuras geológicas así como de las características magnéticas presentes en la placa de Rivera.

REFERENCIAS

- Bartels, J.**, 1957, The technique of scaling indices K and Q of geomagnetic activity, *Annual Int. Geophysical Year*, 4.
- Batiza, R., y J. White**, 2000, Submarine lavas and hyaloclastites, in *Encyclopedia of Volcanoes*, edited by H. Sigurdsson, Academic Press.
- Blakely, R.**, 1996. Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge University Press.
- Breiner, S.**, 1973, Applications manual for portable magnetometers. *Geometrics, San Jose, California, USA*.
- Buchanan, S. K., R. A. Scrutton, R. A. Edwards, y R. B. Whitmarsh**, 1996, Marine Magnetic Data Processing In Equatorial Regions Off Ghana, *Geophysical Journal International*, 125 (1).
- Bullard E. C., y R. G. Mason**, 1961, The magnetic field astern of a ship, *Deep Sea Research*, 8(1).
- Campbell, W. H.**, 1997, Introduction to Geomagnetic Fields. Cambridge University Press, 1a Edición.
- Cande, S. C., y Kent, D. V.**, 1995, Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, No. B4, 6093-6095.
- Choukroune, P. J. Francheteau, y R. Henikian**, 1984, Tectonics of the East Pacific Rise near 132° 50' N: a submersible study, *Earth Planet. Sci. Lett.*
- Davis, T. N. y M. Sugiura**, 1966, Auroral electrojet activity index AE and its Universal Time variations, *Journal Geophysical Research*, 71.
- DeMets, C., y D. S. Wilson**, 2000, Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle, *Tectonophysics*, 318, 119-159.
- GEOMETRICS, INC.**, 1995, G-856 and G-877 Memori.MagTM, Proton Precession Magnetometer, *MANUAL FRL OPERADOR*.
- Hernández-Ordoñez R., Vélez-Arteaga E., Arango-Galván C., Cifuentes-Nava G. y Hernández-Quintero J.E.**, 2007, Análisis preliminar de la variación secular en el Observatorio Magnético de Teoloyucan (TEO) y su comparación con el IGRF, *Reportes Internos, Instituto de Geofísica UNAM*.
- Jones, E. J. W.**, 1988, Marine Geophysics, John Wiley & Sons, LTD.

Lonsdale, P., 1995, Segmentation and Disruption of the East Pacific Rise in the Mouth of the Gulf of California, *Marine Geophysical Researches*, 17.

Loredana P. and G. De Franceschi, 1998, Solar, ionospheric and geomagnetic indices, *Annali di geofisica*, VOL. 41, No. 5- 6.

Macdonald, K. C., 1982, Mid-oceanic ridges: fines scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone, *Annual Review of Earth Planet, Sciencies*.

Mammerickx, J., y K. D. Klitgord, 1982, Northern East Pacific Rise: Evolution From 25 m.y. B.P. to the Present, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 87, No. B8, 6751-6759

Marqu ez Az ua, B., 2006, Sistema modelador tridimensional del desplazamiento Tect nico en México, *Tecnológico de Monterrey*.

Medwin, H. y Clay, C. S., 1998, Fundamentals of Acoustical Oceanography, *Academic Press, San Diego, CA*

Moos, N.A.F., 1910, Magnetic observations made at the government observatory, Bombay, for the period 1846 to 1905, and their discussion, *Part II: the phenomenon and its discussion, Bombay*.

Muniz Barreto, L., 1997. El Geomagnetismo. México. UNAM, Instituto de Geofísica. Plaza y Valdez, Serie Cuadernos.

National Geophysical Data Center (NGDC)

<http://www.ngdc.noaa.gov/geomagmodels/IGRFWMM.jsp>

Sugiura, M., y S. Chapman, 1960, The average morphology of geomagnetic storms with sudden commencement, *Abandl. Akad. Wiss. Göttingen Math. Phys. Kl., Sonderheft Nr.4, Göttingen*.

Telford, W. M., Geldart, L. P. y Sheriff, R. E., 1990. Applied Geophysics Second Edition. *Cambridge University Press*.

