



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGIA
INSTITUTO DE GEOFISICA
GEOLOGIA MARINA

**EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA PARTE CENTRAL DE
LA PLACA DE RIVERA CON DATOS MAGNÉTICOS Y
BATIMETRÍA MULTHAZ.**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS

PRESENTA:

DANIEL ARMANDO PÉREZ CALDERÓN

TUTOR PRINCIPAL

CARLOS ÁNGEL Q. MORTERA GUTIÉRREZ

Instituto de Geofísica, UNAM

COMITÉ TUTOR

WILLIAM LEE BANDY

Instituto de Geofísica, UNAM

JOAQUÍN EDUARDO AGUAYO CAMARGO

Facultad de Ingeniería, UNAM

MARÍA LUISA MACHAIN CASTILLO

Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM

GERARDO SUÁREZ REYNOSO

Instituto de Geofísica, UNAM

MÉXICO, D. F. NOVIEMBRE DE 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología
Universidad Nacional Autónoma de México



EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA PARTE CENTRAL DE LA PLACA DE RIVERA CON DATOS MAGNÉTICOS Y BATIMETRÍA MULTIHAZ.

T E S I S

que para obtener el grado académico de:

Maestro en Ciencias
Geología Marina

presenta

DANIEL ARMANDO PÉREZ CALDERÓN

Directo de Tesis: Carlos Ángel Q. Mortera Gutiérrez

Comité Tutorial:

WILLIAM LEE BANDY

JOAQUÍN EDUARDO AGUAYO CAMARGO

MARÍA LUISA MACHAIN CASTILLO

GERARDO SUÁREZ REYNOSO

MÉXICO, D. F., NOVIEMBRE DE 2014

AGRADECIMIENTOS

A la UNAM por darme una segunda oportunidad de expandir mis conocimientos y mi experiencia profesional con la obtención de este grado académico y con ello formar parte de esta gran familia, así como también al Instituto de Geofísica por el espacio brindado para realizar la investigación de mi tesis.

Al financiamiento otorgado por los proyectos UNAM-DGAPA-PAPIIT números: IN102507, IN108110, IN114410, IN115513 y IN115613 y al apoyo por parte del CONACYT con el proyecto con número 50235 con los que fue posible realizar esta investigación, así como también por la beca que me otorgo el CONACYT durante mis estudios de Posgrado.

Al programa UNAM-CABO por el uso del B/O EL PUMA para la obtención de los datos de geofísica marina durante las siete campañas oceanográficas desde el 2006 y hasta el 2012. Estas campañas llevaron el nombre de BABRIP06, MAMRIV07, MAMRIV08, MORTIC08, GUAYRIV10, BATIBAJA11 y MAMRIV12.

Al Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, y en especial a la Coordinación del Posgrado dirigida por la Dra. Gloria Vilaclara por su apoyo en actividades académicas.

Al Laboratorio de Procesamiento de Datos Geofísicos Marinos del Instituto de Geofísica, UNAM; así como a todo el equipo de colaboradores dirigidos por el Dr. Carlos Mortera Gutiérrez y el Dr. William Lee Bandy.

Al Dr. Carlos Mortera por su apoyo para la realización de mi trabajo de tesis de maestría, por compartir sus conocimientos y los consejos en todo el transcurso de mi estancia académica y lo más importante, por su amistad.

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

Al comité tutorial, Dra. María Luisa Machain, Dr. Eduardo Aguayo, Dr. Gerardo Suárez y Dr. William Bandy, por su tiempo y sus comentarios para enriquecer este trabajo.

A todos mis colegas, compañeros y amigos con los que pase muchas experiencias durante las campañas oceanográficas, en especial a mi hermano Pakito Ponce.

A ti amor, Sandy Valle por estar conmigo en todos estos años, y no dejarme caer y estar junto a mí todo el tiempo.

A mis hermanos y a mi familia que siempre estuvieron al pendiente de mí.

EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA PARTE CENTRAL DE LA PLACA DE RIVERA CON DATOS MAGNÉTICOS Y BATIMETRÍA MULTHAZ.

RESUMEN

Las anomalías magnéticas asociadas a lineamientos en el relieve del piso oceánico son comúnmente utilizadas para reconstruir la evolución tectónica de las placas tectónicas con el paso del tiempo. Con batimetría multihaz e isócronas magnéticas colectadas en siete campañas oceanográficas a bordo B/O EL PUMA desde el 2006 y hasta el 2012, se identifican 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 Pacífico y Rivera así como también, son utilizadas para estudiar la evolución tectónica de la placa de Rivera en su parte central. Se desconoce el momento exacto en el que la propagación del segmento norte de la dorsal EPR terminó y la relación que guarda con otras estructuras geológicas de la zona. Los resultados principales en este estudio son: la rápida evolución tectónica de la placa de Rivera partiendo de los 111°N hasta su actual posición; la identificación de las isócronas magnéticas 4n.2 hasta la dorsal de Rivera (7.9 a 0 Ma), indicando que existen pocas discontinuidades en este tiempo; las discontinuidades que afectaron al propagador en varios sitios a lo largo de su eje; anomalías magnéticas circulares asociadas a cadenas de montes submarinos; la geometría típica de isócronas producto de un propagador; la identificación de la anomalía magnética asociada a 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 generó el propagador.

INDICE GENERAL

CAPITULO	PÁGINA
1. INTRODUCCION.....	1
2. ANTECEDENTES.....	5
2.1 Marco Regional Geológico y Tectónico.....	5
2.2 Tectónica de la Placa de Rivera.....	7
2.3 Morfología y Magnetización de las Dorsales Oceánicas.....	16
3. METODOLOGIA.....	18
3.1 Datos de batimetría multihaz, retrodispersión y magnetometría.....	18
3.2 Adquisición de batimetría multihaz y magnetometría marina.....	21
3.2.1 Adquisición de datos de batimetría multihaz.....	23
3.2.1.1. Corrección por perfil de velocidad del sonido.....	27
3.2.1.2. Corrección por movimiento del buque.....	28
3.2.1.3. Procesos de mejora y realce.....	33
3.2.2 Procesamiento de datos de retrodispersión o backscatter.....	36
3.2.3 Adquisición de datos de Magnetometría Marina.....	38
3.2.3.1. Calculo de las anomalías magnéticas.....	43
3.2.3.2. Reducción por Campo Magnético Teórico (IGRF).....	45
3.2.3.3. Corrección por Variación Diurna.....	48
3.2.3.4. Corrección por Efecto de Rumbo del Barco.....	51
4. RESULTADOS.....	55
4.1 Síntesis de resultados.....	82
5. DISCUSIÓN.....	85
5.1 Entre 7.90 Ma – 6.57 Ma.....	90
5.2 Entre 6.57 Ma – 5.23 Ma.....	92
5.3 Entre 5.23 Ma – 4.29 Ma.....	94
5.4 Entre 4.29 Ma – 3.58 Ma.....	96
5.5 Entre 3.58 Ma – 3.04 Ma.....	98
5.6 Entre 3.04 Ma – 1.95 Ma.....	100
5.7 Entre 1.95 Ma – 0.00 Ma.....	102
6. CONCLUSIONES.....	104
REFERENCIAS.....	107
ANEXOS.....	112

INDICE DE FIGURAS

- Figura 1. Mapa esquemático de las principales estructuras geológicas cercanas al área de estudio identificada en cuadro rojo..... 4
- Figura 2. Configuración de la interacción de las tres principales placas: Pacífico (PAC), Farallón (FAR) y Norteamericana (NAM). Línea sencilla indican fallas transformantes, doble línea son centros de esparcimiento (Spreading centers) y línea discontinua es la zona de subducción. Flechas indican desplazamiento preferencial de la placa FAR con una relación de 6 mm/año [Atwater, 1970]..... 6
- Figura 3. Configuración propuesta por Atwater (1970). Lado izquierdo diagrama evolutivo del fracturamiento de la placa FAR y generación de las placas JF y RIV. Lado Derecho representa el actual reacomodo de las dos placas y el sentido de la placa de RIV, COC y NAM..... 9
- Figura 4. (A) Placas y límites de placas a partir del este del Pacífico ecuatorial en la anomalía magnética 5B (Mioceno temprano); (B) Anomalía 4'-5 (Mioceno tardío); (C) Anomalía 3'-4 (Mioceno tardío); (D) Anomalía 2'-3 (Plioceno) [Klitgord and Mammerickx,1982]..... 10
- Figura 5. Primera reorganización antes (izquierda) y después (derecha) de los hace 25 Ma [Mammerickx and Klitgord, 1982].....12
- Figura 6. Última reorganización entre los 6.5 Ma y 3.5 Ma, Izquierda antes de la desaparición del MR; derecha configuración actual de la placa RIV y centro de esparcimiento al norte de la RT [Mammerickx and Klitgord, 1982]..... 13
- Figura 7. Configuración de la reorganización de la placa de Rivera y su centro de esparcimiento desde hace 5 Ma hasta la actualidad [Lonsdale, 1995].....14
- Figura 8. Identificación de los alineamientos magnéticos (Isócronas) producto del esparcimiento oceánico de la dorsal EPR. Líneas delgadas continuas indican isócronas. Líneas discontinuas indican zonas de fallas. Cuadrados se refieren a los puntos conjugados [DeMets and Traylen, 2000]..... 15
- Figura 9. Esquema de la formación de litosfera debida a dorsales oceánica, así como el tipo de magnetización de las bandas..... 17
- Figura 10. Mapa de los transectos realizados en las campañas oceanográficas BABRIP06 (azul), MAMRIV07 (verde), MAMRIV08 (rojo), MORTIC08 (Azul claro), GUAYRIV10 (morado), BATIBAJA11 (verde) y MAMRIV12 (café)..... 20
- Figura 11. Perfiles horizontales dirección E-W o W-E. Cada color de línea representa a cada uno de los cruceros BABRIP06, MAMRIV07, MAMRIV08, MORTIC08, GUAYRIV10, BATIBAJA11 Y MAMRIV12 respectivamente.....22

Figura 12. Esquema de las partes que integran la ecosonda EM300 Simrad: (1) Transductor de transmisión, (2) Transductor de recepción, (3) Interfase, (4) Estación de operación [Manual de operador, EM300].....	24
Figura 13. Esquema de un sistema multihaz.....	25
Figura 14. Movimientos del buque.....	26
Figura 15. Perfiles de velocidad de sonido en la columna de agua. Izquierda: Perfil obtenido de los datos registrados con el CTD o SVP. Derecha: Perfil corregido interactivamente para eliminar la curvatura e ingresado para corregir de manera conjunta los datos batimétricos.....	28
Figura 16. Perfiles 1 y 2 con dirección contrarias en una zona de relieve batimétrico plano.....	29
Figura 17. Comportamiento de perfil A-B en una zona de relieve batimétrico plano.....	29
Figura 18. Movimiento de escora o Rol del buque. (A) Posición real del buque con fondo plano. (B) Registro batimétrico.....	30
Figura 19. Valor de roll a introducir en la corrección por roll a una campaña oceanográfica.....	30
Figura 20. Primera aproximación del mapa batimétrico del lecho marino de la zona central de la placa de Rivera.....	32
Figura 21. Forma esquemática de eliminación de información no requerida. (A) En cuadro rojo información a eliminar. (B) Dirección del perfil real, línea rosa y flecha negra indica el inicio y final de la nueva información a tomar. (C) Cuadro rojo muestra la zona sin la información ruido.....	33
Figura 22. Módulo ODICCE. Izquierda. Área seleccionada en el mapa batimétrico. Derecha. Selección de puntos a invalidar; en color amarillo puntos invalidados y en azul claro, puntos esperando la orden de ser invalidados. Puntos rojos y azul fuerte, puntos validos para realizar el mapa batimétrico.....	34
Figura 23. Mapa batimétrico corregido del lecho marino de la zona central de la placa RIV.....	35
Figura 24. Rugosidad y contraste de impedancia en el backscatter.....	36
Figura 25. Backscatter del área central de la placa RIV.....	37

Figura 26. Magnetómetro Geometrics G877. Partes: A) Sensor; B) Cuerpo (contiene partes electrónicas); C) Montura; D) Cable de Arrastre.....	39
Figura 27. <i>Junction Box</i> para el sistema G877 [Manual del operador, G877].....	40
Figura 28. 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 pescado, C) Distancia de la unión del sensor, D) Distancia del GPS al cable de comunicación [Manual de operador, G877]	41
Figure 29. Localización del cable de arrastre suspendido sobre la cubierta del B/O El Puma.....	42
Figura 30. Mapa magnético de los datos de campo total de las siete campañas oceanográficas.....	44
Figura 31. Mapa de anomalías magnéticas obtenidas por la corrección de campo teórico.....	47
Figura 32. Mapa de anomalías magnéticas obtenidas por la corrección de variación diurna.....	50
Figura 33. A) Gráfica del círculo de calibración de la campaña MAMRIV08; y B) Gráfica de los datos magnéticos vs dirección del magnetómetro.....	52
Figura 34. 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 and Mason [1961].....	53
Figura 35. Mapa de anomalías magnéticas obtenidas por la corrección de efecto de rumbo.....	54
Figura 36. Relieve batimétrico del lecho marino de la parte central de la placa de Rivera y montes submarinos (círculos rojos), pequeñas elevaciones (Cuadros negros) y MMR (línea discontinua roja). Ejes de la dorsal RR en línea azul.....	56
Figura 37. División de zonas en el mapa batimétrico del lecho marino de la parte central de la placa de Rivera. Zona occidental (Rojo). Zona central (Naranja). Zona oriental (Morado) ...	57
Figura 38. Zona occidental. Con líneas negras dirección de los lineamientos magmáticos. Círculos rojos: montes submarinos. Cuadros negros: pequeñas elevaciones.....	59

- Figura 39. Zona central. Con líneas negras dirección de los lineamientos magmáticos. Círculos rojos: montes submarinos. Cuadros negros: pequeñas elevaciones. Líneas punteadas negras indican el contacto con la MMR..... 61
- Figura 40. Zona oriental. Con líneas negras dirección de los lineamientos magmáticos. Cuadros negros: pequeñas elevaciones. Líneas punteadas negras indican el límite del escarpe del levantamiento MMR. Línea roja indica la elevación del escarpe..... 63
- Figura 41. División del mapa de Backscatter del área central de la placa RIV en zona occidental (Izquierda) a zona oriental (derecha) 65
- Figura 42. Mapa de anomalías magnéticas obtenidas por la corrección de efecto de rumbo.. Alineamientos magnéticos (Líneas negras delgada), anomalías circulares (Círculos amarillos) y discontinuidad por levantamiento MMR (Zona sombreada amarilla). Alineación de montes submarinos (Línea negra discontinua) 67
- Figura 43. Ubicación de los seis perfiles seleccionados en línea continua roja. Arriba: Batimetría. Abajo: Magnetometría. Línea discontinua naranja marca el límite del inicio de la MMR. Línea discontinua negra enmarca la orientación de la cadena de montes submarinos y números definen la cantidad de cadenas..... 68
- Figura 44. Correlación de los perfiles de batimetría y magnetometría. Perfiles del 1 al 3. Flecha naranja indica la elevación batimétrica correlacionada con una anomalía magnética... 71
- Figura 45. Correlación de los perfiles de batimetría y magnetometría. Perfiles del 4 al 6. Flecha naranja indica la elevación batimétrica correlacionada con una anomalía magnética... 72
- Figura 46. Correlación de perfiles de magnetometría. Inicio de los perfiles de norte a sur. Línea negra continua marca la dirección de la alineación magnética entre perfiles. Línea azul discontinua marca el efecto provocado por el eje de la dorsal RR..... 74
- Figura 47. Diagrama de parámetros ingresados al programa MODMAG [Modificado de Mendel, V, 2004] 75
- Figura 48. Modos matemáticos del comportamiento del esparcimiento magmático de los perfiles 1 al 6..... 76
- Figura 49. Modelos obtenidos del esparcimiento magmático de la dorsal RR..... 77
- Figura 50. Mapa esquemático de las alineaciones magnéticas. Eje de la Dorsal RR en líneas azules y alineaciones magnéticas o isócronas en líneas rojas. Nombre de la isócrona en letras negras. Líneas naranja discontinua marca el límite de la elevación MMR..... 78

Figura 51. Diagrama del comportamiento del esparcimiento magmático de la dorsal RR conforme a los seis perfiles seleccionados (Línea roja continua). Modelo propuesto por DeMets and Traylen [2000] en línea azul discontinua. Parámetros de tasa de esparcimiento propuestos por MacDonals [1982] (Líneas y letras amarillas).....	81
Figura 52. Interpretación de las principales estructuras y anomalías magnéticas en el área de estudio de forma esquemática. Rasgos de rugosidad en líneas negras continuas. Principales elevaciones batimétricas en línea continúa rosa. Alineaciones magnéticas o isócronas en línea roja continua. Nombre de la isócrona en letras negras. Eje central de la dorsal RR en línea azul fuerte. Sentido del giro de la dorsal RR en línea azul claro. Zonas de discontinuidad de las alineaciones magnéticas en líneas discontinua verde. Anomalías de la elevación MMR en línea punteada azul. Zona de contacto con la elevación MMR en línea discontinua naranja. Anomalías montes submarinos en círculos amarillos.....	83
Figura 53. Modelo esquemático del inicio de la última configuración de la dorsal EPR [Tomado de DeMets and Traylen, 2000]	87
Figura 54. Esquema de evolución tectónica a los 7.90 Ma. En líneas rojas se indican las isócronas presentes. Flecha azul el eje del propagador. Línea negra punteada la apertura del propagador. Línea negra con triángulos indican el límite de la Trinchera MAT. Línea naranja el límite de costa.....	89
Figura 55. Esquema de evolución tectónica a los 6.76 Ma.....	91
Figura 56. Esquema de evolución tectónica a los 5.23 Ma.....	93
Figura 57. Esquema de evolución tectónica a los 4.29 Ma.....	95
Figura 58. Esquema de evolución tectónica a los 3.58 Ma.....	97
Figura 59. Esquema de evolución tectónica a los 3.04 Ma.....	99
Figura 60. Esquema de evolución tectónica a los 1.95 Ma.....	101
Figura 61. Esquema de evolución tectónica a los 0 Ma. Línea verde claro discontinua enmarca el área de estudio. Líneas verdes discontinuas marcan las zonas de fractura y discontinuidad en las alineaciones magnéticas. RR. Dorsal de Rivera. RT. Transformada de Rivera. MAT. Trinchera Mesoamericana. MMR. Elevación María Magdalena. Clarión FZ. Zona de Fractura Clarión.....	103

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Resultados estadísticos de la evolución tectónica de la placa RIV y de la dorsal RR en relación a la tasa de esparcimiento. Zona sombreada es la última reorganización de la dorsal RR. Isócrona a la que le pertenece la edad en letras resaltadas. Números resaltados representan la tasa de esparcimiento oceánico durante el periodo de la última reorganización de la dorsal RR..... 84

1. INTRODUCCION

Debido a la reducida cantidad de datos con los que se cuenta actualmente del relieve batimétrico de la parte central de la Placa de Rivera y del magnetismo asociado, el conocimiento sobre la conformación del piso oceánico, es limitado, tanto en su evolución como de su traslación, en relación con las otras placas adyacentes. Debido a la gran curiosidad científica por resolver la complejidad de los procesos geológicos que conformaron la corteza oceánica de esta placa, se han desarrollado y aplicado tecnologías para obtener un mayor número de mediciones en una gran cobertura del relieve de la superficie del piso oceánico y sus propiedades litológicas, a través de campañas oceanográficas de prospecciones geofísicas sistemáticas.

A diferencia de los estudios de geología y geofísica que se realizan en tierra, en donde se presenta un menor reto de la logística para obtener datos y muestras fehacientes en las estructuras que conforman la corteza continental; las investigaciones actuales de geofísica marina, requieren de equipos y tecnologías en embarcaciones oceanográficas como son, ecosondas multihaz y perfiladores sísmicos, para obtener imágenes acústicas de la estructura y morfología del lecho marino. Estas nuevas tecnologías son utilizadas para tener una mayor cobertura de las áreas oceánicas de interés.

No obstante que se tiene un mayor conocimiento de los procesos que conforman del piso oceánico en regiones del mundo, como en las dorsales oceánicas y en los márgenes continentales, el conocimiento a detalle de la geología de la zona central

de la placa de Rivera es muy limitado y por ser una de las placas más pequeñas que poco atrae el interés científico en relación a las otras placas mayores que la rodean como lo son Norteamericana, Cocos y Pacífico. El segmento norte de la dorsal oceánica "*East Pacific Rise*" (EPR) ha estado formando la nueva corteza oceánica de la placa de Rivera en los últimos 10 Ma. De igual forma, la interacción entre placas adyacentes con la placa de Rivera ha generado pequeñas zonas de gran complejidad dentro y fuera de la misma placa de Rivera, en cuanto al estilo de formación y sus rasgos estructurales asociados al desplazamiento de la placa.

Las edades de estos rasgos estructurales en el piso oceánico se pueden determinar por su asociada isócrona magnética y con ello, inferir la época en la que tuvo lugar su magmatismo y la dirección en la que se movió la placa de Rivera. Sin embargo, a veces se dificulta cómo relacionar estos rasgos estructurales de forma espacial debido a la traslación de la placa que ha provocado deformaciones que alteran el registro y que no permiten saber exactamente los límites de la placa de Rivera [Lonsdale, 1995].