Whitham K., 1958. The relationships between the secular change and the non-dipole fields, *Canadian Journal Physical*, 36.

Whitmarsh, R. B., y M. T. Jones, 1969, Daily Variation and Secular Variation of the Geomagnetic Field from Shipboard Observations in the Gulf of Aden, *Geophysical Journal International*, 18(5).

World Data Center for Geomagnetism, Kyoto.

<http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/dstdir/index.html>

ANEXO I

Desarrollo de Gauss para la obtención del potencial geomagnético

El desarrollo de Gauss para el potencial escalar del campo geomagnético, haciendo uso de la ley de inducción de Maxwell (Ley de Ampere) que relaciona una corriente eléctrica con un campo magnético queda definida como sigue:

$$\nabla \times \bar{\mathbf{B}} = \frac{4\pi k}{c^2} \bar{\mathbf{J}} + \frac{1}{c^2} \frac{\partial \bar{\mathbf{D}}}{\partial t} \dots\dots(1)$$

Donde $\bar{\mathbf{J}}$ y $\frac{\partial \bar{\mathbf{D}}}{\partial t}$ representan la densidad de corriente y el flujo de corriente eléctrica respectivamente, esto a través del límite entre la superficie terrestre y su atmósfera, entonces podemos decir que las corrientes eléctricas son mínimas, por lo que se obtiene

$$\nabla \times \bar{\mathbf{B}} = 0 \dots\dots (2)$$

Ahora bien, se puede obtener el campo magnético a partir del gradiente de una función potencial escalar V bajo las condiciones anteriores, y suponiendo que se puede medir V o cualquier componente de la inducción B en una superficie esférica de radio "a", dando como resultado:

$$\bar{\mathbf{B}} = -\nabla V \dots\dots (3)$$

Otra de las ecuaciones a considerar en este análisis es la ley de Gauss que establece que no existen fuentes monopoles magnéticas libres,

$$\nabla \cdot \bar{B} = 0 \dots\dots (4)$$

y además si se supone que en regiones fuera de la fuente el potencial escalar V es armónico sobre la superficie esférica y por lo tanto satisface la ecuación de Laplace [Campbell, 1997]:

$$\nabla \cdot \nabla V = 0 \Rightarrow \nabla^2 V = 0 \dots\dots (5)$$

Si no existen fuentes fuera de la esfera, V y $\frac{\partial V}{\partial r}$ se desvanecerán conforme nos alejamos de ella, es decir, dichos términos tienden a cero cuando $r \rightarrow \infty$ (r es la distancia del centro de la esfera al punto de observación), y V puede representarse por una expansión de armónicos esféricos como sigue:

$$V^i = a \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (A_n^{mi} \cos m\phi + B_n^{mi} \sin m\phi) P_n^m(\theta); \quad r \geq a \dots\dots (6)$$

La expresión (7) está definida para el potencial y los coeficientes armónicos que se deben a fuentes internas, así mismo a es el radio de la esfera, θ es el ángulo de colatitud, Φ es el ángulo de longitud y $P_n^m(\theta)$ son los polinomios de Legendere asociados de grado n y orden m , normalizado de acuerdo a la convención de Schmidt definida por:

$$P_n^m(\theta) = \begin{cases} [2(2n+1)]^{1/2} P_{n,m}(\theta), & \text{si } m = 0 \\ \left[(2n+1) \frac{(n-m)!}{(n+m)!} \right]^{1/2} P_{n,m}(\theta) & \text{si } m > 0 \end{cases}$$

Por otro lado, si todas las fuentes yacen fuera de la esfera, entonces V y $\frac{\partial V}{\partial r}$ deben ser finitos dentro de la esfera, por lo cual, la expansión de armónicos esféricos para representar el origen de fuentes externas será:

$$V^e = a \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{r}{a} \right)^n \sum_{m=0}^n (A_n^{me} \cos m\phi + B_n^{me} \sin m\phi) P_n^m(\theta); \quad r \leq a \dots\dots\dots (7)$$

Por lo que, si existen fuentes dentro y fuera de la superficie de la esfera, entonces se puede considerar el potencial V como la suma de las ecuaciones (6) y (7).