Para esclarecer la evolución de la placa de Rivera y sus estructuras geológicas, Mammerickx and Klitgord [1982] propusieron que la última reorganización de los límites entre las placas de Pacífico y Rivera fue en la época entre el Mioceno Tardío y el Plioceno. DeMets and Traylen [2000], mencionan que el comienzo del desplazamiento de la placa de Rivera tuvo lugar hace 9.92 Ma teniendo una tasa de esparcimiento promedio de material magmático de 62 mm/año.

Para examinar el desplazamiento de la placa de Rivera en relación con el margen occidental de la placa Norteamericana y las estructuras submarinas que forman el

piso de la misma, siete campañas oceanográficas se realizaron por parte de la Universidad Nacional Autónoma de México a bordo del Buque Oceanográfico (B/O) EL PUMA, entre 2006 y 2012. El área de estudio está en la región central de la placa de Rivera, delimitada por los $20^{\circ} 25' N$ y $21^{\circ} 37' N$ así como por los $107^{\circ} W$ y $109^{\circ} W$ (Figura 1). El nombre de las siete campañas oceanográficas son: BABRIP06 (2006), MAMRIV07 (2007), MAMRIV08 (2008), MORTIC08 (2009), GUAYRIV10 (2010), BATIBAJA11 (2011) y MAMRIV12 (2012). Durante estas campañas se mantuvo un registro continuo de las profundidades del lecho marino transversalmente al derrotero del buque por medio de ecosondeo multihaz, dando una mayor cobertura del relieve batimétrico, así como también los valores del campo geomagnético total que fueron registrados durante las siete campañas y que son utilizados en esta tesis para identificar las alineaciones de las anomalías magnéticas asociadas al esparcimiento oceánico de la dorsal de Rivera (segmento norte de la dorsal oceánica EPR); y a la vez, definir un modelo de esparcimiento oceánico en esta región, inferido de las inversiones del campo geomagnético.

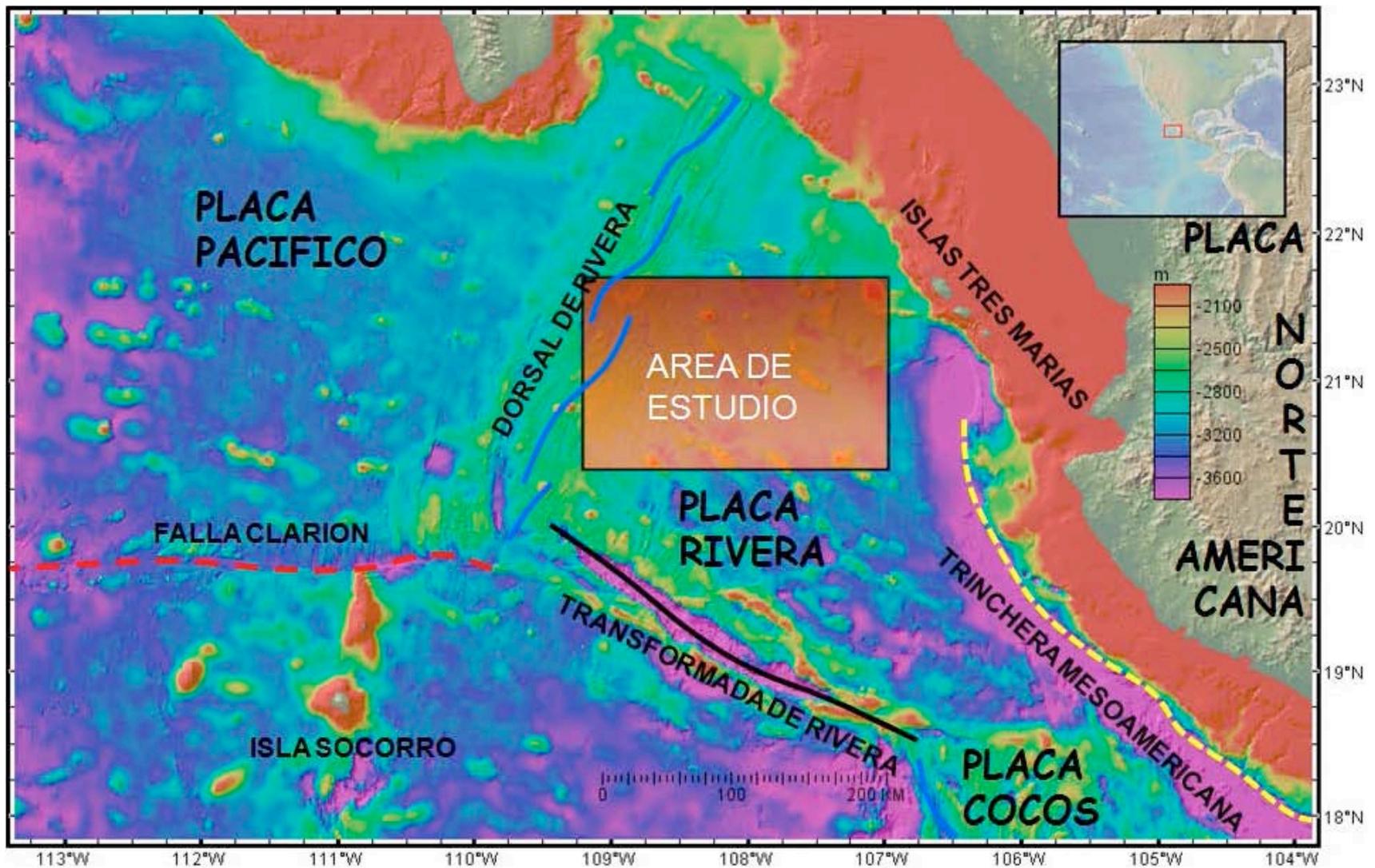


Figura 1. Mapa esquemático de las principales estructuras geológicas cercanas al área de estudio identificada en cuadro rojo.

2. ANTECEDENTES

2.1. Marco Regional Geológico y Tectónico

La evolución tectónica de la placa de Rivera (RIV) tiene origen en una de las mayores placas, la placa Farallón (FAR) que formó parte del piso del oceánico Pacífico [Atwater, 1970]. El origen de la placa de Rivera es el resultado de la reorganización del sistema de dorsales oceánicas entre las placas Pacífico (PAC) y FAR hace 53 Ma, que dio origen a lo que hoy se conoce como la dorsal EPR [Handschumacher, 1976]. Historias evolutivas del piso del océano Pacífico basadas en los lineamientos magnéticos indican que la dorsal PAC-FAR migro hacia el oriente. Al aproximarse las dorsales a la zona de subducción con la placa Norteamericana (NAM), los centros de esparcimiento que conforman las dorsales son abandonados e inicia una reorganización en los límites de placa en el margen oriental del Pacífico. El triple punto de intersección entre la falla transformante de Mendocino (MT, por sus siglas en inglés: "Mendocino Transform") con la dorsal PAC-FAR y la zona de subducción, es considerado como el centro de inicio de la ruptura principal para la formación de las microplacas en dirección hacia el sur [Atwater, 1970] que formarían en tiempo más recientes a la placa RIV frente a las costas occidentales de México [Mammerickx and Klitgord, 1982].

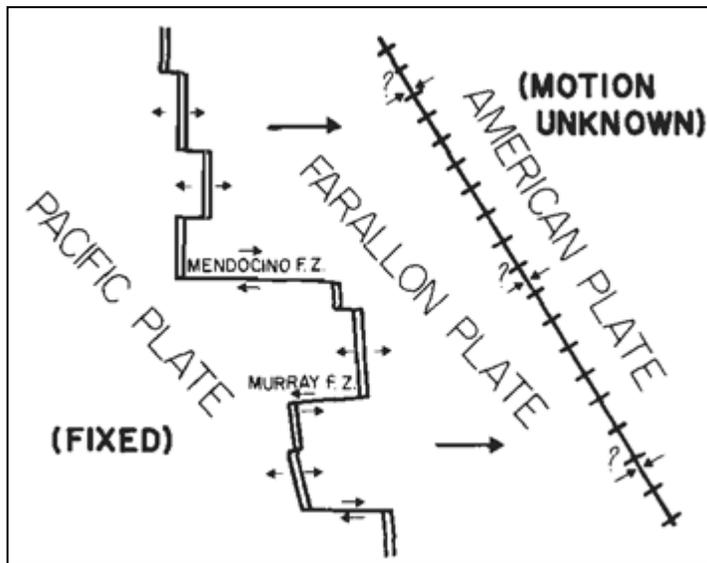


Figura 2. Configuración de la interacción de las tres principales placas: Pacífico (PAC), Farallón (FAR) y Norteamericana (NAM). Línea sencilla indican fallas transformantes, doble línea son centros de esparcimiento (Spreading centers) y línea discontinua es la zona de subducción. Flechas indican desplazamiento preferencial de la placa FAR con una relación de 6 mm/año [Atwater, 1970].

No obstante, el piso oceánico de la placa RIV más antiguo tiene edades entre los 32 y 26 Ma [i.e. Atwater, 1970; Handschumacher, 1976; Klitgord and Mammerickx, 1982, Lonsdale, 1995], la configuración de sus límites con las placas que la circundan es completado en el Plio-Pleistoceno, aproximadamente hace 10 Ma [Handschumacher, 1976; DeMetes and Traylen, 2000].

La placa RIV se segmentó de la placa de Cocos (COC) que se había originado, a la vez, de la fragmentación de la placa Magdalena (MAG) y de la placa Guadalupe (GUA); de la cual, quedan estructuras remanentes, pertenecientes a esta placa al occidente de la península de Baja California [Lonsdale, 1991, Michaud et al., 2006]. La segmentación de las principales placas en el Pacífico Oriental no sólo dio origen a estas cuatro placas (GUA, MAG, COC, RIV), sino que también, propició cambios en los bordes de estas mismas, dejando abandonado dorsales que eran los centros de esparcimiento oceánico, fosas y trincheras de la zona de subducción paralela a la

costa de la península de Baja California y trazas de fallas transformantes [Mammerickx and Klitgord, 1982].

En la actualidad, la placa RIV está convergiendo hacia el margen continental de México y su litosfera oceánica está siendo subducida en un ángulo de 45° , debajo de la placa NAM, en el extremo norte de la Trinchera MAT, frente a las costas de los estados de Colima, Jalisco y Nayarit. En su interior, el piso oceánico es el resultado de la acreción de rocas ígneas que se forman en la cresta de la dorsal EPR y después son transportadas por el proceso de esparcimiento oceánico [DeMets and Traylen, 2000].

2.2. Tectónica de la Placa de Rivera

Existen varios estudios [i.e. Atwater, 1970; Handschumacher, 1976; Klitgord and Mammerickx, 1982; Mammerickx and Klitgord, 1982; Lonsdale, 1995; DeMets and Traylen, 2000; Pardo and Suárez; 2000], que han tratado de explicar la evolución de la placa RIV, así como de su cinemática; tanto en componentes de movimiento relativo a las placas que la rodean como en el movimiento absoluto en referencia al eje de rotación de la Tierra, y el origen de las estructuras geológicas que se encuentran en el interior de ella.

En estos escenarios se revisarán algunas de las investigaciones realizadas, particularmente enfatizando en estudios de: (a) la evolución tectónico-regional de la dorsal EPR en su sección norte a partir de la transformada GALT ("*Galapagos Transform*"), (b) los factores cinemáticos de la placa RIV y (c) las complejidades de los límites de placas y su interacción con otras placas [e. g. Atwater, 1970; Klitgord

and Mammerickx, 1982; Mammerickx and Klitgord, 1982; Lonsdale, 1995; DeMets and Traylen, 2000; Pardo and Suárez; 2000].

De los primeros trabajos realizados sobre el origen tectónico de la placa RIV fue el estudio desarrollado por Atwater [1970]; que explica qué, a partir de la partición de la placa FAR desde la zona de fractura MT hace 32 Ma dio origen al norte a la placa Juan de Fuca (JF) y al sur a la placa COC. Más tarde, la placa COC se fragmentó en dos, la placa RIV y la actual placa COC al sur de la falla transformante Clarión (CLRT, "*Clarion Transform*"). Así mismo, Atwater [1970] menciona que existe una relación evolutiva unilateral entre las placas RIV y JF, a través de la falla de San Andrés, mientras que la configuración de la dorsal EPR se reacomoda al aproximarse a la zona de subducción (Figura 3).

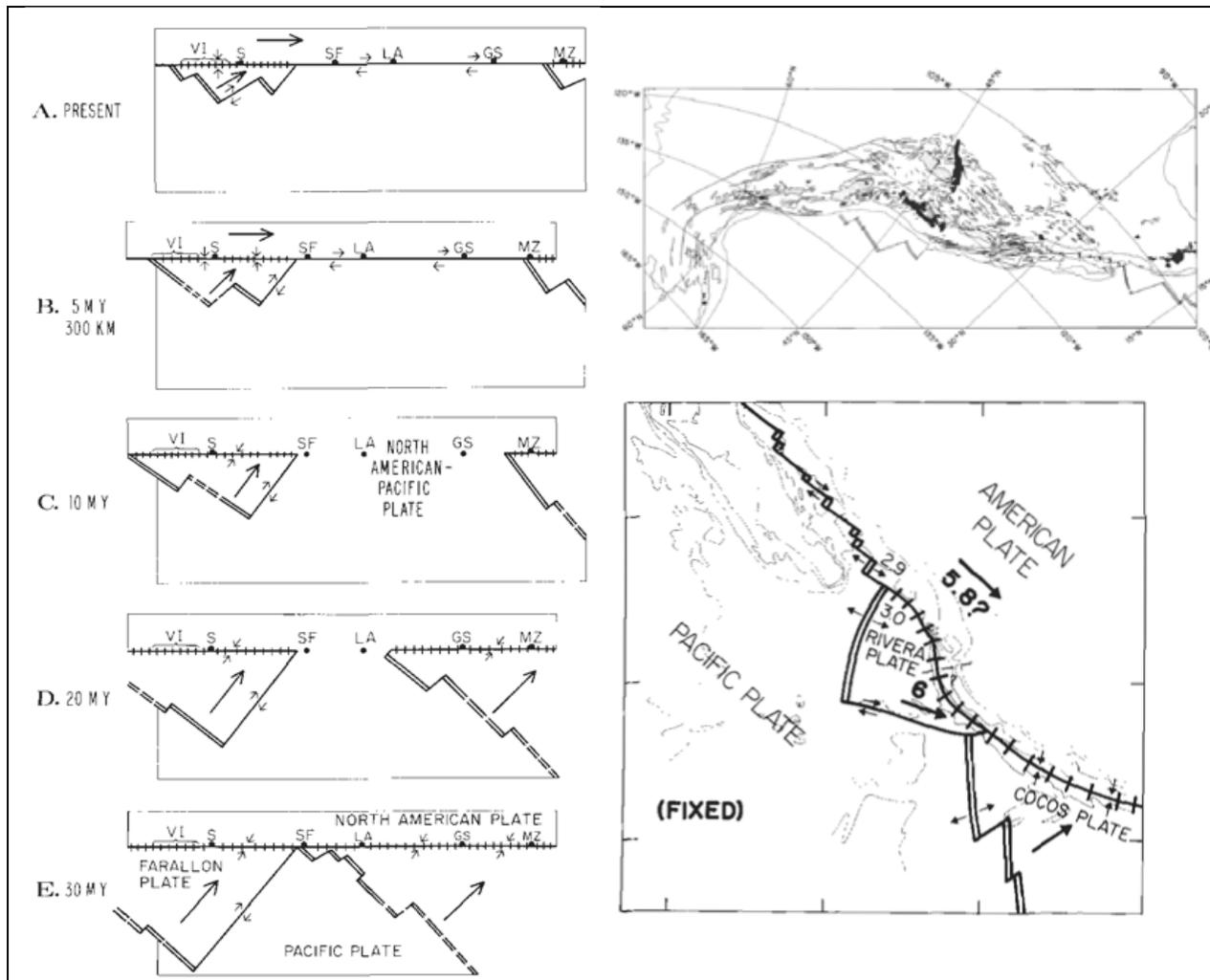


Figura 3. Configuración propuesta por Atwater (1970). Lado izquierdo diagrama evolutivo del fracturamiento de la placa FAR y generación de las placas JF y RIV. Lado Derecho representa el actual reacomodo de las dos placas y el sentido de la placa de RIV, COC y NAM.

Sin embargo, Kitglord and Mammerickx (1982) proponen en base a una nueva identificación de lineamientos de estructuras y anomalías magnéticas en el piso oceánico, con datos a los largo de trayectos de diversas investigaciones oceanográficas, en la cuenca oceánica al norte del punto triple, que forman las dorsales de Galápagos y EPR, que la configuración de la dorsal entre las placas GUA y PAC cambió hace 11 Ma (Figura 4). Este cambio fue el mayor de la dorsal PAC-GUA durante el Mioceno Medio (anomalía 5A); tiempo en el cual, la placa GUA se

fragmentó en dos más pequeñas, la placa COC y la placa RIV, cuyos límites al norte son la falla transformante CLRT y al sur la falla transformante Clipperton (CLIT “*Clipperton Transform*”).

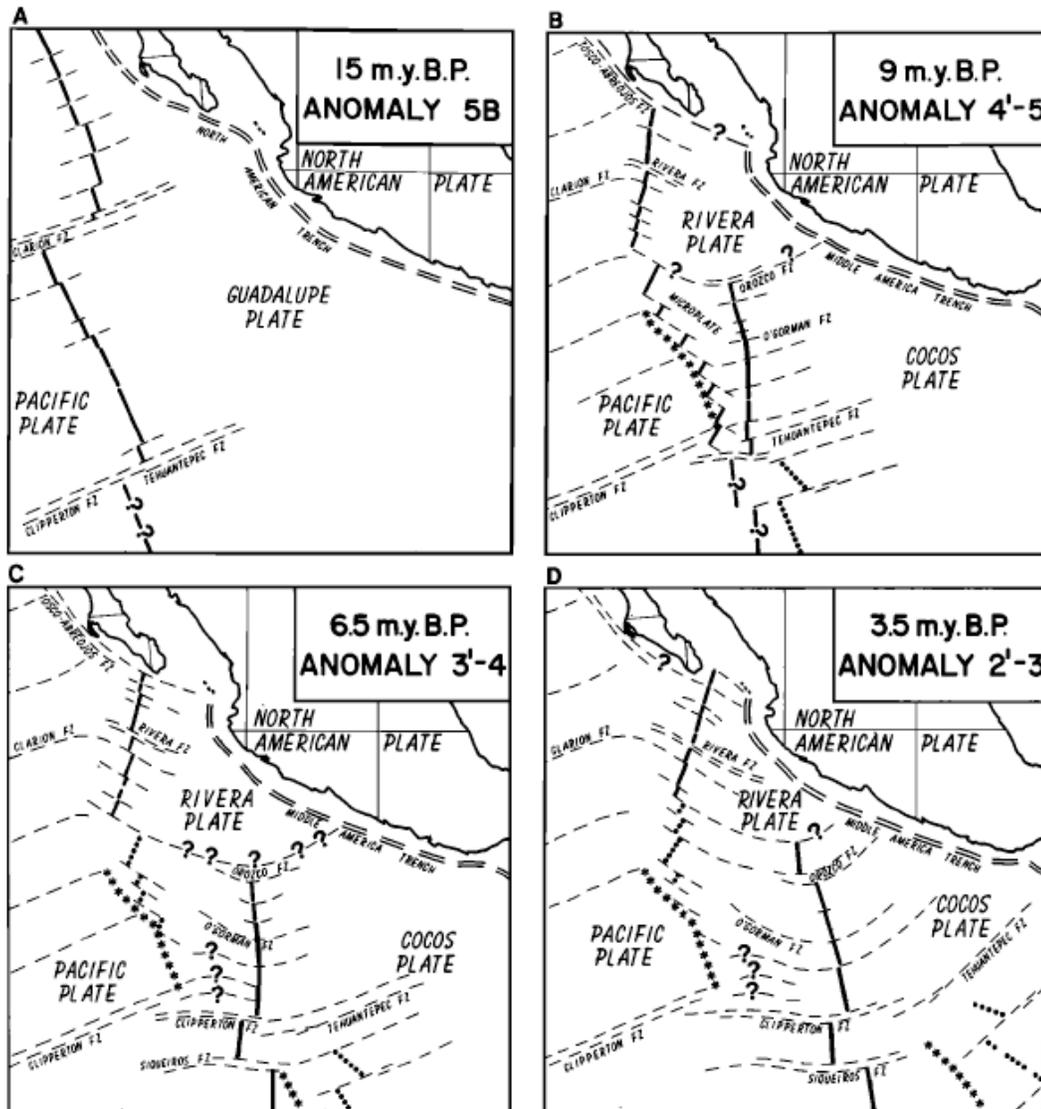


Figura 4. (A) Placas y límites de placas a partir del este del Pacífico ecuatorial en la anomalía magnética 5B (Mioceno temprano); (B) Anomalía 4'-5 (Mioceno tardío); (C) Anomalía 3'-4 (Mioceno tardío); (D) Anomalía 2'-3 (Plioceno) [Klitgord and Mammerickx, 1982].

No obstante, el estudio de Mammerickx and Klitgord [1982], proporcionan un mayor detalle de la evolución de la placa RIV. El estudio identifica que hubo tres

principales reorganizaciones de los límites entre las placas FAR, PAC y NAM desde hace 25 Ma, por lo cual, el esparcimiento oceánico originado de la dorsal cambia en tres diferentes épocas, de los cuales solo se hará referencia a la primera y a la última reorganización. La primera reorganización que da nacimiento a la placa RIV ocurre en el Oligoceno Tardío, donde la placa FAR después de su fracturamiento por la MT, da inicio a la placa GUA al sur de la falla transformante Murray (MYT, "*Murray Transform*"). Esta reorganización se distingue por la anomalía 7 que tiene una edad de 29 Ma y muestra un reacomodamiento de las placas tanto en dirección como la tasa de esparcimiento. Más tarde, la configuración de la placa RIV se daría en el Mioceno Medio (12.5 Ma), donde la placa GUA es dividida entre las transformadas CLRT y CLIT para formar a las placas COC y RIV. Así entonces, Mammerickx and Klitgord [1982], documentan que hubo dos centros de esparcimiento de los cuales, uno está asociado a la dorsal PAC-RIV al norte de la falla transformante Orozco (ORT, "*Orozco Transform*") (Figura 5 y 6).

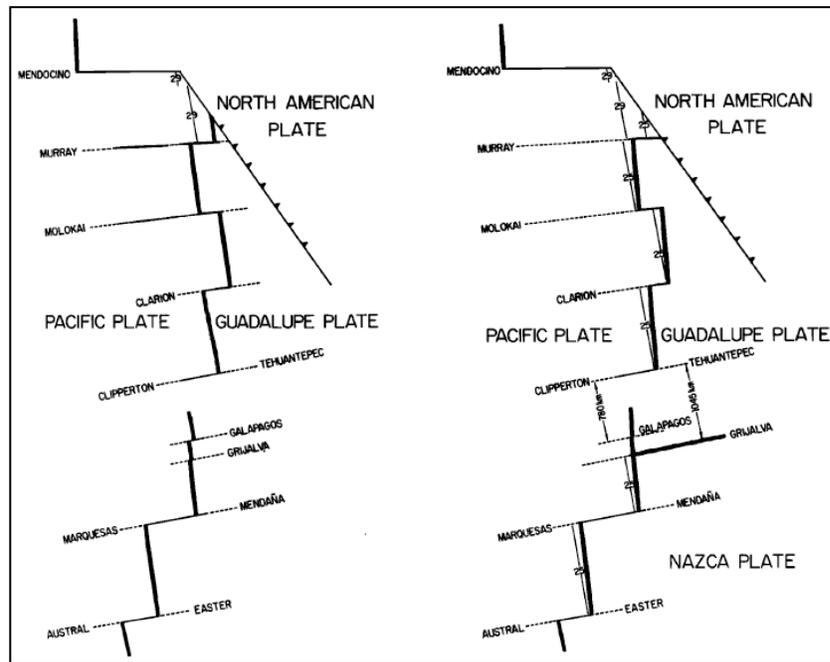


Figura 5. Primera reorganización antes (izquierda) y después (derecha) de los hace 25 Ma [Mammerickx and Klitgord, 1982].

En la última reorganización (Figura 6), que ocurre en el Mioceno Tardío-Plioceno, justo en la anomalía 3' (6.5 Ma) forma la actual configuración de la placa RIV, derivada de la desaparición del centro de esparcimiento entre las transformantes O'Gorman (OGT, "O'Gorman Transform") y ORT, y formándose al norte de estas la falla transformante Rivera (RT, "Rivera Transform") y el segmento norte de la dorsal EPR se convierte en la dorsal Rivera (RR, "Rivera Rise"). Mammerickx and Klitgord [1982] documentan que después de los 6.5 Ma, la reorganización de la EPR, la dorsal queda activa entre la placa COC y PAC, referida como la dorsal MR ("Mathematician Ridge") al norte de la transformada ORT, pero en algún momento después de 3.5 Ma la dorsal MR se extinguió entre las transformadas RT y ORT, dejando como centros de esparcimiento al actual segmento norte de la dorsal EPR y al actual segmento de la dorsal RR.

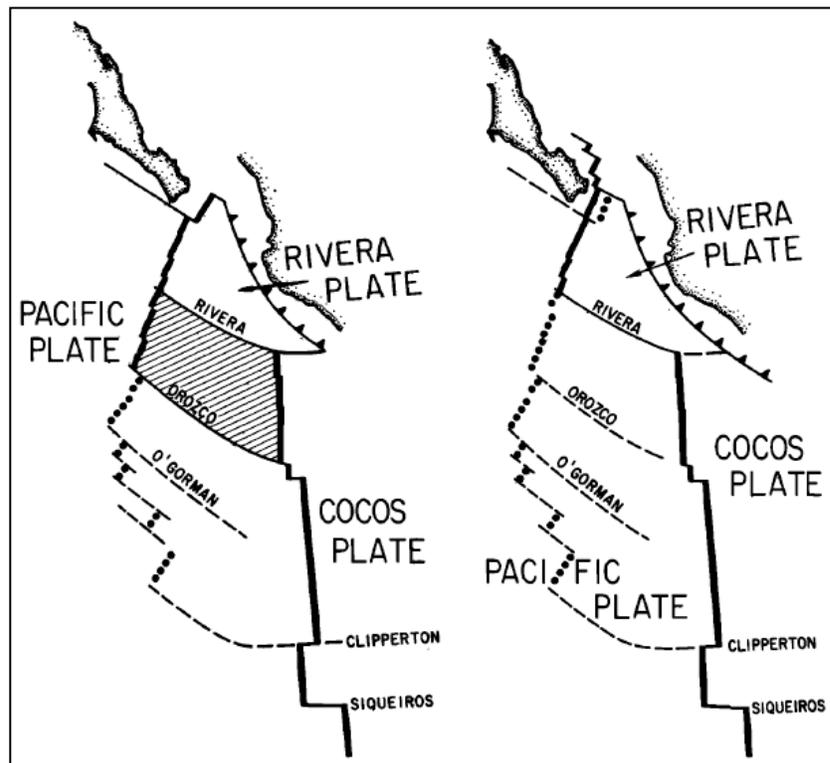


Figura 6. Última reorganización entre los 6.5 Ma y 3.5 Ma, Izquierda antes de la desaparición del MR; derecha configuración actual de la placa RIV y centro de esparcimiento al norte de la RT [Mammerickx and Klitgord, 1982].

Por otro lado, la interpretación de Lonsdale [1995] con datos magnéticos marinos, plantea que el límite entre las placas COC y RIV así como su dirección, sentido y posición, puede ser inferida por la geometría de las isócronas magnéticas del piso oceánico. Este proceso de reconfiguración tuvo lugar en el segmento, entre el límite sur de la placa MAG y la transformada CLRT. La Figura 7 muestra que las isócronas magnéticas tienen una preferencia norte-sur dentro de la placa RIV en un tiempo menor a los 10 Ma. Lonsdale [1995], que el actual centro de expansión en el norte de la RR resulta ser un híbrido entre dos límites de placas, PAC-NAM y PAC-RIV. Este segmento de dorsal constituye dos tipos diferentes de límites divergentes: (1) una dorsal intercontinental en medio del océano y, (2) una dorsal oceánica.

Sin embargo, el segmento norte de la EPR que conforma el límite PAC-RIV ha sido un centro de esparcimiento continuo que ha dejado huellas de la rápida evolución de la placa RIV en los últimos 30 Ma.

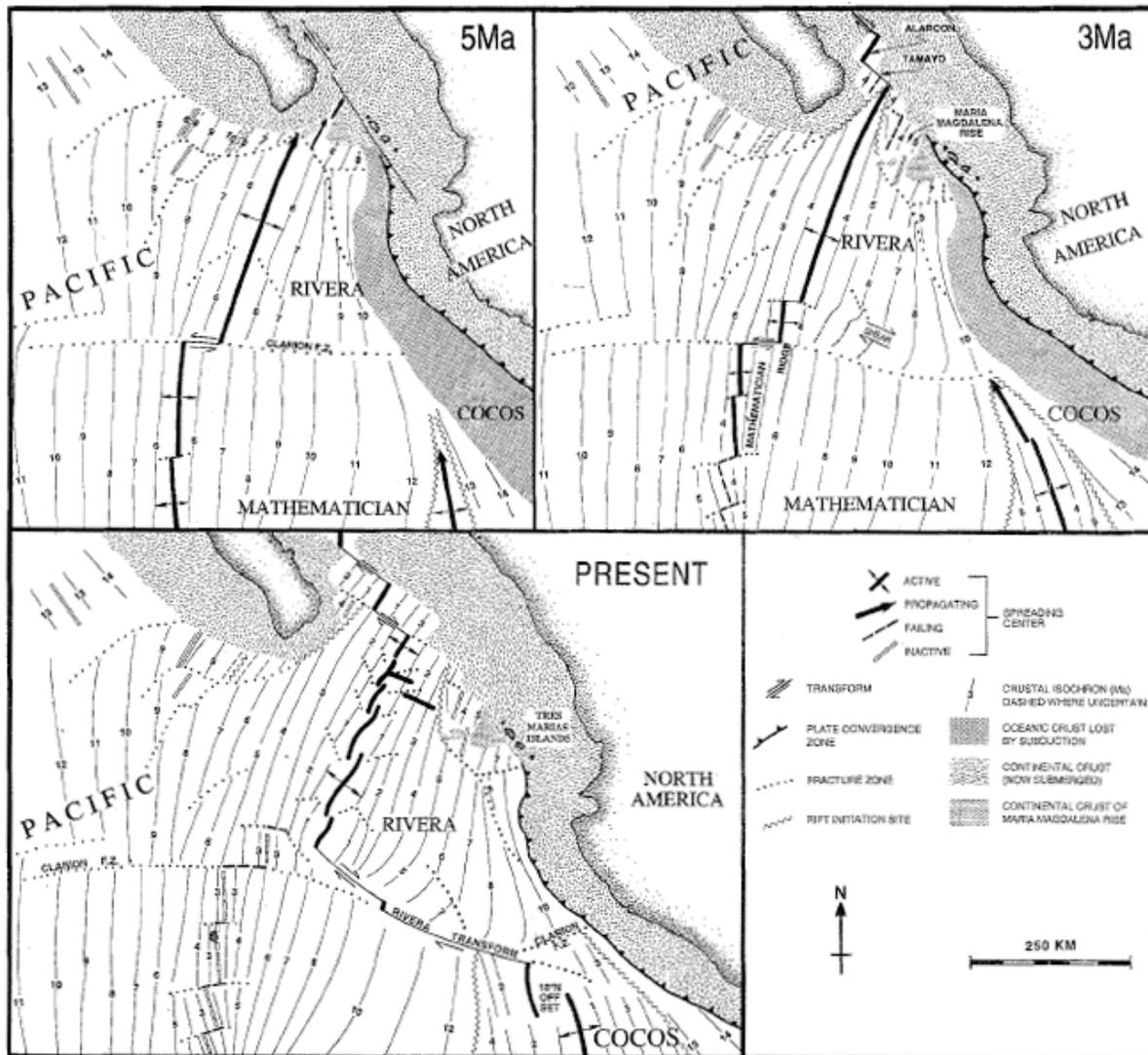


Figura 7. Configuración de la reorganización de la placa de Rivera y su centro de esparcimiento desde hace 5 Ma hasta la actualidad [Lonsdale, 1995].

También el análisis realizado de las anomalías magnéticas sobre la placa RIV por DeMets and 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 MAT.

Estos autores proponen por otro lado, que para entender mejor la evolución de la placa RIV, se requiere precisar su movimiento relativo y el de la placa NAM al manto subyacente, y se asume que la pluma ascendente hostspot está fija en el manto, y que la rotación de los hostspots del Pacífico, está relacionada a la vez, con la rotación del movimiento de las placas PAC-NAM y PAC-RIV.

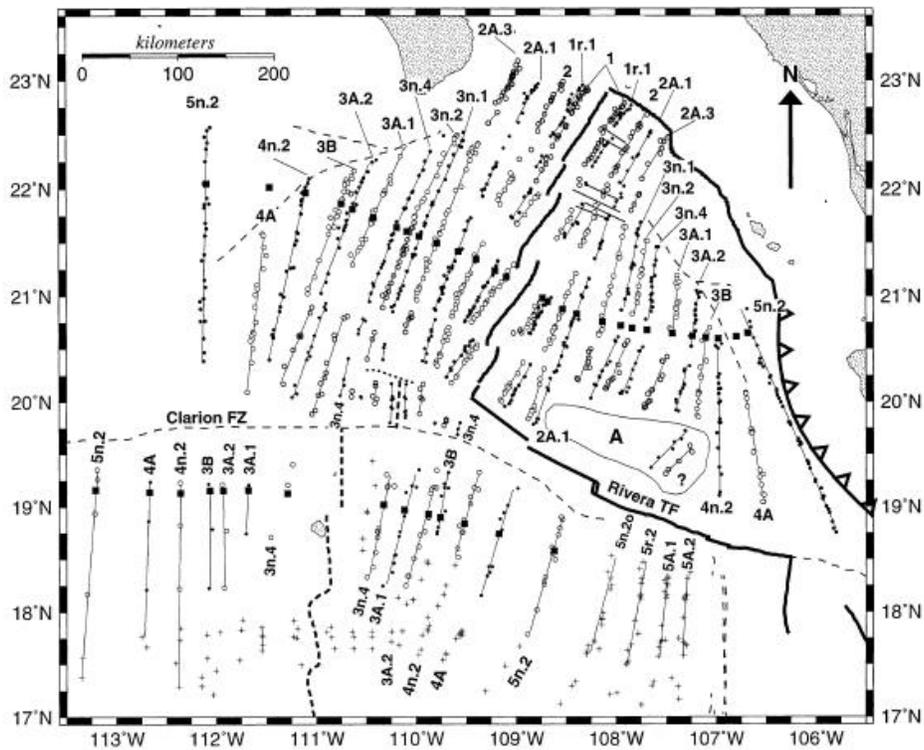


Figura 8. Identificación de los alineamientos magnéticos (Isócronas) producto del esparcimiento oceánico de la dorsal EPR. Líneas delgadas continuas indican isócronas. Líneas discontinuas indican zonas de fallas. Cuadrados se refieren a los puntos conjugados [DeMets and Traylen, 2000].

2.3. Morfología y Magnetización de las Dorsales Oceánicas

La superficie de la Tierra está cubierta en un 60 [%] por corteza oceánica; esta corteza es generada en límites divergentes entre placas durante la acreción de material ígneo en las crestas de las dorsales oceánicas, en las cuales se presenta la mayor y voluminosa actividad volcánica en la superficie de la Tierra, y su morfología varía con la tasa de esparcimiento. Así mismo, la geometría de la cámara magmática tiene una relevancia importante en la formación de la corteza oceánica [MacDonald, 1982].

La generación de corteza se clasifica según el tiempo y la longitud de esparcimiento a lo largo de la dorsal [MacDonald, 1982]. La morfología del relieve de las dorsales es controlada por la tasa de esparcimiento oceánico: (1) para una lenta tasa que varía de 1 a 5 cm/año, es típico observar en su cima un valle axial en el eje con una profundidad de 1.5-3 km y, a lo largo de su eje es marcada por una cadena de volcanes discontinuos; (2) para una tasa intermedia (5-9 cm/año), la cima de la dorsal contiene un valle axial de 50 a 200 m de profundidad y su rift sobrepuesto en una ancha y alta región axial, pero sus flancos topográficos son suaves; por último (3), para un esparcimiento rápido de más de 9 cm/año, 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, son anchos entre 1 a 2 km. Por otra parte, el nuevo piso oceánico formado de las dorsales al enfriarse es magnetizado, pasando la temperatura del punto Curie; entonces los minerales ferromagnéticos que conforman la corteza oceánica se alinean en dirección al campo magnético terrestre en el periodo de su formación y quedan en esa dirección con el paso del tiempo (Figura 9). Entonces, conforme el piso oceánico se expande, se

estarán formando bandas magnéticas (isócronas) que guardan la dirección de la polaridad (normal o inverso) del campo magnético prevalecieron al tiempo que la corteza oceánica se formó (normal o inverso), y la distribución de estas bandas magnéticas es simétrica en ambos lados de la dorsal [MacDonald, 1982].

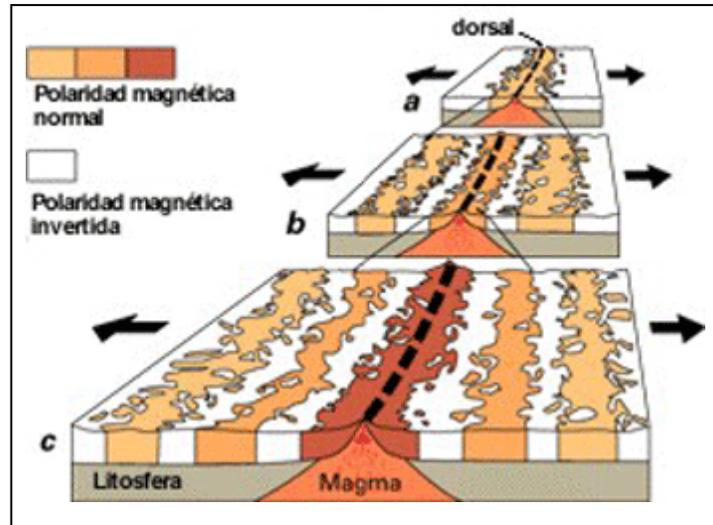


Figura 9. Esquema de la formación de litosfera debida a dorsales oceánicas, así como el tipo de magnetización de las bandas.

3. METODOLOGIA

3.1. Datos de batimetría multihaz, retrodispersión y magnetometría

Las características geomorfológicas de los pisos oceánicos en la placa RIV son estudiadas en la actualidad a gran detalle con los métodos de geofísica marina. Los estudios geofísicos realizados en las campañas oceanográficas Mexicanas BABRIP06 (2006), MAMRIV07 (2007), MAMRIV08 (2008), MORTIC08 (2009), GUAYRIV10 (2010), BATIBAJA11 (2011) y MAMRIV12 (2012) a bordo del B/O EL PUMA, fueron diseñadas para obtener un registro continuo sistemático de datos de batimetría multihaz y valores del campo geomagnético total en el ambiente marino, para analizar la geomorfología y estructuras tectónicas en la parte central de la placa RIV. Los datos batimétricos registrados durante los estudios son utilizados para desplegar gráficamente el relieve del piso oceánico cubriendo el flanco oriental de la dorsal EPR y la planicie abisal, entre el escarpe de las islas Marías y el eje de la dorsal. Los objetivos del registro de los datos magnéticos marino son: (a) identificar los alineamientos magnéticos o isócronas del piso oceánico y, (b) identificar las anomalías asociadas a las estructuras cuyo origen no está relacionado al esparcimiento del piso oceánico. Los datos registrados de batimetría multihaz y magnetometría del campo total de las siete campañas son adquiridos a lo largo de transectos y corredores con orientación preferencial E-W, dentro de un área delimitada entre las latitudes de 20° 25'N y los 21° 37'N en latitud, y en las longitudes entre los 109°W y los 107°W. Para las coordenadas UTM el área queda delimitada entre la región 11 y 12, entre la

dirección X de los 707,327.63 m a los 917,239.70 m y entre la dirección Y de los 2'262,496.30 m a los 2'393,872.60 m. La primera campaña BABRIP06 tuvo lugar del 7 al 10 de octubre de 2006, en la cual se hicieron 15 transectos. En la segunda campaña, MAMRIV07, el registro de datos se llevó a cabo, entre el 12 y 22 de diciembre de 2007 y se hicieron 27 perfiles. En la tercera campaña, MAMRIV08, se realizaron 37 perfiles entre los días 18 y 24 de octubre de 2008. En el 2009, la cuarta campaña, MORTIC08, se realizaron 19 transectos de datos, entre el 18 y 22 de marzo. La quinta campaña GUAYRIV10 se llevó a cabo entre el 18 y el 25 del 2010, en la cual 41 transectos de datos fueron registrados. Mientras que en la sexta campaña BATIBAJA11 que se llevó a cabo entre el 07 y 13 de septiembre de 2011, se obtuvieron datos a los largo de 23 transectos. Por último en la campaña séptima MAMRIV12 que se realizó entre el 23 de junio al 01 de julio del 2012 fueron registrados un total de 44 perfiles de datos.

En total, la suma de días de las siete campañas fue de 52 días de adquisición continua, en la que se obtuvieron 206 transectos con tendencia E-W de longitud variable. Las siete campañas cubrieron un área aproximada de 27,577.50 km² (Figura 10).