$$V = V^i + V^e \dots\dots\dots (8)$$

reescribiendo

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left[\left[A_n^{mi} \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} + A_n^{me} \left(\frac{r}{a} \right)^n \right] \cos(m\phi) + \left[B_n^{mi} \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} + B_n^{me} \left(\frac{r}{a} \right)^n \right] \sin(m\phi) \right] P_n^m(\theta) \dots\dots\dots (9)$$

Haciendo reducciones se obtiene

$$C_n^m = \frac{A_n^{me}}{A_n^m}; \quad S_n^m = \frac{B_n^{me}}{B_n^m}; \quad 1 - C_n^m = \frac{A_n^{mi}}{A_n^m}; \quad 1 - S_n^m = \frac{B_n^{mi}}{B_n^m}$$

Por lo tanto,

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left[C_n^m \left(\frac{r}{a} \right)^n + \left(1 - C_n^m \right) \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \right] A_n^m \cos(m\phi) + \\ + \left[S_n^m \left(\frac{r}{a} \right)^n + \left(1 - S_n^m \right) \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \right] B_n^m \sin(m\phi) \Big] P_n^m(\theta) \dots\dots (10)$$

Los coeficientes C_n^m y S_n^m en la ecuación (10) son fracciones con valores entre 0 y 1 para cualquier grado n y orden m e indican la aportación relativa de las fuentes externas al potencial total observado en la superficie esférica. Para determinar estos coeficientes a partir del potencial escalar V específicamente en la superficie de la esfera, sustituimos $r = a$ en la ecuación (10) dando como resultado:

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left[A_n^m \cos(m\phi) + B_n^m \sin(m\phi) \right] P_n^m(\theta) \dots\dots (11)$$

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} S_n(\theta, \phi)$$

Esto nos permite determinar los coeficientes A_n^m y B_n^m . Sin embargo, para obtener C_n^m y S_n^m se requiere información acerca del cambio de V en la dirección normal a la esfera. Por medio del gradiente radial de V definido como:

$$\frac{\partial V}{\partial r} = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\alpha_n^m \cos m\phi + \beta_n^m \sin m\phi \right) P_n^m(\theta) \dots\dots (12)$$

Por otro lado, el gradiente de V se puede obtener de la ecuación (9) en $r=a$

$$\frac{\partial V}{\partial r} = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m(\theta) \left\{ [nC_n^m - (n+1)(1-C_n^m)] A_n^m \cos m\phi + \right. \\ \left. + [nS_n^m - (n+1)(1-S_n^m)] B_n^m \sin m\phi \right\} \dots\dots (13)$$

Al igualar términos en las ecuaciones 12 y 13 se tiene que:

$$\alpha_n^m = [nC_n^m - (n+1)(1-C_n^m)] A_n^m \dots\dots(14)$$

$$\beta_n^m = [nS_n^m - (n+1)(1-S_n^m)] B_n^m \dots\dots(15)$$

Por otro lado, se consideran los vectores B_x , B_y y B_z definidos de la siguiente forma:

$$B_x = -B_\theta = \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} \quad \text{Hacia el norte} \dots\dots(16)$$

$$B_y = B_\phi = -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \phi} \quad \text{Hacia el este} \dots\dots(17)$$

$$B_z = -B_r = \frac{\partial V}{\partial r} \quad \text{Hacia el nadir.} \dots\dots(18)$$

La ecuación (12) nos indica que el gradiente radial de V esta en términos de los coeficientes α_n^m y β_n^m , y se puede reescribir el vector B_z de la siguiente forma:

$$B_z = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n (\alpha_n^m \cos m\phi + \beta_n^m \sin m\phi) P_n^m(\theta) \dots\dots (19)$$

De la misma forma, los componentes B_x y B_y se deben expresar en términos de los coeficientes A_n^m y B_n^m , para ello sustituimos la ecuación (10) en (16) y (17), y haciendo la consideración de que $r=a$.

$$B_x = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n (A_n^m \cos m\phi + B_n^m \sin m\phi) \frac{\partial P_n^m(\theta)}{\partial \theta} \dots\dots\dots (20)$$

$$B_y = \frac{1}{\sin \theta} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n (mA_n^m \sin m\phi - mB_n^m \cos m\phi) P_n^m(\theta) \dots\dots\dots (21)$$

Esta última ecuación es una expansión de armónicos esféricos de superficie de la función $B_y \sin(\theta)$, de tal forma que las mediciones de B_y proporcionan todos los coeficientes A_n^m y B_n^m que se requieren en las expresiones (14) y (15) para todos los grados y ordenes, excepto en $m=0$; de tal forma se hacen mediciones en B_x y se utiliza la ecuación (20).