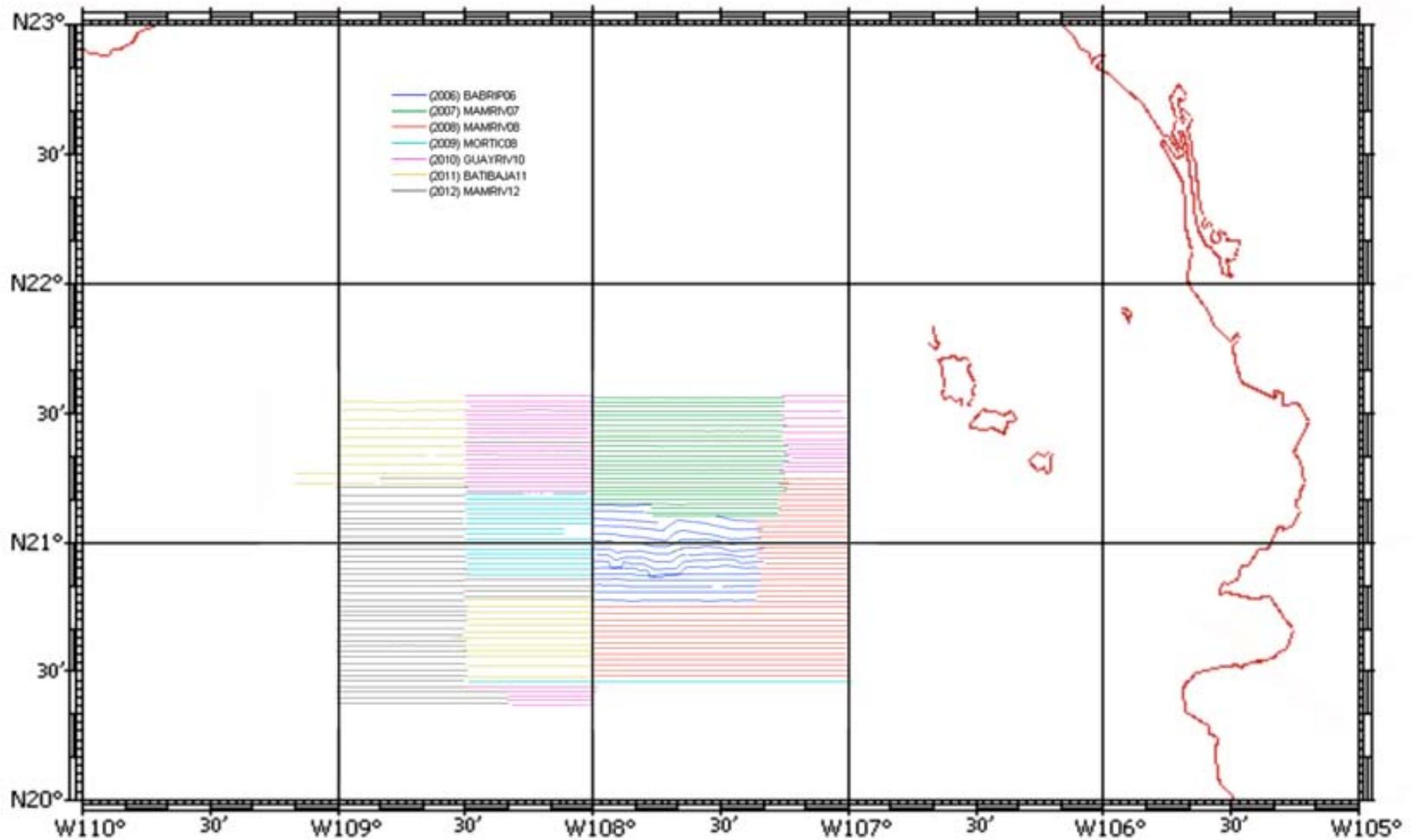


Figura 10. Mapa de los transectos realizados en las campañas oceanográficas BABRIP06 (azul), MAMRIV07 (verde), MAMRIV08 (rojo), MORTIC08 (Azul claro), GUAYRIV10 (morado), BATIBAJA11 (verde) y MAMRIV12 (café).

3.2. Adquisición de batimetría multihaz y magnetometría marina

Los perfiles de los registros de datos de batimetría multihaz y datos magnéticos de campo total de las siete campañas son presentados en la Figura 11. Los datos multihaz registrados con la ecosonda EM300 durante cada campaña, están influenciados por las condiciones de mar, la época del año, la operación de los instrumentos y en especial, de las variaciones de las propiedades acústicas en la columna de agua. Se realizaron varias correcciones en los datos para obtener una carta batimétrica espacialmente más exacta del lecho marino. Por otro lado, los valores registrados por el magnetómetro marino G-877 del campo geomagnético total presente en el área, son un producto de las magnitudes del campo magnético de la Tierra, del magnetismo remanente en las estructuras del lecho marino y de las variaciones seculares en el campo geomagnético. Los valores medidos también son influenciados por el campo magnético asociado a las estructuras metálicas y motores del buque; por lo que, estos valores magnéticos fueron corregidos y reducidos para estimar su anomalía magnética.

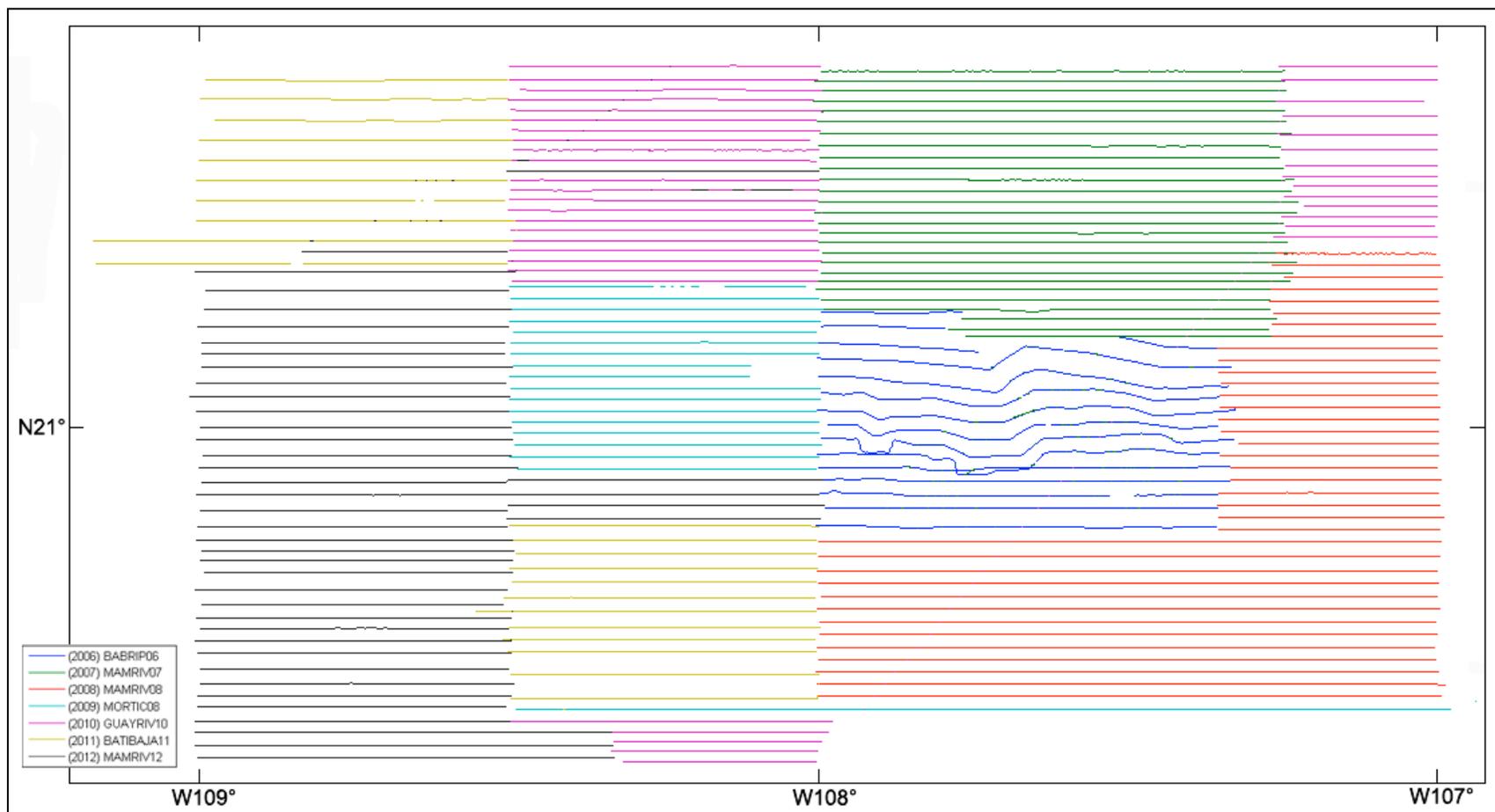


Figura 11. Perfiles horizontales dirección E-W o W-E. Cada color de línea representa a cada uno de los cruceros BABRIP06, MAMRIV07, MAMRIV08, MORTIC08, GUAYRIV10, BATIBAJA11 Y MAMRIV12 respectivamente.

3.2.1. Adquisición de datos de batimetría multihaz

Para explorar a gran detalle la geomorfología del fondo marino, y como no es posible hacerlo de forma directa, como es medir el relieve topográfico en los continentes; se diseñaron ecosondas que pudieran medir de forma puntual la topografía del piso oceánico. A mediados del siglo pasado, las ecosondas solo obtenían un único valor en cada punto a lo largo del transecto del buque, obteniendo un perfil a la vez. A este tipo de instrumentos marinos se le conoce como ecosondas monohaz. Sin embargo, la compleja configuración del relieve del lecho marino requiere obtener una mayor cantidad de medidas para tener un cubrimiento más extenso y de mayor calidad, por lo que se diseñaron ecosondas multihaz. Estas ecosondas pueden enviar una cantidad determinada de haces acústicos al mismo tiempo, transversalmente al derrotero del buque en forma de abanico (Figura 13). No obstante, estas múltiples mediciones batimétricas requieren ser corregidas.

El registro de valores de la profundidad del piso oceánico para las siete campañas oceanográficas a bordo del B/O EL PUMA se llevó a cabo con un sistema de ecosonda multihaz de la marca Simrad-Kongsberg, modelo EM-300 (Figura 12), con un transductor que emplea una frecuencia que 30 kHz y dispara 135 haces para tener una cobertura angular de hasta 150°. El transductor está montado en el casco del buque oceanográfico, el cual está constituido por dos arreglos de transductores, uno es el emisor de los 135 haces acústicos y el otro es el receptor de los ecos que regresan del fondo marino. Este sistema de ecosondeo cuenta con instrumentos que registran el posicionamiento y movimiento del buque para ubicar el sitio exacto de donde corresponde la medida de profundidad de cada uno de los haces. Para esto también

se requiere realizar mediciones de la velocidad acústica en la columna de agua para determinar la geometría de los haces en función de la profundidad hasta los 7,000 m [Manual de operador EM300].

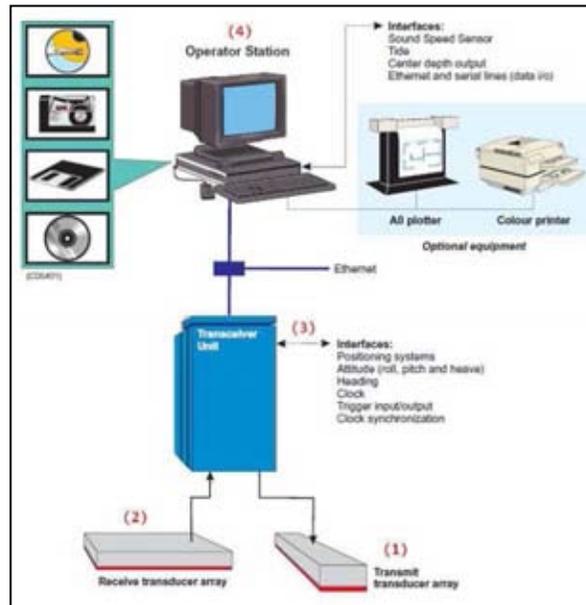


Figura 12. Esquema de las partes que integran la ecosonda EM300 Simrad: (1) Transductor de transmisión, (2) Transductor de recepción, (3) Interfase, (4) Estación de operación [Manual de operador, EM300].

En esencia, el principio físico de una ecosonda multihaz sigue el principio fundamental de una ecosonda monohaz, el cual emite un pulso acústico que se propaga esféricamente por la columna de agua para alcanzar el fondo marino, y al encontrar la superficie del fondo rebota, provocando un eco que es medido en tiempo y convertido en unidades de profundidades, al conocerse el perfil vertical de velocidades de la columna de agua, que corresponderá al punto en la superficie del lecho marino. Esta onda acústica emitida, es inducida por un pulso eléctrico proveniente del *transceiver* al transductor, que a su vez, funciona como un hidrófono y detecta el regreso de la onda acústica como un eco, transformándolo nuevamente en una señal eléctrica medida en

el arreglo del receptor, a la cual se le aplican diversos algoritmos matemáticos involucrando principalmente, el ángulo y el tiempo de arribo de la onda, así como la velocidad de sonido en la columna de agua, lo que dará el valor de la medición de la profundidad observada. De esta forma, el modo multihaz puede determinar la profundidad en varias localidades simultáneamente, por medio un barrido lateral de los haces emitidos, normalmente perpendicular a la dirección de la línea de navegación (“Acrosstrack”). El ancho del barrido lateral se le refiere técnicamente como “swath width”. El ancho del barrido depende de la profundidad y de la frecuencia; por lo que, para el caso de las siete campañas oceanográficas de este estudio, el *swath width* tuvo variaciones entre los 3 a 4 km de cobertura lateral (Figura 13).

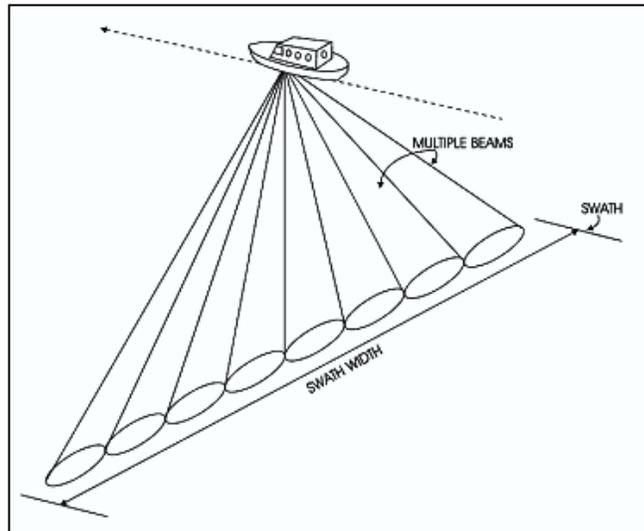


Figura 13. Esquema de un sistema multihaz.

Debido a que los registros realizados contienen diversos factores que pueden causar errores en su adquisición; tanto en posición como profundidad, ya sea con ecosondas monohaz o multihaz, es necesario obtener los movimientos del buque para corregir su posicionamiento y la geometría de propagación de la onda acústica. Los movimientos

del buque que se registran son seis: Cabeceo (*pitch*), Balanceo (*roll*), Güiñada (*yaw*), Deriva vertical (*Heave*), Deriva horizontal (*Surge*) y Deriva horizontal (*Sway*) (Figura 14).

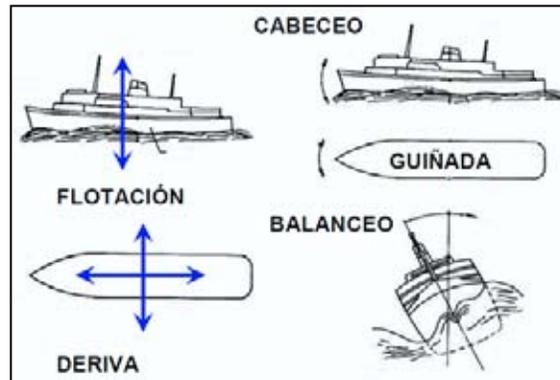


Figura 14. Movimientos del buque.

Después de realizar estas correcciones por movimientos de los datos multihaz adquiridos, aún se tienen errores que deben ser corregidos para obtener una imagen óptima del piso oceánico, teniendo en cuenta que pudieran ser afectados por el escoramiento del buque, la frecuencias de las olas y la respuesta del buque a éstas, o cambios repentinos, debidos a estructuras en el piso oceánico que pueden desviar uno o más de los haces, impidiendo su detección o dando valores fuera del rango promedio.

3.2.1.1. Corrección por perfil de velocidad del sonido

De los primeros post-procesos de los datos batimétricos multihaz a realizar, es verificación, si la velocidad de sonido en la columna de agua es correcto. En caso contrario, este es uno de los más importantes parámetros a corregir; ya que la columna de agua se encuentra estratificada debido a los cambios en la temperatura, presión y densidad en función de la profundidad. El perfil vertical de velocidad acorde a la zona de estudio, es obtenido con instrumentos que miden las propiedades físicas de la columna de agua, como es el caso del sistema CTD (*Conductivity Vertical Depth*) o la sonda SVP (*Sound Velocity Profile*), que registran las variaciones de las propiedades que, a su vez, afectan la geometría y propagación de los haces a través de la columna de agua. Para validar si el perfil de velocidad es correcto, se selecciona un área que se conoce es batimétricamente plana, y si el barrido lateral transversal al transecto del buque presenta una curvatura, este perfil requiere corrección. Por medio del programa CARAIBES de IFREMER, el perfil de velocidad puede ser modificado interactivamente minimizando el error (Figura 15). El modulo correspondiente del software CARAIBES para esta corrección es el CELMUL.

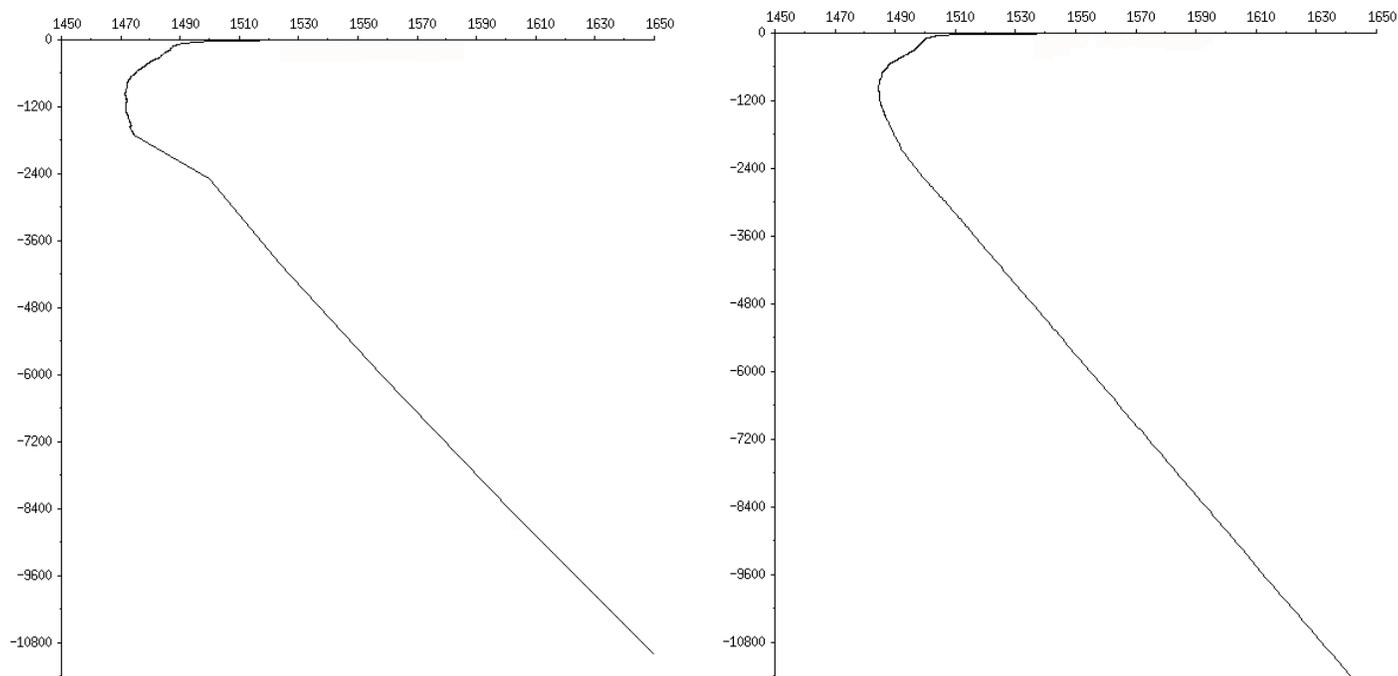


Figura 15. Perfiles de velocidad de sonido en la columna de agua. Izquierda: Perfil obtenido de los datos registrados con el CTD o SVP. Derecha: Perfil corregido interactivamente para eliminar la curvatura e ingresado para corregir de manera conjunta los datos batimétricos.

3.2.1.2. Corrección por movimiento del buque

Dentro los parámetros de movimiento más importantes a considerar en el registro de las mediciones batimétricas se encuentran el de balanceo (Roll) del buque (Figura 13). Debido al balanceo del buque generado por el oleaje del mar, el posicionamiento de los haces emitidos por la ecosonda tienen un grado de incertidumbre y el registro del movimiento esta desviado debido al escoramiento del buque. Para corregir este balanceo con el programa CARAIBES, se ingresa al modulo CALBAT, el cual modifica el valor con que los haces fueron emitidos, reubicándolos espacialmente a una correcta posición. El primer paso para realizar la corrección, es seleccionar un área batimétricamente plana y que tenga un traslape entre dos perfiles con dirección contraria (Figura 16).

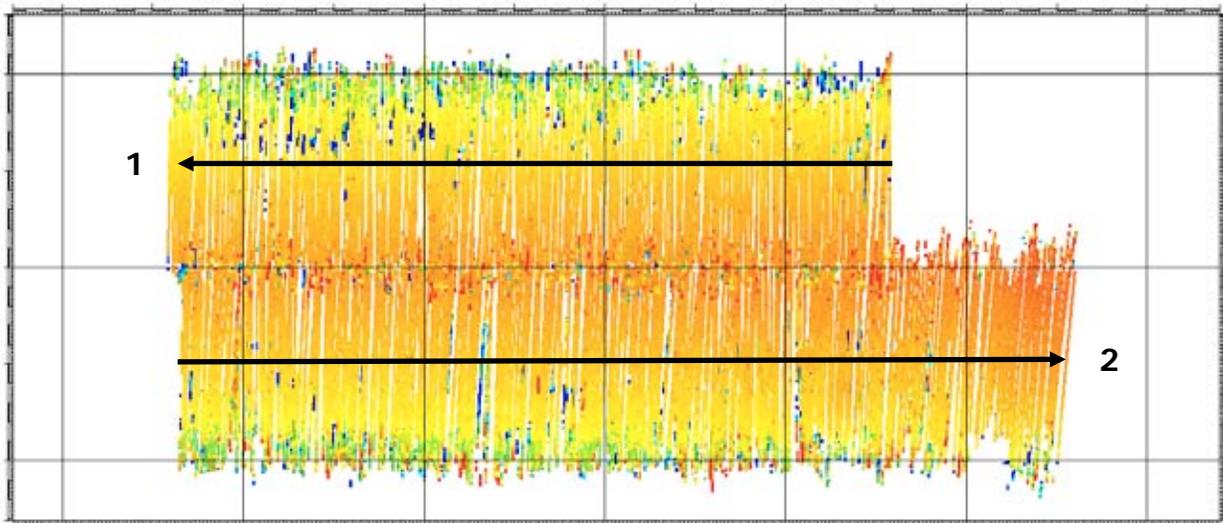


Figura 16. Perfiles 1 y 2 con dirección contrarias en una zona de relieve batimétrico plano.

En el modulo CALBAT es seleccionada una banda A-B para la forma batimétrica del lecho marino entre los dos perfiles 1 y 2 (Figura 17).

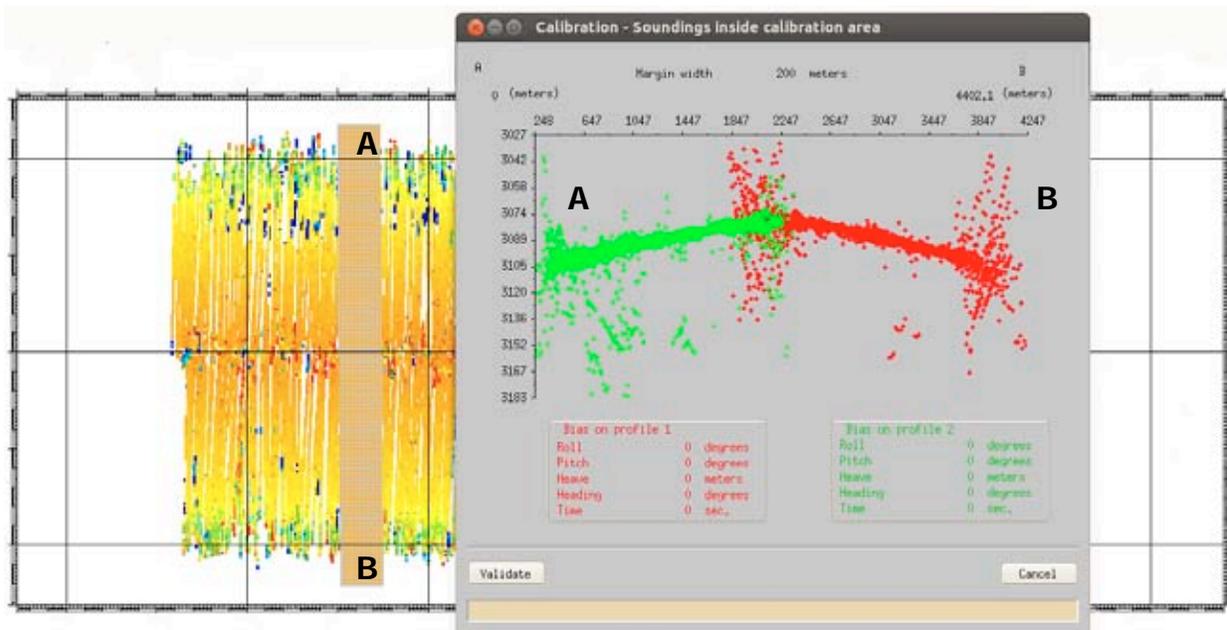


Figura 17. Comportamiento de perfil A-B en una zona de relieve batimétrico plano.

La Figura 17 muestra que el relieve no es completamente plano y esto es debido al desplazamiento de los haces por el escoramiento del buque (Figura 18).

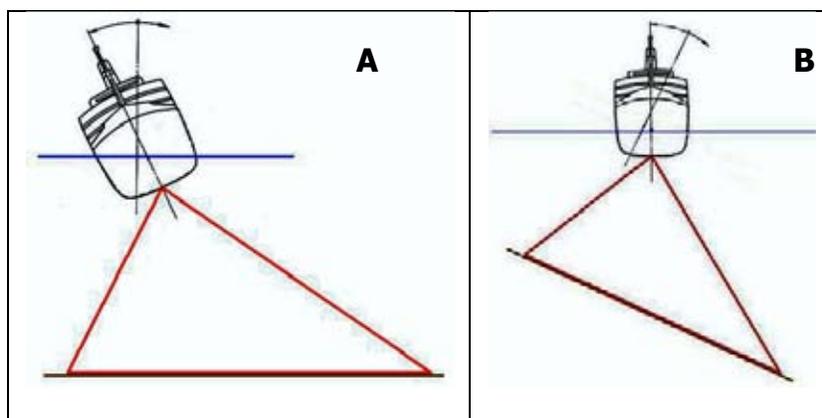


Figura 18. Movimiento de escora o Rol del buque. (A) Posición real del buque con fondo plano. (B) Registro batimétrico.

Para reducir este error solo es necesario ingresar un grado de inclinación que indique cuanto deben moverse angularmente los haces para colocarse en su posición óptima (Figura 19). Habiendo encontrado el grado de inclinación, este número debe ingresarse de forma similar para todos los datos de batimetría registrados que difiere en cada una de las campañas oceanográficas.

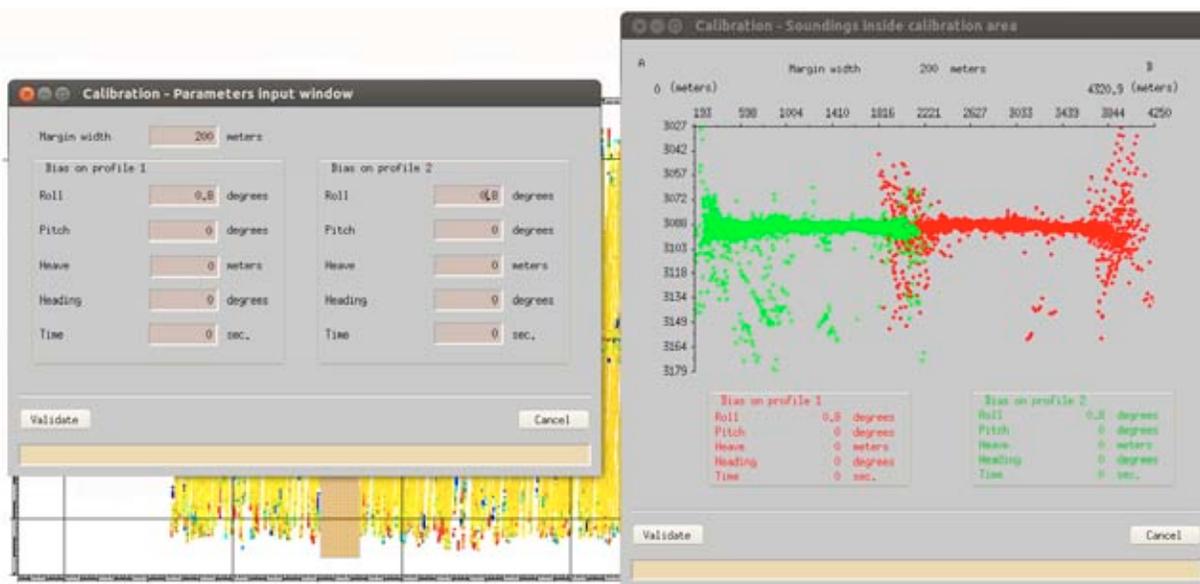


Figura 19. Valor de roll a introducir en la corrección por roll a una campaña oceanográfica.

Como se puede observar en la Figura 18, el posicionamiento de los haces también pueden corregirse por efectos del Cabeceo (Pitch), Deriva vertical (Heave) y Güiñada (Heading) para dar una mayor certidumbre de la ubicación de los haces. El valor de la corrección es introducido en el módulo CORATT del software CARAIBES, para recalculer la posición real de las mediciones hechas por la ecosonda multihaz.

Con estas dos correcciones se puede realizar un primer mapa batimétrico del fondo marino que muestra la morfología del relieve del piso oceánico (Figura 20).

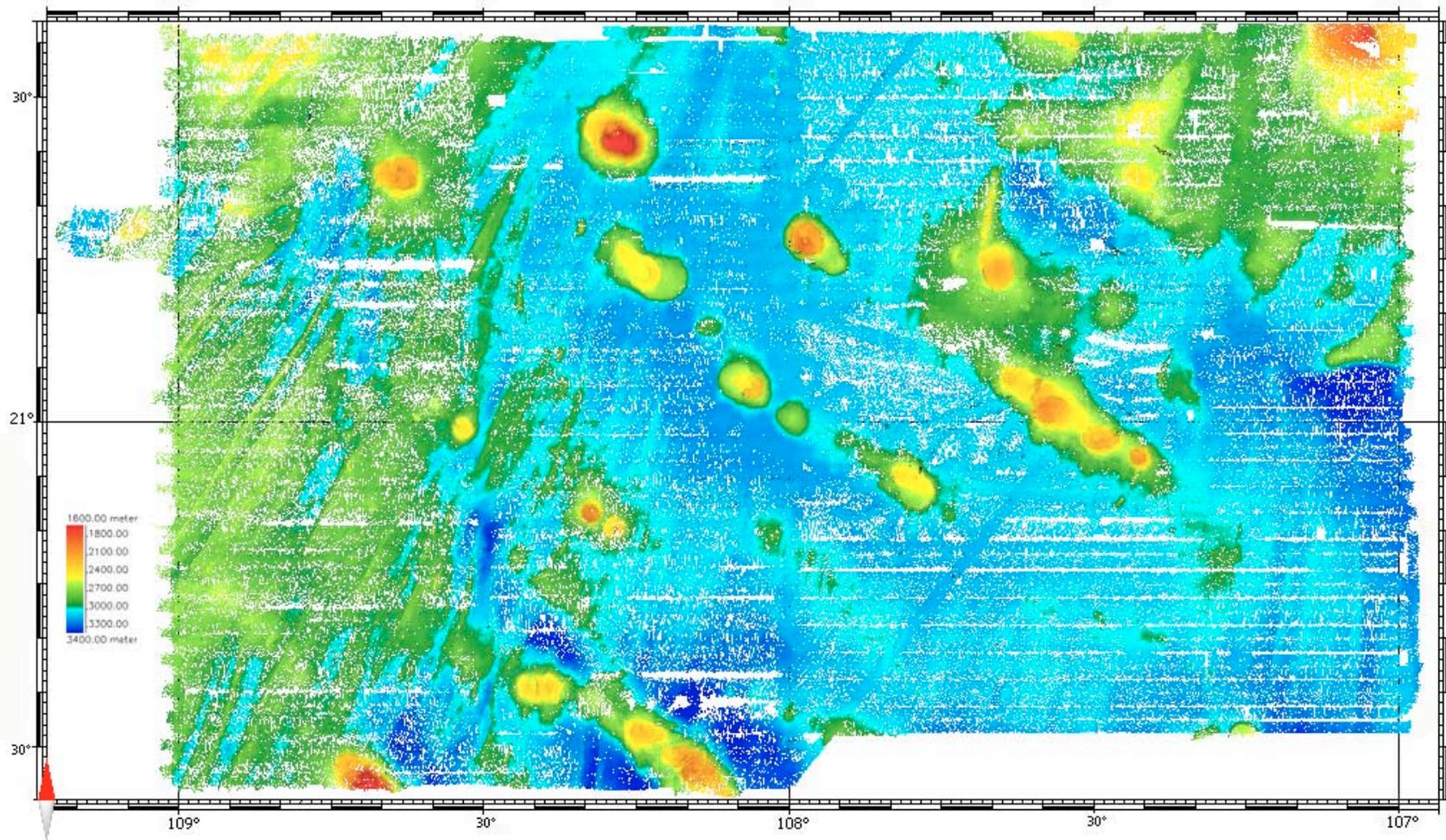


Figura 20. Primera aproximación del mapa batimétrico del lecho marino de la zona central de la placa de Rivera.

3.2.1.3. Procesos de mejora y realce

Para contar con una mejor visualización del relieve batimétrico, dos procesos son aplicados a todo el conjunto de datos que están más relacionados con la forma gráfica de la imagen, que tiene errores sistemáticos de registro durante la campaña.

La primera corrección se refiere a la omisión de información registrada por la ecosonda durante transectos definidos como “*tránsito*” que, normalmente cruzan el registro que se realiza durante la campaña oceanográfica creando ruido en el mapa del relieve batimétrico. Por otro lado, la información registrada al cambiar de dirección entre transectos (Figura 21), es eliminada para no causar ruido. Lo anterior se elimina con ayuda del módulo ANANAV de CARAIBES.

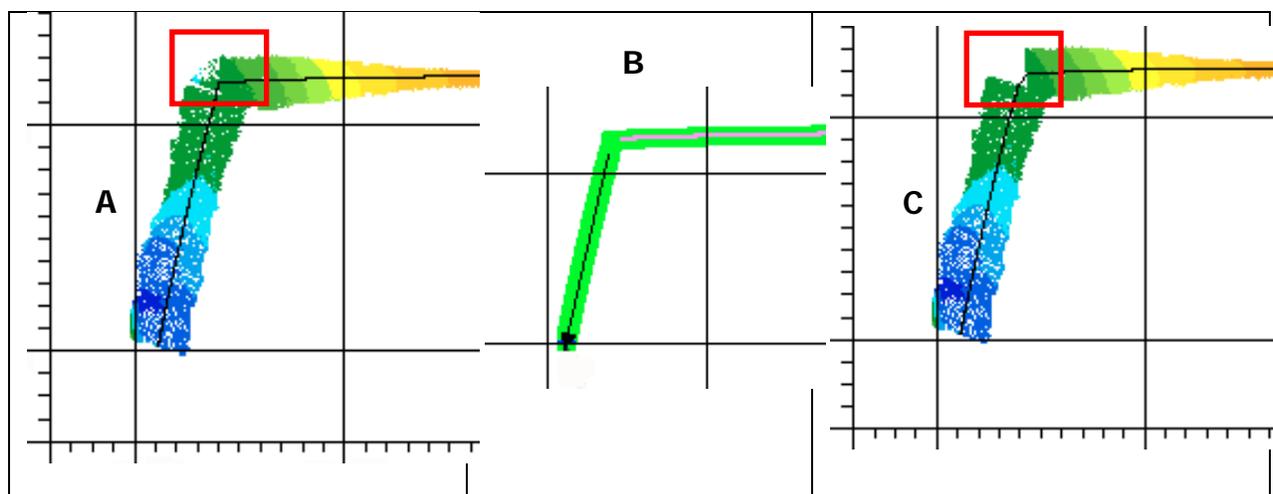


Figura 21. Forma esquemática de eliminación de información no requerida. (A) En cuadro rojo información a eliminar. (B) Dirección del perfil real, línea rosa y flecha negra indica el inicio y final de la nueva información a tomar. (C) Cuadro rojo muestra la zona sin la información ruido.

El segundo proceso se refiere a la invalidación de información, que sale del rango promedio de la profundidad del relieve batimétrico registrada por la ecosonda multihaz. Para solucionar esto, se ingresa al módulo ODICCE del software CARAIBES, en el cual se pueden escoger los datos que resultan erróneos y pueden ser invalidados (Figura 22), sin ser eliminados del registro original y entonces, se puede recalcular un nuevo mapa del relieve batimétrico.

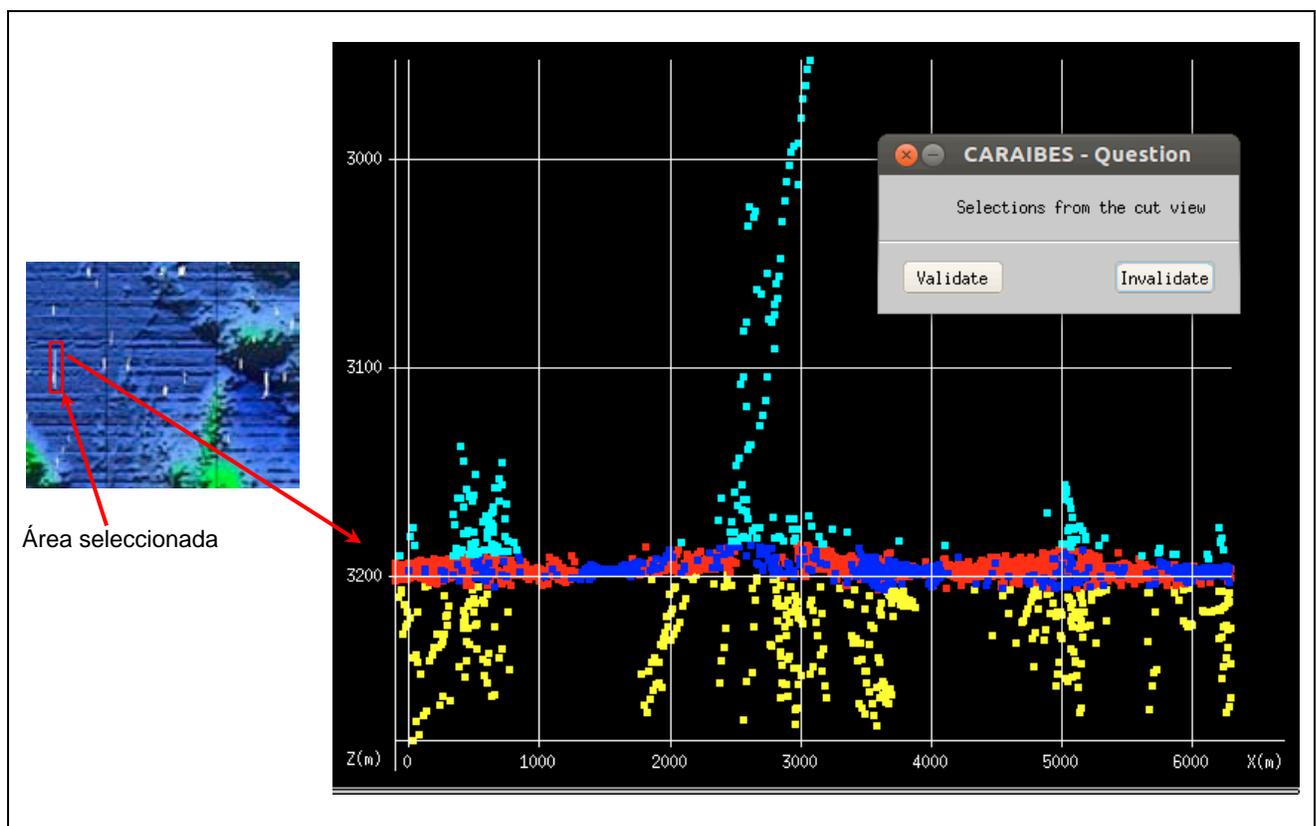


Figura 22. Módulo ODICCE. Izquierda. Área seleccionada en el mapa batimétrico. Derecha. Selección de puntos a invalidar; en color amarillo puntos invalidados y en azul claro, puntos esperando la orden de ser invalidados. Puntos rojos y azul fuerte, puntos validos para realizar el mapa batimétrico.

Finalmente durante la obtención del mapa batimétrico se realiza un proceso de interpolación de datos generar un modelo digital del terreno (Figura 23). El método de interpolación seleccionado fue el de Vecino cercano (Neighborhood Near).