Por lo tanto, las lecturas de las componentes de B sobre una esfera son suficientes para valorar la contribución relativa de las fuentes internas y externas al campo geomagnético. Es común encontrar la ecuación del potencial, para estudios geomagnéticos, de la siguiente forma:

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \left[\left(\frac{r}{a} \right)^n T_n^e + \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} T_n^i \right] \dots\dots\dots (22)$$

$$T_n^i = \sum_{m=0}^n (g_n^{mi} \cos(m\phi) + h_n^{mi} \sin(m\phi)) P_n^m(\theta)$$

$$T_n^e = \sum_{m=0}^n (g_n^{me} \cos(m\phi) + h_n^{me} \sin(m\phi)) P_n^m(\theta)$$

Estos nuevos coeficientes son conocidos como coeficientes de Gauss, los cuales tienen las mismas dimensiones que la inducción magnética y generalmente se expresan en nanoteslas [nT]. Los coeficientes anteriores se relacionan con los utilizados en la ecuación (10) de la siguiente forma:

$$g_n^{mi} = (1 - C_n^m) A_n^m \quad ; \quad h_n^{mi} = (1 - S_n^m) B_n^m$$

$$g_n^{me} = (C_n^m) A_n^m \quad ; \quad h_n^{me} = (S_n^m) B_n^m$$

$$C_n^m = \frac{g_n^{me}}{g_n^{mi} + g_n^{me}} \quad ; \quad S_n^m = \frac{h_n^{me}}{h_n^{mi} + h_n^{me}}$$

Si se toman únicamente las fuentes internas (campo principal), la ecuación (23) queda:

$$V = a \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) P_n^m(\theta) \dots\dots (23)$$

ANEXO II

Coeficientes para la obtención del IGRF-10

	n	m	2005												
			-	g	5	0	-227	g	7	1	-74.46	g	8	6	9.36
g	1	0	29554.63	g	5	1	354.41	h	7	1	-61.14	h	8	6	7.61
g	1	1	-1669.05	h	5	1	42.72	g	7	2	-1.65	g	8	7	-11.25
h	1	1	5077.99	g	5	2	208.95	h	7	2	-22.57	h	8	7	-12.76
g	2	0	-2337.24	h	5	2	180.25	g	7	3	38.73	g	8	8	-4.87
g	2	1	3047.69	g	5	3	136.54	h	7	3	6.82	h	8	8	-0.06
h	2	1	-2594.5	h	5	3	123.45	g	7	4	12.3	g	9	0	5.58
g	2	2	1657.76	g	5	4	168.05	h	7	4	25.35	g	9	1	9.76
h	2	2	-515.43	h	5	4	-19.57	g	7	5	9.37	h	9	1	-20.11
g	3	0	1336.3	g	5	5	-13.55	h	7	5	10.93	g	9	2	3.58
g	3	1	-2305.83	h	5	5	103.85	g	7	6	5.42	h	9	2	12.69
h	3	1	-198.86	g	6	0	73.6	h	7	6	-26.32	g	9	3	-6.94
g	3	2	1246.39	g	6	1	69.56	g	7	7	1.94	h	9	3	12.67
h	3	2	269.72	h	6	1	-20.33	h	7	7	-4.64	g	9	4	5.01
g	3	3	672.51	g	6	2	76.74	g	8	0	24.8	h	9	4	-6.72
h	3	3	-524.72	h	6	2	54.75	g	8	1	7.62	g	9	5	-10.76
g	4	0	920.55	g	6	3	151.34	h	8	1	11.2	h	9	5	-8.16
g	4	1	797.96	h	6	3	63.63	g	8	2	-11.73	g	9	6	-1.25
h	4	1	282.07	g	6	4	-14.58	h	8	2	-20.88	h	9	6	8.1
g	4	2	210.65	h	6	4	-63.53	g	8	3	-6.88	g	9	7	8.76
h	4	2	-225.23	g	6	5	14.58	h	8	3	9.83	h	9	7	2.92
g	4	3	-379.86	h	6	5	0.24	g	8	4	-18.11	g	9	8	-6.66
h	4	3	145.15	g	6	6	-86.36	h	8	4	-19.71	h	9	8	-7.73
g	4	4	100	h	6	6	50.94	g	8	5	10.17	g	9	9	-9.22
h	4	4	-305.36	g	7	0	79.88	h	8	5	16.22	h	9	9	6.01

Continuación de la secuencia de los coeficientes

	n	m	2005												
				g	11	2	-1.88	g	12	3	0.89	g	13	3	0.28
g	10	0	-2.17	h	11	2	1.44	h	12	3	2.38	h	13	3	1.72
g	10	1	-6.12	g	11	3	1.44	g	12	4	-0.38	g	13	4	-0.43
h	10	1	2.19	h	11	3	-0.77	h	12	4	-2.63	h	13	4	-0.54
g	10	2	1.42	g	11	4	-0.31	g	12	5	0.96	g	13	5	1.18
h	10	2	0.1	h	11	4	-2.27	h	12	5	0.61	h	13	5	-1.07
g	10	3	-2.35	g	11	5	0.29	g	12	6	-0.3	g	13	6	-0.37
h	10	3	4.46	h	11	5	0.9	h	12	6	0.4	h	13	6	-0.04
g	10	4	-0.15	g	11	6	-0.79	g	12	7	0.46	g	13	7	0.75
h	10	4	4.76	h	11	6	-0.58	h	12	7	0.01	h	13	7	0.63
g	10	5	3.06	g	11	7	0.53	g	12	8	-0.35	g	13	8	-0.26
h	10	5	-6.58	h	11	7	-2.69	h	12	8	0.02	h	13	8	0.21
g	10	6	0.29	g	11	8	1.8	g	12	9	-0.36	g	13	9	0.35
h	10	6	-1.01	h	11	8	-1.08	h	12	9	0.28	h	13	9	0.53
g	10	7	2.06	g	11	9	0.16	g	12	10	0.08	g	13	10	-0.05
h	10	7	-3.47	h	11	9	-1.58	h	12	10	-0.87	h	13	10	0.38
g	10	8	3.77	g	11	10	0.96	g	12	11	-0.49	g	13	11	0.41
h	10	8	-0.86	h	11	10	-1.9	h	12	11	-0.34	h	13	11	-0.22
g	10	9	-0.21	g	11	11	3.99	g	12	12	-0.08	g	13	12	-0.1
h	10	9	-2.31	h	11	11	-1.39	h	12	12	0.88	h	13	12	-0.57
g	10	10	-2.09	g	12	0	-2.15	g	13	0	-0.16	g	13	13	-0.18
h	10	10	-7.93	g	12	1	-0.29	g	13	1	-0.88	h	13	13	-0.82
g	11	0	2.95	h	12	1	-0.55	h	13	1	-0.76				
g	11	1	-1.6	g	12	2	0.21	g	13	2	0.3				
h	11	1	0.26	h	12	2	0.23	h	13	2	0.33				

ANEXO III

Magnetómetros de precesión protónica (PPM)

El funcionamiento principal del magnetómetro de precesión protónica se debe a que un protón (átomo de hidrógeno) es despojado de su electrón orbital, y si se considera que es una carga esférica que rota y posee un momento magnético inherente m_p y un momentum angular intrínseco del spin I_p , existe un razón entre estas dos cantidad vectoriales llamada razón giro magnético escalar γ_p definida por la siguiente ecuación:

$$\gamma_p = \frac{m_p}{I_p} (\text{nT} \cdot \text{s})^{-1}$$

Para que el spin del protón se alinee al momento magnético y cause una precesión en el eje del spin se induce un torque por medio un campo magnético externo definido por

$$H = \frac{B}{\mu_0}.$$

La precesión es el cambio de dirección en el espacio que experimenta el eje instantáneo de rotación de un cuerpo. Este movimiento puede ser asociado con el cabeceo de un trompo al momento de estar deteniéndose. Este cabeceo se debe a la interacción de las fuerzas giroscópicas y gravitacionales. Para el protón, la velocidad angular del spin es una constante atómica, mientras que la fuerza del campo magnético es la que cambia.