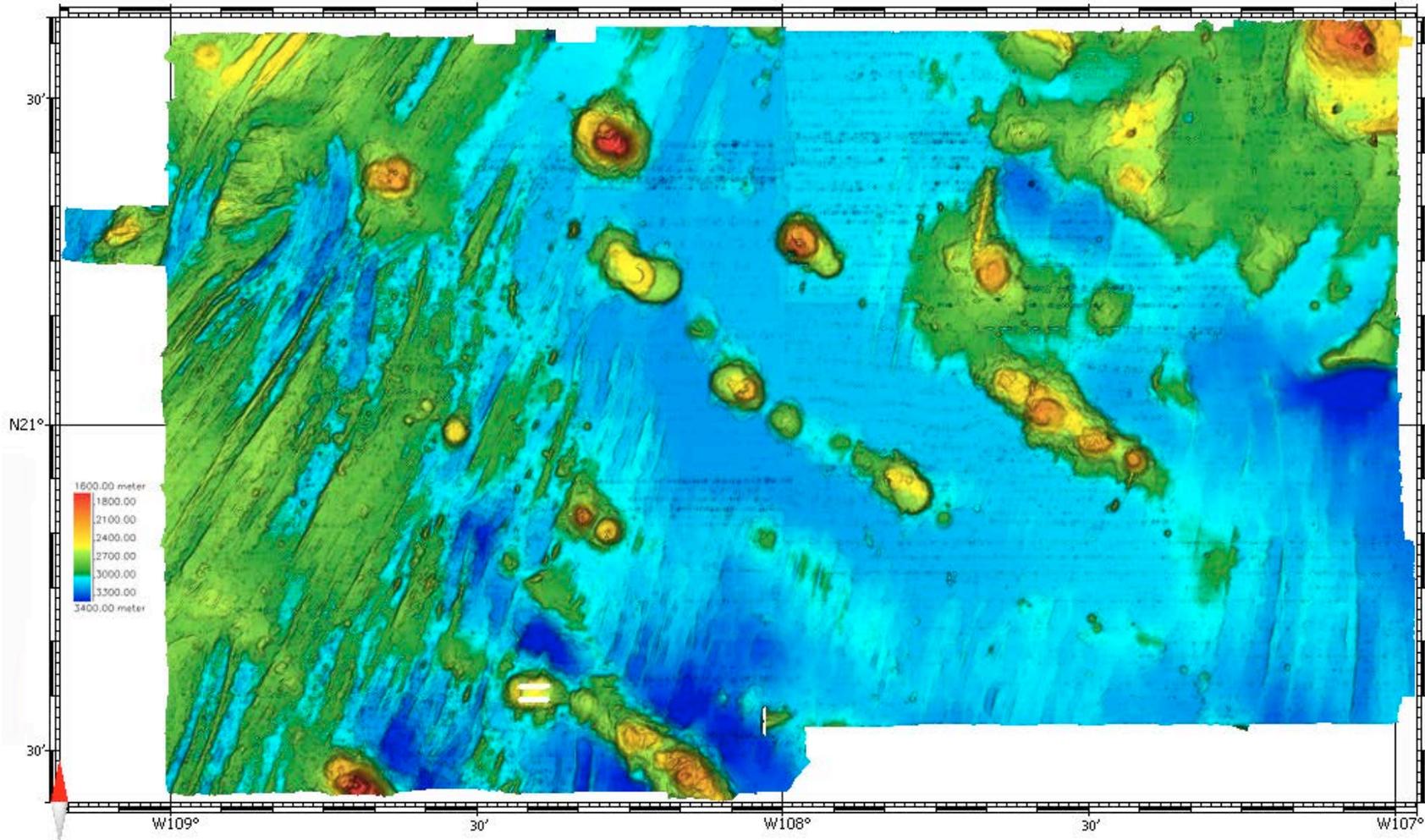


Figura 23. Mapa batimétrico corregido del lecho marino de la zona central de la placa RIV.

3.2.2. Procesamiento de datos de retro-dispersión o backscatter

En términos generales, la retro-dispersión es un concepto físico que se le da a la energía dispersada cuando una onda acústica llega al lecho marino y su reflectividad es distorsionada por las irregularidades que tiene la rugosidad del fondo marino y del contraste de propiedades acústicas en la interfase.

Existe una forma de cuantificar la energía dispersada en el lecho marino; la intensidad de la dispersión (scatter strength) es registrada en cada uno de los elementos piezoeléctricos que conforman los transductores receptores de la ecosonda multihaz. Esta intensidad es agrupada en pixeles que corresponden a un área discreta que tiene ciertas propiedades acústicas en común con la litología y morfología de la superficie que conforma el lecho marino (Figura 24 y 25).

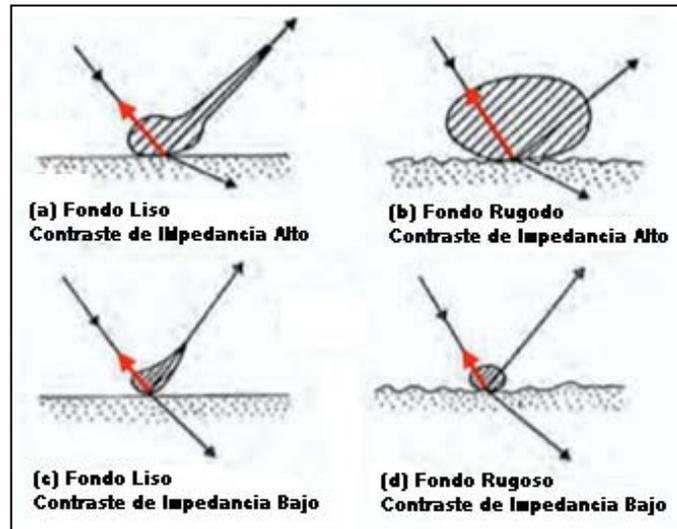


Figura 24. Rugosidad y contraste de impedancia en el backscatter.

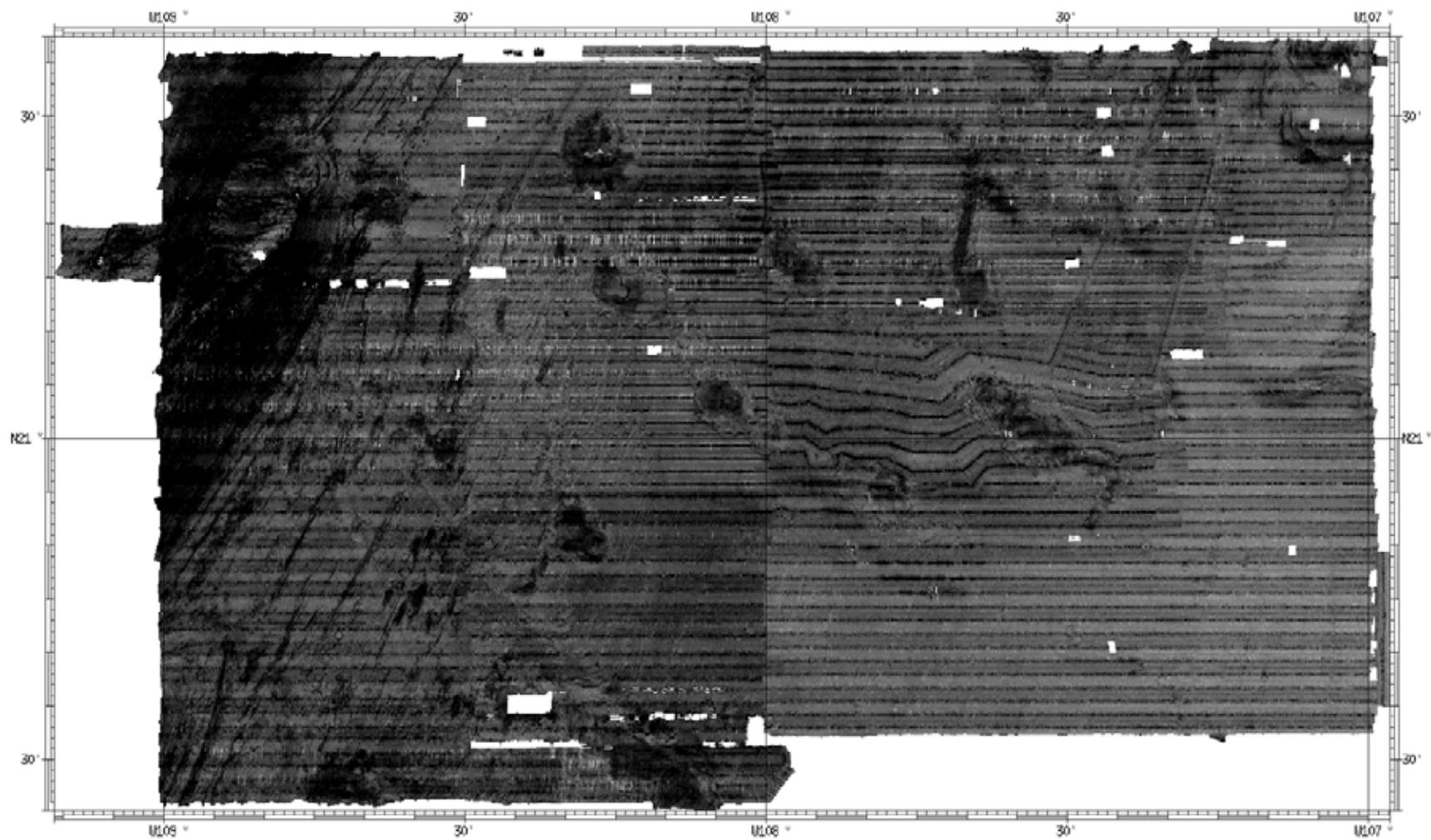


Figura 25. Backscatter del área central de la placa RIV.

3.2.3. Adquisición de datos de Magnetometría Marina

Los valores magnéticos registrados durante las siete campañas oceanográficas permiten identificar la forma y geometría del campo magnético remanente de las estructuras geológicas en el área de estudio; principalmente aquellas estructuras de origen ígneo que contienen materiales ferromagnesianos y que, en el tiempo que se formaron, adquieren un campo magnético orientado diferente al campo geomagnético presente. Sin embargo, existen otros fenómenos físicos que afectan las mediciones de este registro magnético; por ende, las mediciones del campo geomagnético en el área de interés son corregidos y reducidos para obtener el valor de la anomalía que generan las estructuras oceánicas del lecho marino en el área de estudio. Los valores fueron medidos y registrados con un magnetómetro marino del tipo protón de precesión modelo G-877 de la marca GEOMETRICS (Figura 26), con una resolución de 0.1 nT y que en promedio realiza una lectura cada 10 m sobre el perfil de adquisición.

Debido a la sensibilidad magnética del sensor, el magnetómetro marino es arrastrado a una distancia de 250 m (5 veces la longitud de la eslora del buque), para disminuir el efecto del campo magnético que el buque genera.

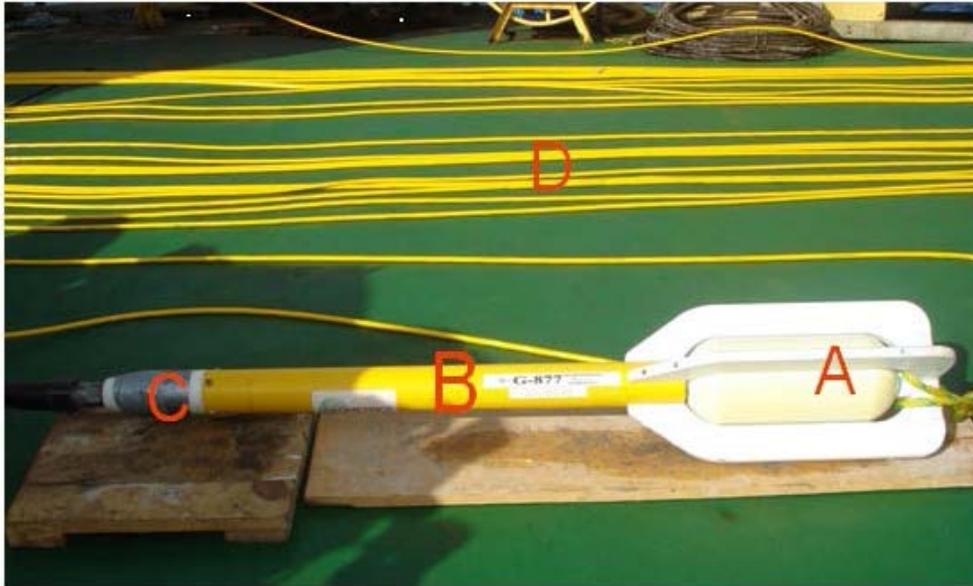


Figura 26. Magnetómetro Geometrics G877. Partes: A) Sensor; B) Cuerpo (contiene partes electrónicas); C) Montura; D) Cable de Arrastre.

La comunicación con la consola de registro y 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 27). Ésta caja cuenta con 2 entradas, una para la alimentación en DC de 28 V y la otra entrada es para transmisión de datos a través del cable de arrastre, y una salida RS-232 que es donde se hace el enlace entre la caja con un cable serie y la PC, que captura los datos adquiridos. Los datos magnéticos son georeferenciados utilizando el sistema de GPS instalado en el buque.



Figura 27. *Junction Box* para el sistema G877 [Manual del operador, G877].

Para todas las campañas, los registros de valores geomagnéticos son continuos y los valores promedio a cada 2 segundos (Figura 11). Este intervalo de muestreo, equivale a aproximadamente a tener una lectura entre cada 8 a 10 m a una velocidad constante de 8 nudos. La operación y captura de datos magnéticos fue hecha utilizando el software *Mag Log Lite* de GEOMETRICS.

El programa *Mag Log Lite* interpola la posición GPS (formato NMEA GPGGA) del sensor a 250 m de la popa y en relación a la antena del GPS, ubicado en el mástil del buque, por lo que es necesario tener mediciones de la distancia de la antena a la popa, entre la antena y la proyección del punto de salida del cable por la popa y la longitud del cable de arrastre a partir de la popa (Figura 28).

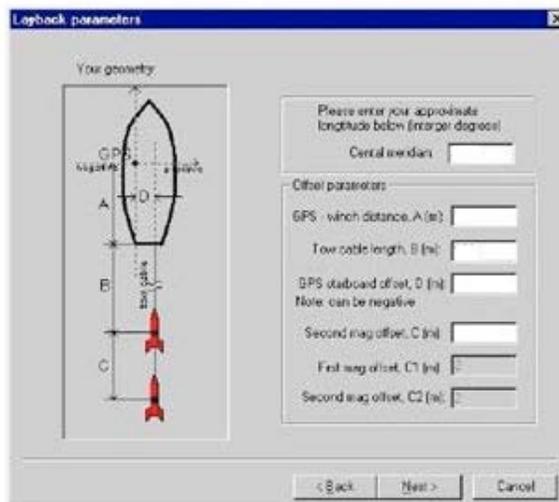


Figura 28. Diagrama de la distribución recomendada para la ubicación del magnetómetro G877: A) Distancia de la antena GPS a la eslora; B) Distancia del cable de comunicación de la eslora al pescador, C) Distancia de la unión del sensor, D) Distancia del GPS al cable de comunicación [Manual de operador, G877].

La posición relativa del magnetómetro marino con respecto a los vectores del campo magnético del buque y del campo geomagnético es crítica, ya que el campo del buque puede inducir un error sistemático en el registro en función del rumbo. Este error debido al rumbo en el registro puede corregirse de la siguiente forma: registrando valores con el arrastre del magnetómetro en una trayectoria circular, con un radio de 1,852 m. Estas mediciones se llevan a cabo en el periodo nocturno (regularmente entre las 2:00 y las 4:00 de la madrugada) cuando hay una mínima variación geomagnética debida a la actividad solar por los efectos diurnos del campo magnético terrestre [e.g. Whitmarsh and Jones, 1969; Buchanan et al., 1996]. Además estas mediciones son realizadas en zonas donde el relieve del piso oceánico es relativamente plano y sin presencia de gradientes magnéticos relevantes [e.g. Whitmarsh and Jones, 1969; Buchanan et al., 1996]. De esta manera, se determina cuantitativamente el efecto del buque a los valores geomagnéticos con respecto a un

rumbo dado. El valor obtenido por efecto de rumbo es aplicado a las mediciones magnéticas registradas a lo largo de los transectos de la campaña.

Para minimizar la presencia de ruido o contaminación de la señal en el cable, este último se suspende sobre la cubierta (Figura 29), 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 29. Localización del cable de arrastre suspendido sobre la cubierta del B/O El Puma.

3.2.3.1. Cálculo de las anomalías magnéticas

Los datos magnéticos se deben reducir a su forma conforme a la fórmula establecida para el campo magnético teórico definida como IGRF-12, que es representativo del campo geomagnético hasta 2010 y contiene los valores preliminares hasta el año 2012. Para el cálculo del valor teórico solo se requiere la longitud, colatitud, hora del registro y día del registro. Enseguida se describe con mayor detalle, en qué consiste cada uno de los procedimientos para reducir las mediciones magnéticas a valores de anomalías magnéticas. Para el análisis e interpretación de las anomalías magnéticas, los datos magnéticos marinos de campo total (Figura 30) registrados de las siete campañas oceanográficas, son reducidos para calcular los valores de las anomalías magnéticas. El cálculo de las anomalías magnéticas se obtiene usando la siguiente ecuación:

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

Donde

ΔF es la anomalía magnética

F_{OBS} valores magnéticos marinos de campo total

F_{IGRF} valores teóricos del IGRF-12

F_{VD} valores de las variaciones diurnas, obtenidos de los registros magnéticos en una estación base durante la campaña

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

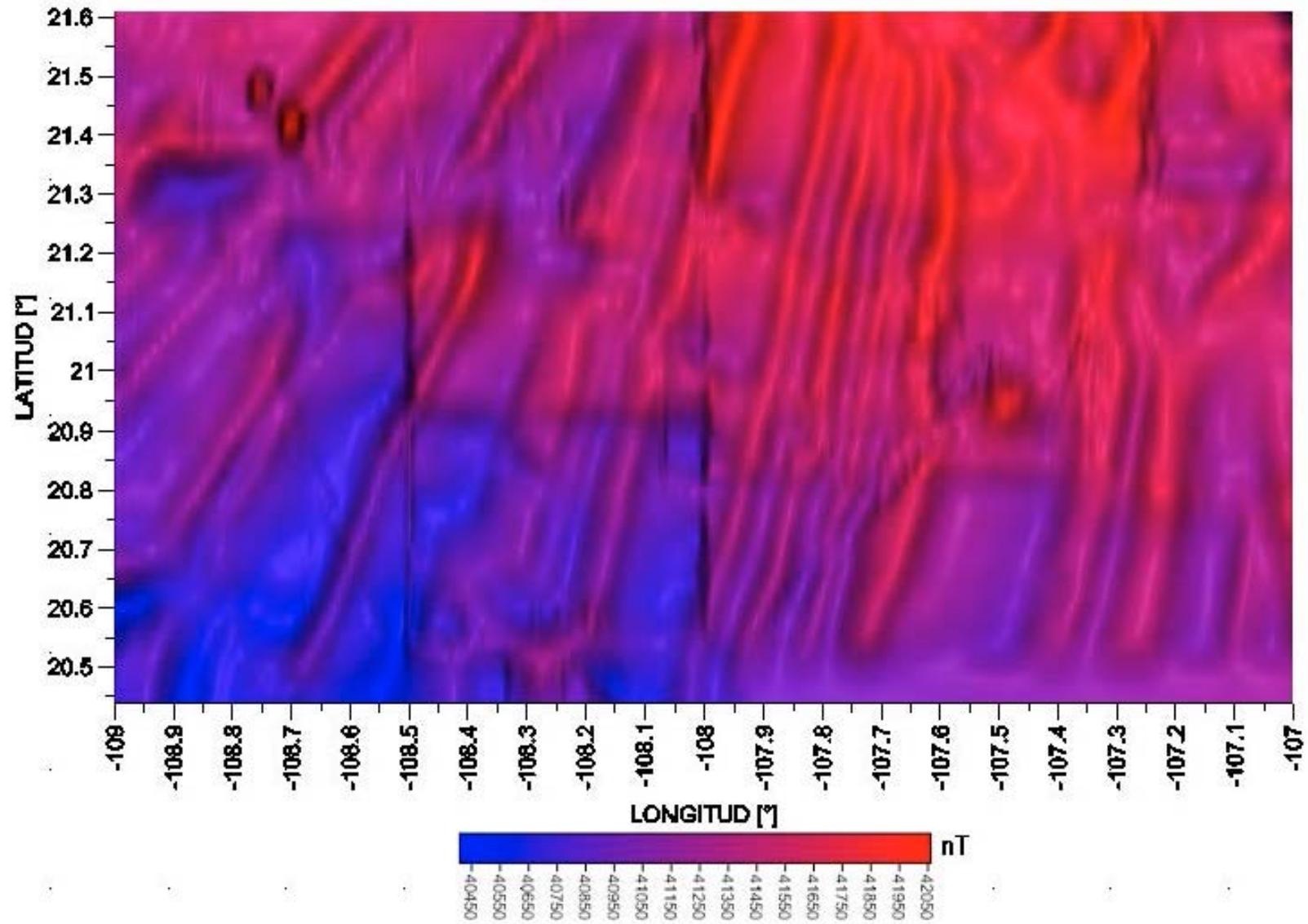


Figura 30. Mapa magnético de los datos de campo total de las siete campañas oceanográficas.

3.2.3.2. 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

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

la cual 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 los términos de un polinomio de Legendere de grado n y orden m [Blakely, 1996].

Los valores teóricos de la fórmula IGRF son obtenidos de aproximaciones a valores registrados en la superficie de la Tierra 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 el año 2012; ya que sería muy difícil contar con una base de datos diaria para una posición determinada sobre la superficie marina.