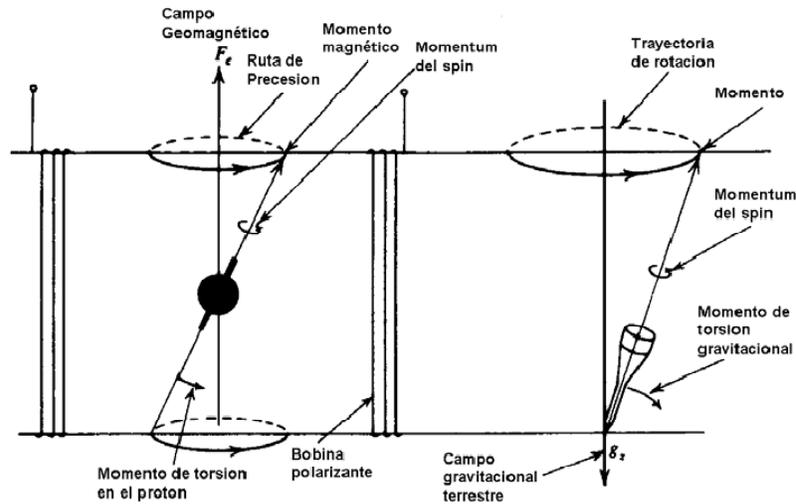


Figura. Principio de precesión protónica en analogía con el caso gravitacional terrestre.

El movimiento de los protones debido a la precesión del spin genera un campo eléctrico que al estar en un líquido rico en protones, tales como el agua, alcohol, aceites y kerosenos, permite que los protones se alineen al campo magnético total presente, al inducir una carga eléctrica en ellos. Lo que se detecta en el equipo es la frecuencia angular ω_p del protón, llamada frecuencia de Larmor que nos indica el producto de la razón giromagnética y la magnitud del campo total, dada por:

$$\omega_p = 2\pi f_p = \gamma_p H$$

Para un sensor cilíndrico de agua de 300 a 500 cm³, un campo polarizante de 1 a 4 x 10⁷ nT aplicado durante 2 a 5 segundos resultan en una señal detectable del orden de microvolts en una bobina de cable muy fino de 500 a 1000 vueltas.

Y si se conoce la razón giromagnética, podemos conocer la intensidad del campo magnético por medio de la frecuencia f_p . La razón protónica general es de 0.26751525

$(\text{nT} \cdot \text{s})^{-1}$ y en el caso de la superficie de la Tierra, donde los campos más grandes varían entre 3 y 7×10^4 nT, las frecuencias están entre 1.2 a 2.0×10^3 c/s.

Un magnetómetro de protón precesión típico tiene una sensibilidad limitada por la exactitud en la determinación de la razón giromagnética, la integración temporal del contador de frecuencias, la duración de la señal detectable y el gradiente del campo a través del sensor. Debido a esto, su precisión oscila de 1 nT o hasta 0.05 nT con equipos especiales [Hernández-Quintero, 2002].

Su principal deficiencia es que tiene una pobre respuesta a las micropulsaciones.

ANEXO IV

Obtención del filtro para la Reducción al Polo Magnético (RTP)

Partimos de la ecuación que representa la componente del campo magnético anómalo en cualquier punto $z < 0$ definida por:

$$F(x, y, z) = -\frac{z}{2\pi} \iint \frac{F(x', y', 0) dx' dy'}{\left[(x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2 \right]^{3/2}} \dots\dots (1)$$

Lo siguiente a considerar es que el cuerpo sea permeable y se encuentre en el Polo Magnético para que se magnetice verticalmente, por lo que se obtiene

$$A^* = -\bar{M} \cdot \nabla \int \frac{dv}{R} = -M \frac{\partial}{\partial z} \int \frac{dv}{R} \dots\dots (2)$$

donde la componente total F existirá son en la vertical, esto es

$$\Delta T^* = -\frac{\partial A^*}{\partial z} \dots\dots (3)$$

y en cualquier latitud quedará definida por

$$\Delta F = \bar{r}_u \cdot \nabla A \dots\dots (4)$$

donde \bar{r}_u es el vector unitario en la dirección del campo magnético terrestre

$$\bar{r}_u = \cos I \cos D \hat{i} + \cos I \sin D \hat{j} + \sin I \hat{k} \dots\dots (5)$$

I : inclinación del campo magnético terrestre

D : declinación del campo magnético terrestre

Entonces se tiene que

$$\Delta T = \bar{r}_u \cdot \nabla \phi = \left(\cos I \cos D \frac{\partial}{\partial x} + \cos I \sin D \frac{\partial}{\partial y} + \sin I \frac{\partial}{\partial z} \right) A \dots\dots (6)$$

si se toma la derivada vertical de lo anterior se obtiene

$$\frac{\partial \Delta T}{\partial z} = \left(\cos I \cos D \frac{\partial}{\partial x} + \cos I \sin D \frac{\partial}{\partial y} + \sin I \frac{\partial}{\partial z} \right) \frac{\partial A}{\partial z} \dots\dots (7)$$

enseguida se aplica la Transformada de Fourier debido a que ϕ y F son funciones armónicas, con lo que se obtiene

$$\Im \left\{ \frac{\partial \Delta T}{\partial z} \right\} = (ip \cos I \cos D + iq \cos I \sin D + \sqrt{p^2 + q^2} \sin I) \Im \left\{ \frac{\partial A}{\partial z} \right\} \dots\dots (8)$$

por lo tanto

$$\frac{\partial A}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(-\bar{M} \cdot \nabla \int_v \frac{dv}{R} \right) = -\bar{M} \cdot \nabla \frac{\partial}{\partial z} \int_v \frac{dv}{R} = (\bar{m}_u \cdot \nabla) M \frac{\partial}{\partial z} \int_v \frac{dv}{R} \dots\dots (9)$$

donde \bar{m}_u es el vector unitario en la dirección del vector de magnetización

$$\bar{m}_u = \cos i \cos d \hat{i} + \cos i \sin d \hat{j} + \sin i \hat{k} \dots\dots\dots (10)$$

y

$$\bar{m}_u \cdot \nabla = \cos i \cos d \frac{\partial}{\partial x} + \cos i \sin d \frac{\partial}{\partial y} + \sin i \frac{\partial}{\partial z} \dots\dots\dots (11)$$

por lo tanto sustituyendo esto en (9) se tiene

$$\frac{\partial A}{\partial z} = \left(\cos i \cos d \frac{\partial}{\partial x} + \cos i \sin d \frac{\partial}{\partial y} + \sin i \frac{\partial}{\partial z} \right) M \frac{\partial}{\partial z} \int_v \frac{dv}{R} \dots\dots\dots (12)$$

además se sabe que

$$M \frac{\partial}{\partial z} \int_v \frac{dv}{R} = A^* \dots\dots\dots (13)$$

entonces de (12) se obtiene

$$\frac{\partial A}{\partial z} = - \left(\cos i \cos d \frac{\partial}{\partial x} + \cos i \sin d \frac{\partial}{\partial y} + \sin i \frac{\partial}{\partial z} \right) A^* \dots\dots\dots (14)$$

y su Transformada de Fourier

$$\mathfrak{F} \left\{ \frac{\partial A}{\partial z} \right\} = - (ip \cos i \cos d + iq \cos i \sin d + \sqrt{p^2 + q^2} \sin i) \mathfrak{F} \{ A^* \} \dots\dots\dots (15)$$

sustituyendo lo anterior en (8)

$$\mathfrak{T}\left\{\frac{\partial\Delta T}{\partial z}\right\} = -\left(ip \cos I \cos D + iq \cos I \sin D + \sqrt{p^2 + q^2} \sin I\right) \cdot \left(ip \cos i \cos d + iq \cos i \sin d + \sqrt{p^2 + q^2} \sin i\right) \mathfrak{T}\{A^*\} \dots\dots\dots (16)$$