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 dentro de una época, además esto mejora el 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-12 (Disponible en el sitio “National Geophysical Data Center” NGDC: <http://www.ngdc.noaa.gov/geomagmodels/IGRFWMM.jsp>), correspondiente al periodo entre el 2010 y 2012, el cual incluye los valores definitivos para los años 2010 y 2011 y los preliminares del año 2012. Estos valores del IGRF son aplicados a los valores registrados para reducirlos a los valores de la anomalía magnética del área (Figura 31).

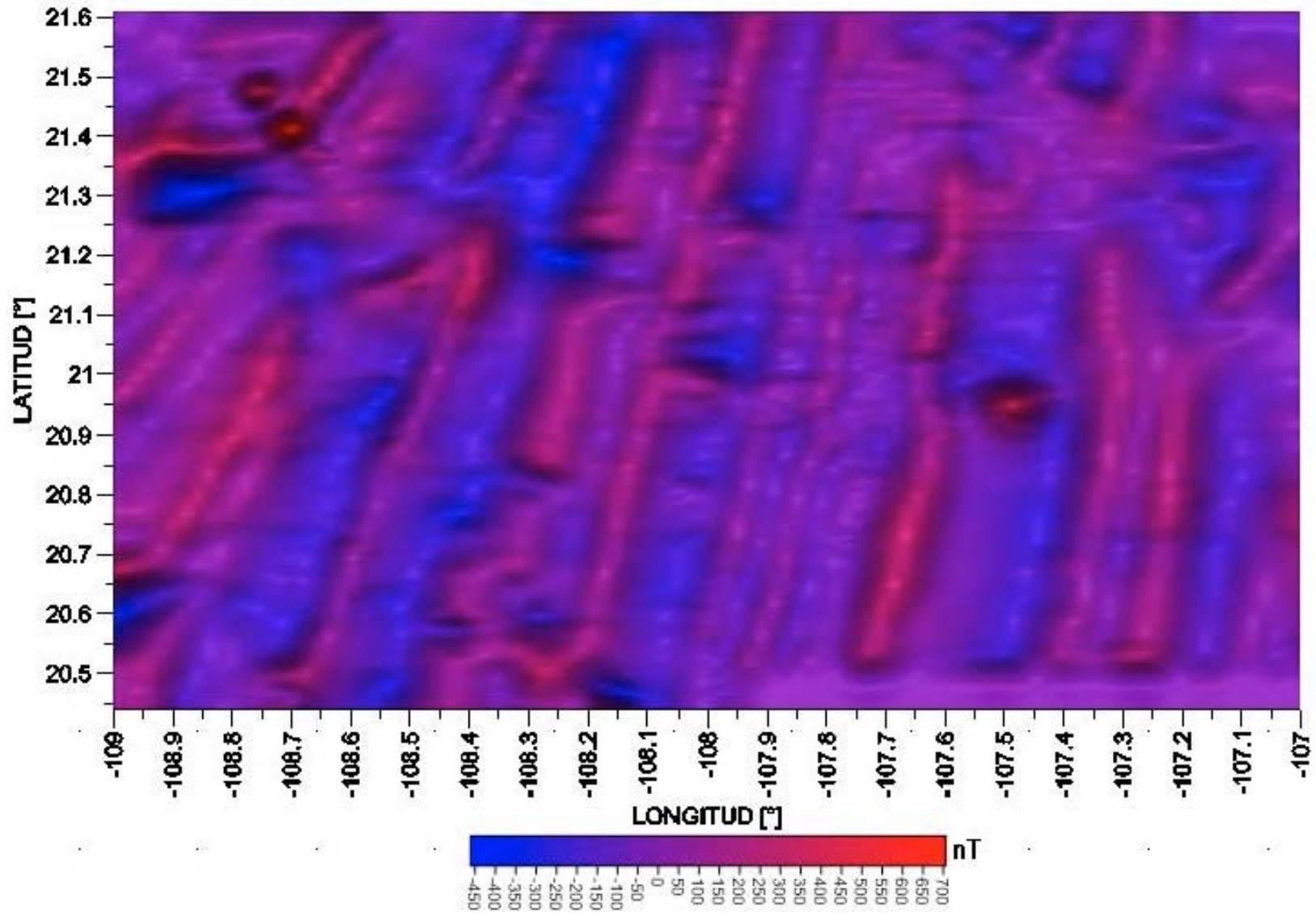


Figura 31. Mapa de anomalías magnéticas obtenidas por la corrección de campo teórico.

3.2.3.3. Corrección 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 son 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.

$$F = mt + b$$

Lo anterior 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 consiste en 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 32).

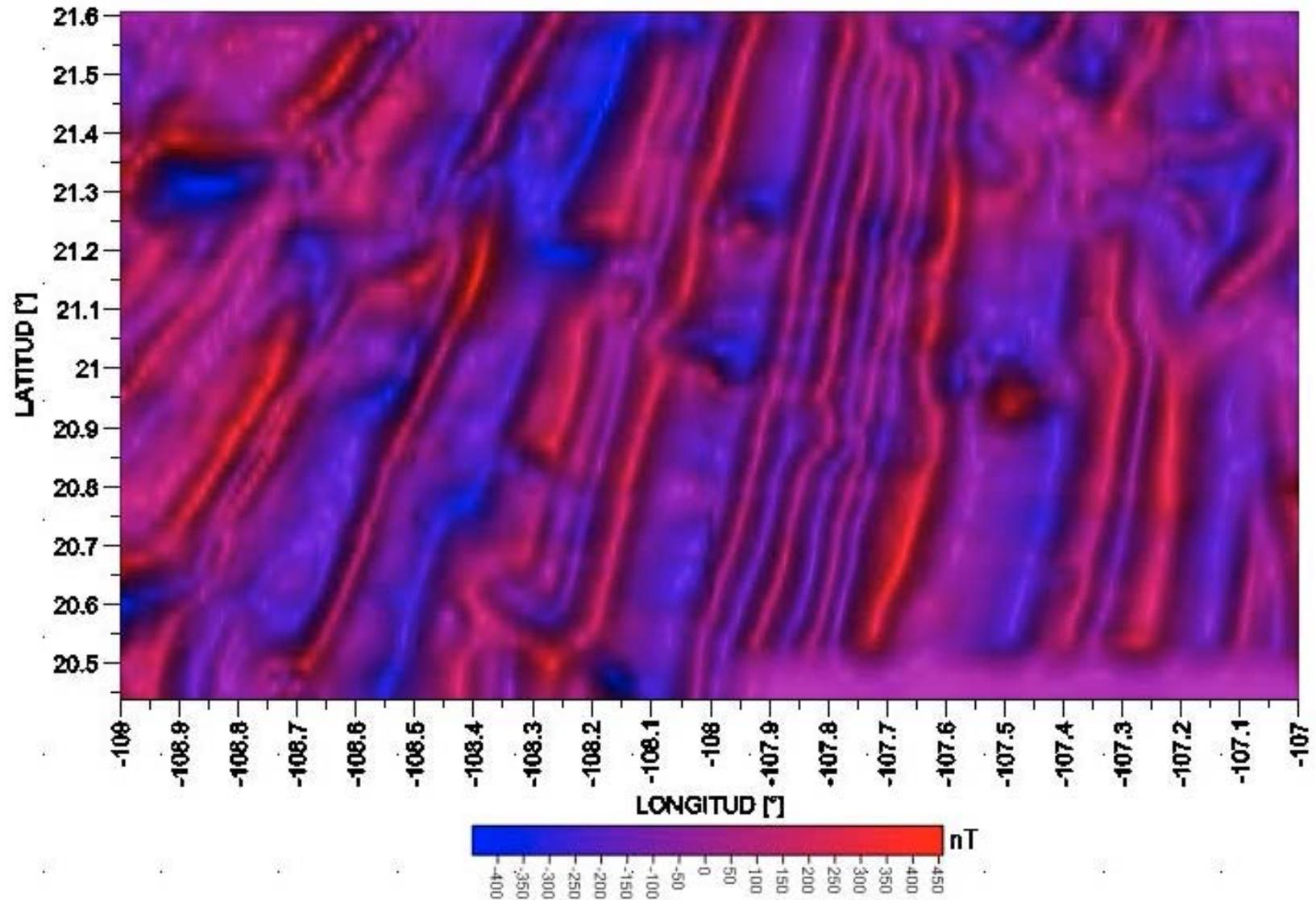


Figura 32. Mapa de anomalías magnéticas obtenidas por la corrección de variación diurna.

3.2.3.4. Corrección 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 33A). 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 and Mason [1961], el cual define que el campo medido por el magnetómetro remolcado en un punto Q que puede ser expresado respecto a su rumbo como sigue:

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

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 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:

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

Como las constantes S_1 y S_2 en la ecuación anterior son dependientes de la simetría del campo magnético, se pueden considerar despreciables, quedando únicamente C_0 , C_1 , y C_2 (Figura 34B). 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 33B) al final del registro se ve afectado por la duplicidad de datos y que no se cierra correctamente el círculo.

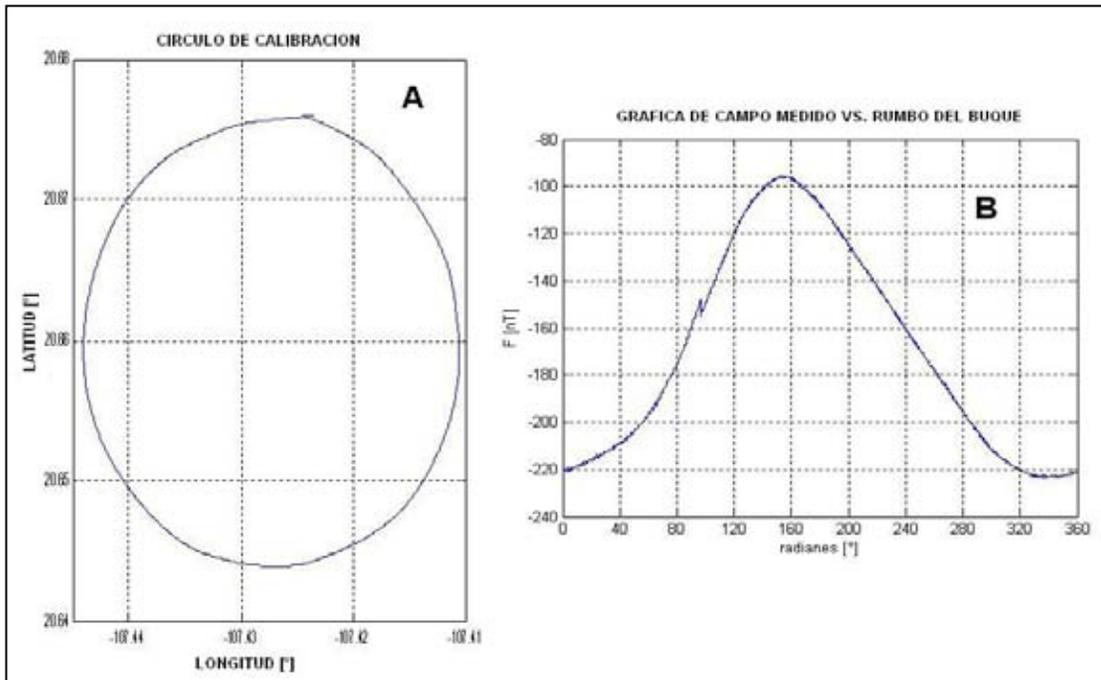


Figura 33. A) Gráfica del círculo de calibración de la campaña MAMRIV08; y B) Gráfica de los datos magnéticos vs dirección del magnetómetro.

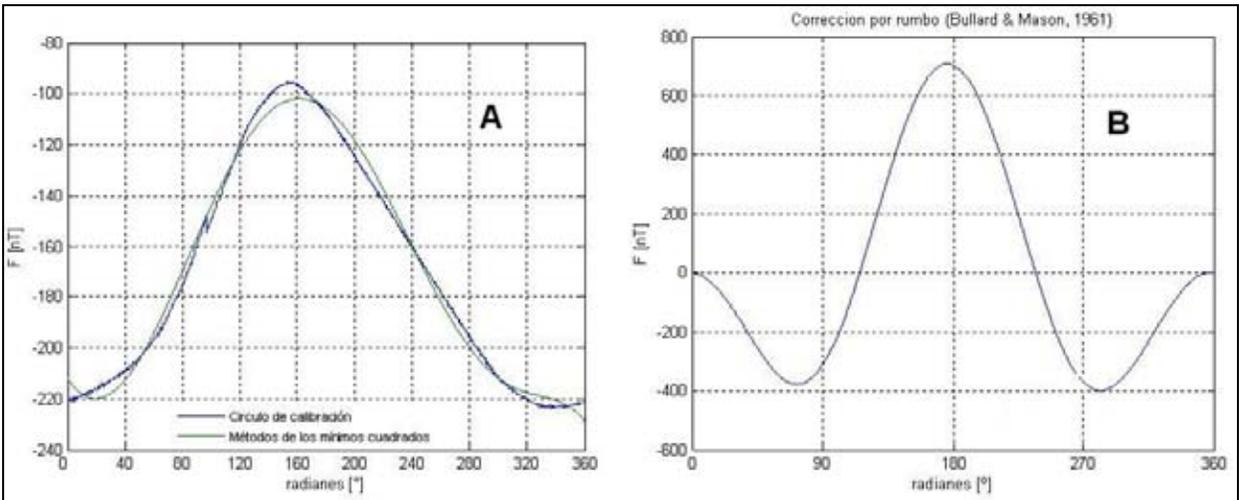


Figura 34. A) Comparativa de los datos del círculo de calibración corregidos por IGRF y variación diaria vs método de los mínimos cuadrados. B) Gráfica del ajuste realizado a la curva normalizada a su valor máximo para MAMRIV08 mediante el método de Bullard and Mason [1961].

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 (Figura 35).

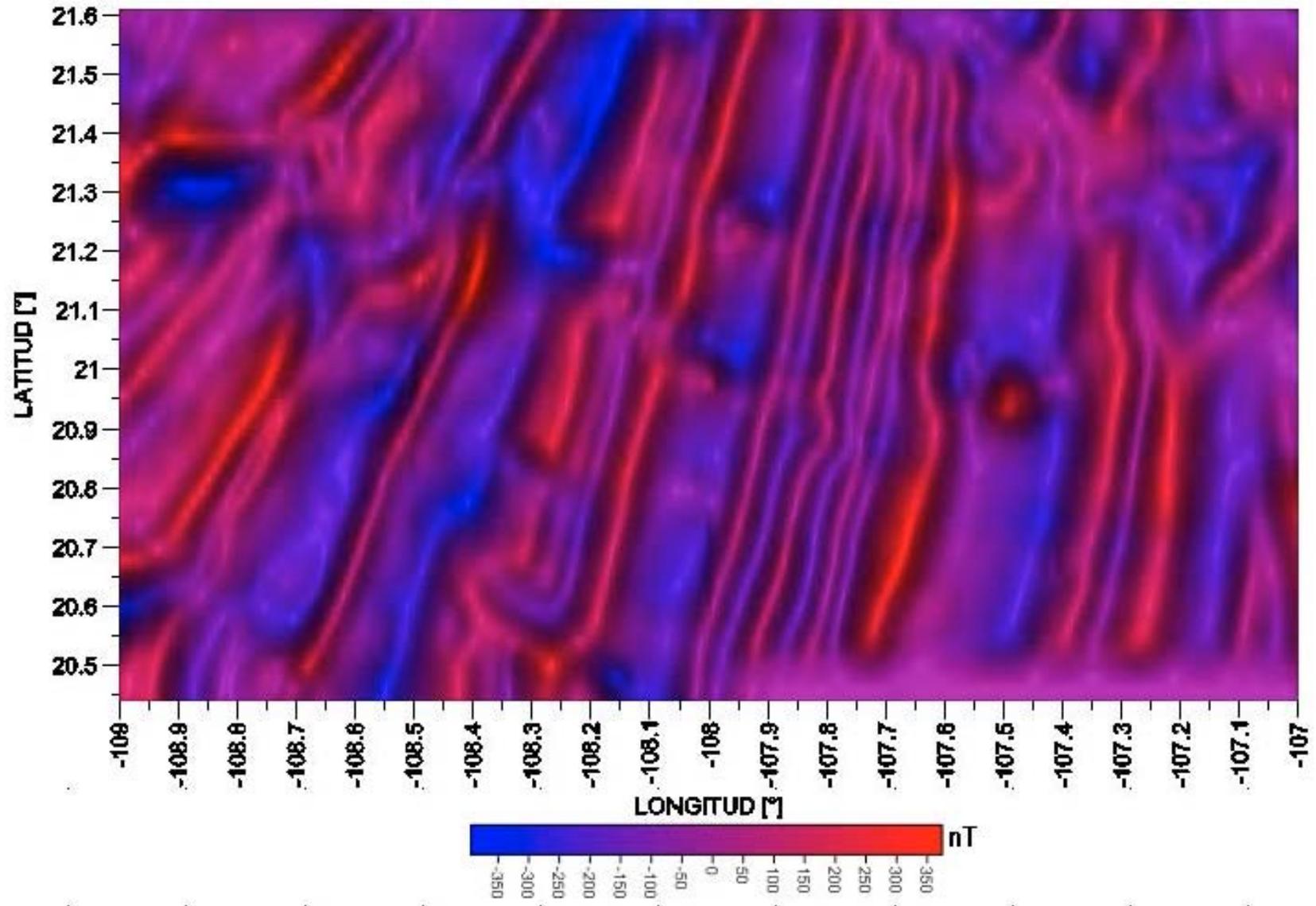


Figura 35. Mapa de anomalías magnéticas obtenidas por la corrección de efecto de rumbo.

4. RESULTADOS

Los resultados de este estudio se esquematizan en los mapas geomorfológico, retrodispersión y magnetométrico, para identificar la evolución tectónica de la placa RIV, entre los 109°W y 107°W y los 20° 25'N y 21° 37'N. La Figura 36 muestra la carta batimétrica del relieve del piso oceánico, que es dominado por la textura creada por los aportes magmáticos de la dorsal RR en la formación de la corteza oceánica durante los últimos 10 Ma. Esta textura muestra los lineamientos de la rugosidad del piso oceánico desde la dorsal RR y es observada claramente hacia el oriente hasta distancias de más de 210 km. También la carta muestra estructuras de grandes elevaciones batimétricas asociadas a montes submarinos que fueron formados por erupciones volcánicas. Dentro del área de estudio, la batimetría varía desde 1,600 m (sobre la cima de los montes submarinos) hasta los 3,400 m en la zona más profunda en contacto con la "María Magdalena Rise (MMR)". Esta estructura tiene una batimetría elevada que alcanza profundidades someras de 1,600 m. Bajo las características del relieve observadas en la carta batimétrica, el análisis del área de estudio es dividido en tres zonas: a) zona occidental entre los 109°W y 108°20'W; b) zona central entre los 108°20'W y los 107°40'W y c) zona oriental entre los 107°40'W y los 107°W (Figura 37).

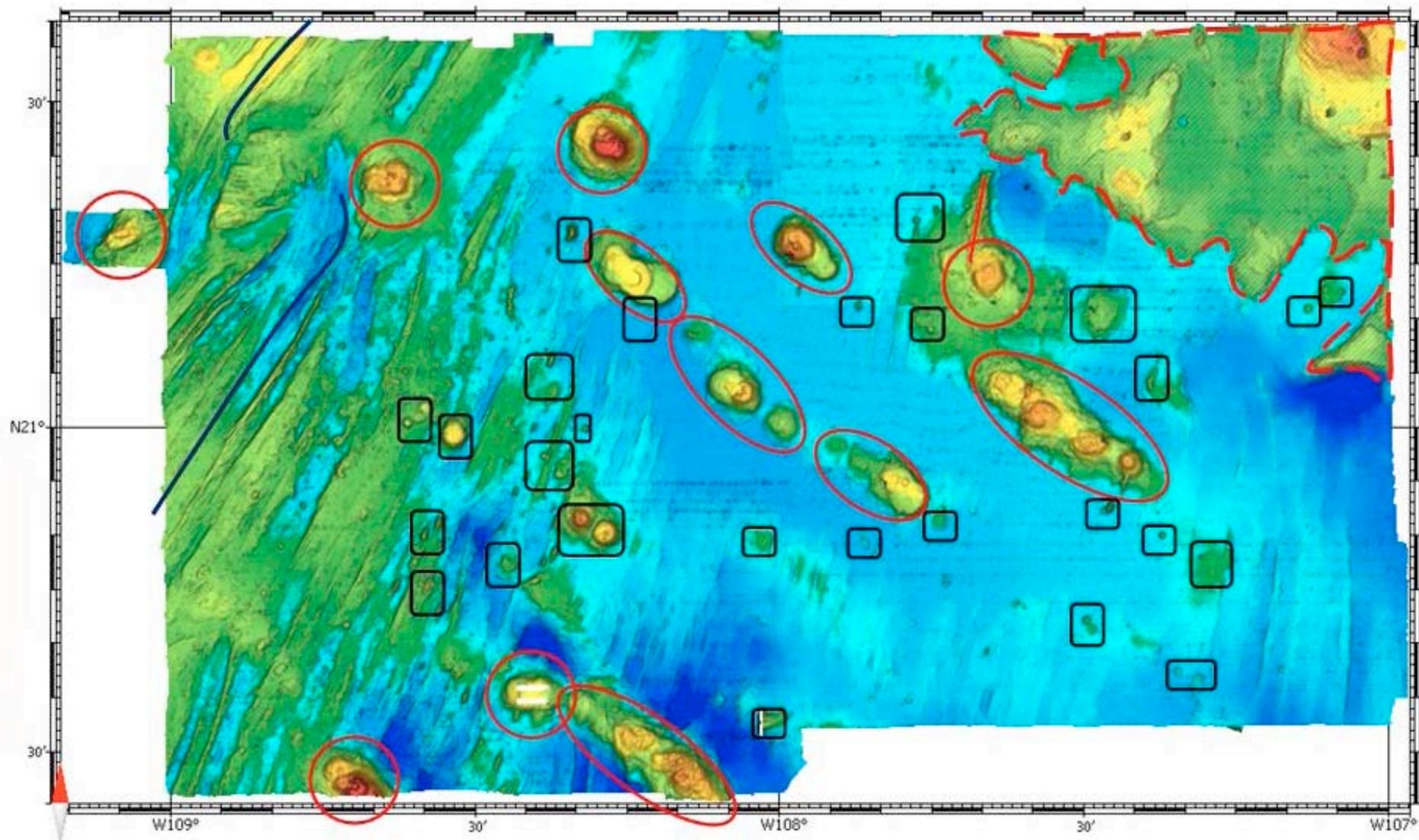


Figura 36. Relieve batimétrico del lecho marino de la parte central de la placa de Rivera y montes submarinos (círculos rojos), pequeñas elevaciones (Cuadros negros) y MMR (línea discontinua roja). Ejes de la dorsal RR en línea azul.