Despejando $\mathfrak{T}\{A^*\}$ y hacienda la Transformada de Fourier de $\frac{\partial\Delta T}{\partial z}$ de (16) se tiene

$$\mathfrak{T}\{A^*\} = \frac{-\mathfrak{T}\left\{\frac{\partial\Delta T}{\partial z}\right\}}{\left(ip \cos I \cos D + iq \cos I \sin D + \sqrt{p^2 + q^2} \sin I\right) \cdot \left(ip \cos i \cos d + iq \cos i \sin d + \sqrt{p^2 + q^2} \sin i\right)} \dots\dots\dots (17)$$

donde la Transformada de Fourier $\frac{\partial\Delta T}{\partial z}$ será

$$\mathfrak{T}\{\Delta T(x, y, z)\} = \mathfrak{T}\{\Delta T(x, y, 0)\}e^{\sqrt{p^2+q^2}z} \text{ y } \mathfrak{T}\left\{\frac{\partial\Delta T(x, y, z)}{\partial z}\right\} = \sqrt{p^2 + q^2} \mathfrak{T}\{\Delta T(x, y, 0)\}e^{\sqrt{p^2+q^2}z} \dots\dots\dots (18)$$

entonces

$$\mathfrak{T}\{A^*\} = \frac{-\sqrt{p^2 + q^2} \mathfrak{T}\{\Delta T(x, y, 0)\}e^{\sqrt{p^2+q^2}z}}{\left(ip \cos I \cos D + iq \cos I \sin D + \sqrt{p^2 + q^2} \sin I\right) \cdot \left(ip \cos i \cos d + iq \cos i \sin d + \sqrt{p^2 + q^2} \sin i\right)} \dots\dots\dots (19)$$

y si $\Delta T^* = \frac{\partial A^*}{\partial z}$ entonces $\mathfrak{T}\{\Delta T^*\} = -\mathfrak{T}\left\{\frac{\partial A^*}{\partial z}\right\} = -\sqrt{p^2 + q^2} \mathfrak{T}\{A^*\}$ sustituyendo se obtiene

$$\mathfrak{S}\{AT^*\} = \frac{(p^2 + q^2)\mathfrak{S}\{\Delta T(x, y, 0)\}e^{\sqrt{p^2 + q^2}z}}{(ip \cos I \cos D + iq \cos I \sin D + \sqrt{p^2 + q^2} \sin I) \cdot (ip \cos i \cos d + iq \cos i \sin d + \sqrt{p^2 + q^2} \sin i)} \dots\dots\dots (20)$$

La ecuación anterior es lo que se conoce como la reducción al polo en las frecuencias, y el término $\Delta T(x, y, 0)$ son los valores del campo total anómalo en $z=0$.

Al considerar los valores de inclinación (i) y declinación (d) del vector M de magnetización iguales a la Inclinación (I) y Declinación (D) del campo terrestre entonces la ecuación (20) es reducida como sigue:

$$\mathfrak{S}\{AT^*\} = \frac{(p^2 + q^2)\mathfrak{S}\{\Delta T(x, y, 0)\}e^{\sqrt{p^2 + q^2}z}}{(ip \cos I \cos D + iq \cos I \sin D + \sqrt{p^2 + q^2} \sin I)^2} \dots\dots\dots (21)$$

Donde el filtro de reducción al polo es

$$F_{RTP}(p, q, z) = \frac{(p^2 + q^2)e^{\sqrt{p^2 + q^2}z}}{(ip \cos I \cos D + iq \cos I \sin D + \sqrt{p^2 + q^2} \sin I)^2} \dots\dots\dots (22)$$

Y por otro lado, la anomalía total reducida al polo es $\Delta T(x, y, 0)$

$$\mathfrak{S}\{\Delta T^*\} = F_{RTP}(p, q, z) \cdot \mathfrak{S}\{\Delta T(x, y, 0)\} \dots\dots\dots (23)$$