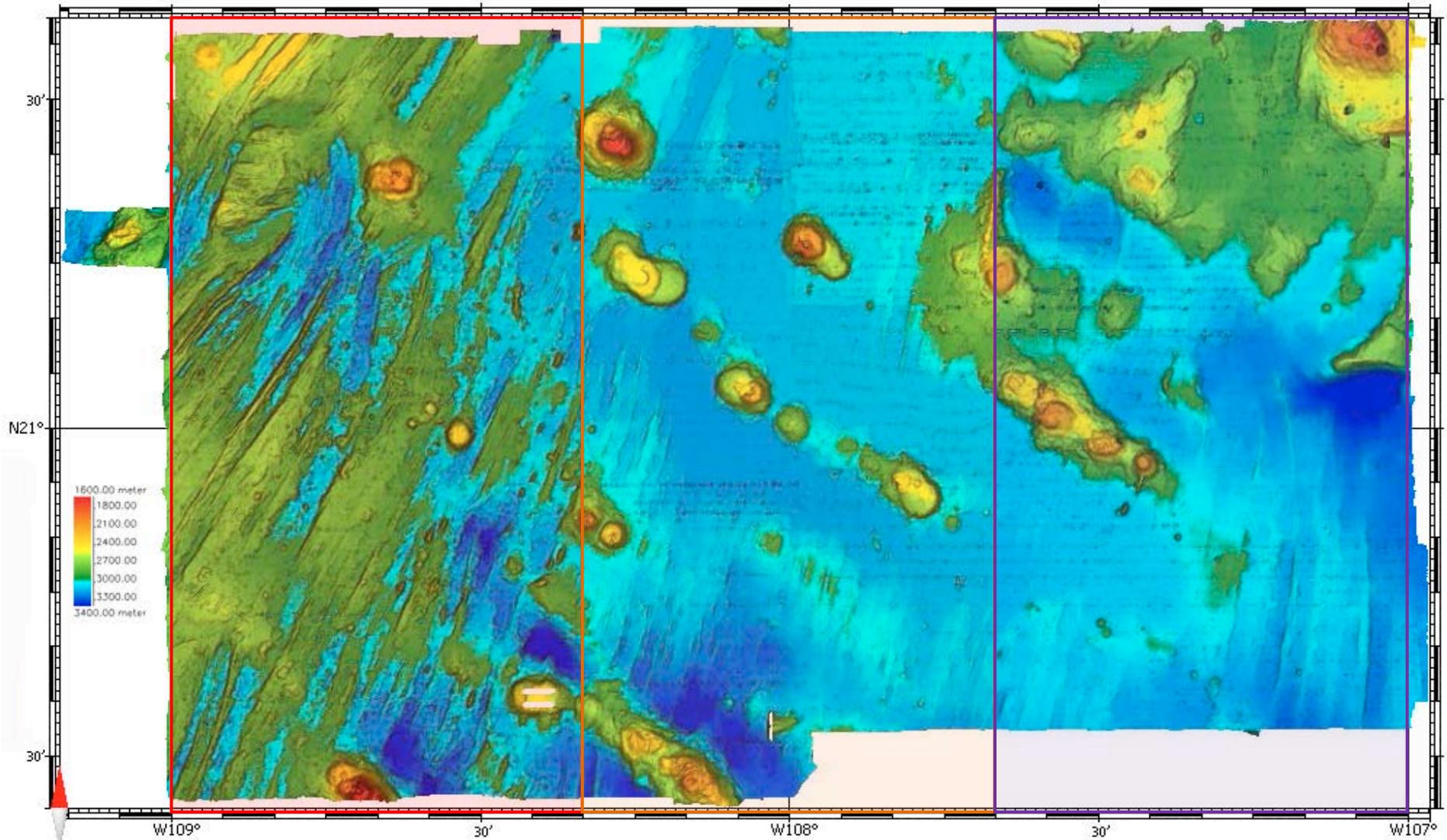


Figura 37. División de zonas en el mapa batimétrico del lecho marino de la parte central de la placa de Rivera. Zona occidental (Rojo). Zona central (Naranja). Zona oriental (Morado).

Al considerar en primera instancia la zona occidental, entre las longitudes 109°W y $108^{\circ}20'\text{W}$, exhibe el relieve del eje central de la dorsal RR conformado por una gran rugosidad (Figura 38). La textura de este relieve destaca lineamientos por los aportes magmáticos de la dorsal RR con una orientación $\text{N}22^{\circ}\text{E}$. El rango batimétrico en esta zona varía de los 2,300 m a los 3,400 m; varios montículos pequeños son localizados muy cercanos a dorsal. Al norte de la zona occidental se identifican dos montes submarinos de forma simétrica en los flancos de la dorsal RR con elevación promedio de 1,000 m sobre el piso oceánico y que fueron generados recientemente (no más de 0.5 Ma); mientras que al sur de esta zona occidental se observan dos montes más, uno con una mayor elevación de casi 2,000 m y el segundo más pequeño de aproximadamente 800 m de elevación.

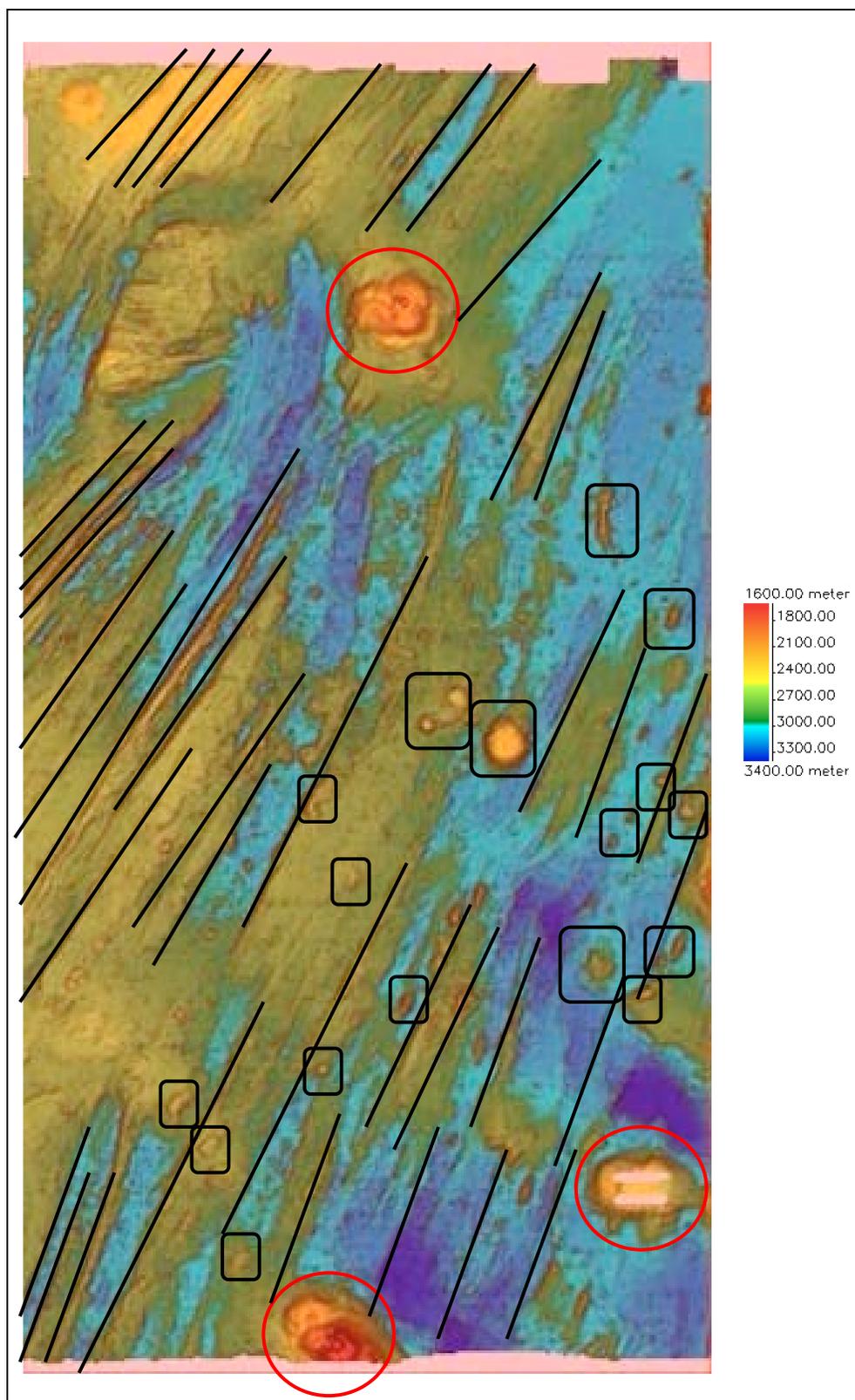


Figura 38. Zona occidental. Con líneas negras dirección de los lineamientos magmáticos. Círculos rojos: montes submarinos. Cuadros negros: pequeñas elevaciones.

En la zona central, entre las longitudes 108° 20'W y 107°40'W, se observa la existencia de varias cadenas de montes submarinos provenientes de puntos calientes que se forman en el flanco oriental de la dorsal RR en diferentes periodos del esparcimiento magmático. Estas cadenas de montes tienen un patrón o dirección preferencial con una orientación NW-SE. Otro rasgo importante a distinguir es que la textura rugosa del relieve batimétrico por el esparcimiento oceánico disminuye considerablemente, posiblemente debido a la acumulación de sedimentos pelágicos, formando las colinas abisales (Abysal Hills) (Figura 39). Hacia el oriente, la superficie exhibe pequeñas trazas de la textura formada por la dorsal RR y, a excepción de los montes submarinos, la zona se observa batimétricamente plana. Por otro lado, en la parte noreste de la zona central, se observa una discontinuidad en los montes submarinos tendiendo a un relieve con una elevación heterogénea donde hace contacto con la MMR.

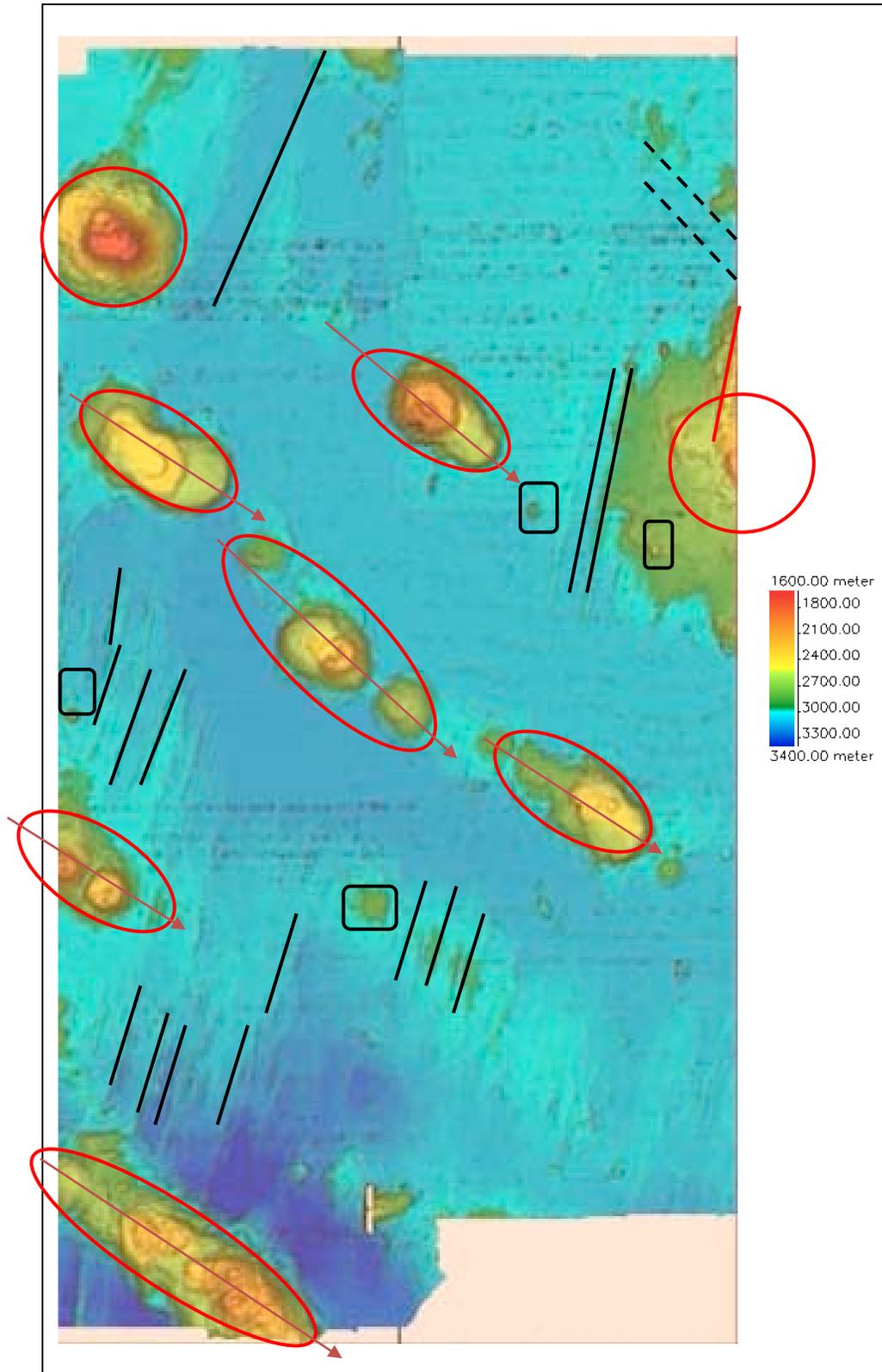


Figura 39. Zona central. Con líneas negras dirección de los lineamientos magnéticos. Círculos rojos: montes submarinos. Cuadros negros: pequeñas elevaciones. Líneas punteadas negras indican el contacto con la MMR.

Mientras que en la zona oriental, entre las longitudes $107^{\circ}40'W$ y $107^{\circ}W$ (Figura 40), se puede distinguir que existe una última cadena de montes submarinos con orientación NW-SE, que marca el final de la textura rugosa por los aportes magmáticos de la dorsal RR. Posterior a esta cadena, se observa que el relieve se muestra no perturbado, tanto por la cadena de montes submarinos, así como, por los pequeños montículos y es posible que esta textura este cubierta por una mayor cantidad de sedimento pelágicos; mientras que en el sector norte de esta zona, el relieve es elevado varios cientos de metros por el contacto con la provincia que se eleva de la MMR con una batimetría inicial de 3,400 m en su parte más profunda y llegando hasta los 1,600 m en la zona más elevada, resultando una elevación de más de 2,200 m y formando parte del margen marino de las Islas Marías.

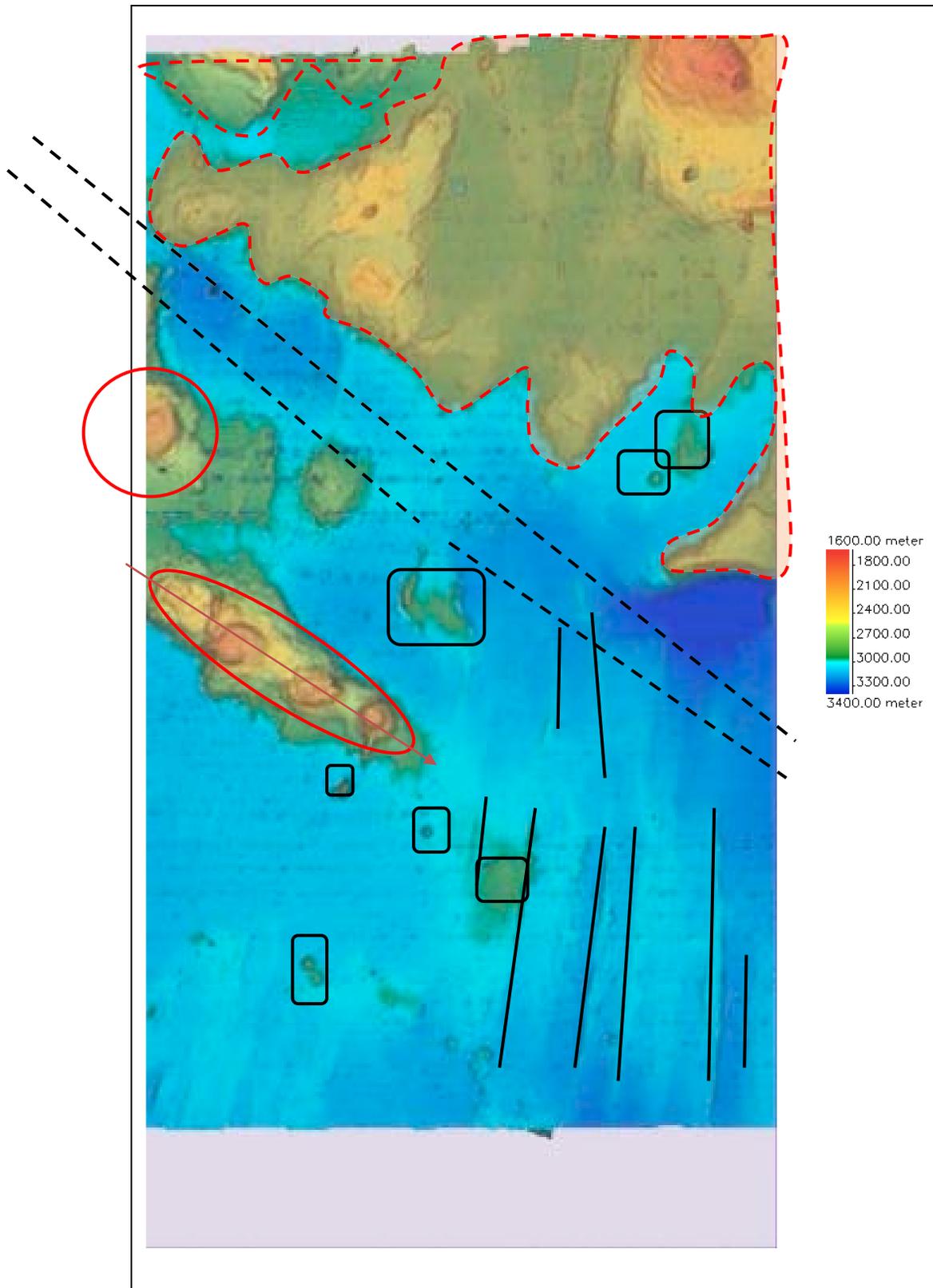


Figura 40. Zona oriental. Con líneas negras dirección de los lineamientos magmáticos. Cuadros negros: pequeñas elevaciones. Líneas punteadas negras indican el límite del escarpe del levantamiento MMR. Línea roja indica la elevación del escarpe.

La Figura 41 muestra el mapa de backscatter o retrodispersión, que permite identificar la textura del piso oceánico y las áreas de mayor rugosidad, así como las zonas batimétricamente plana producto de la sedimentación y la cima de los montes submarinos, en donde se percibe la poca sedimentación que la conforman.

Partiendo de la zona occidental, se distinguen zonas oscuras que se asocian a la rugosidad del piso oceánico, producto del esparcimiento oceánico de la dorsal RR más reciente; mientras que en la zona central y oriental, se observan zonas con tonalidades grises, que indican los aportes de material pelágico que han cubierto la textura rugosa del esparcimiento oceánico de la dorsal RR. No obstante, se distinguen tonalidades negras relativamente circulares que se asocian a la cima de los montes submarinos en donde existen pocos sedimentos.

Finalmente en la zona oriental, se observa al norte de ella, una intercalación de tonalidades grises a negras, lo que indica la perturbación del relieve batimétrico y la discontinuidad debida a la elevación MMR.

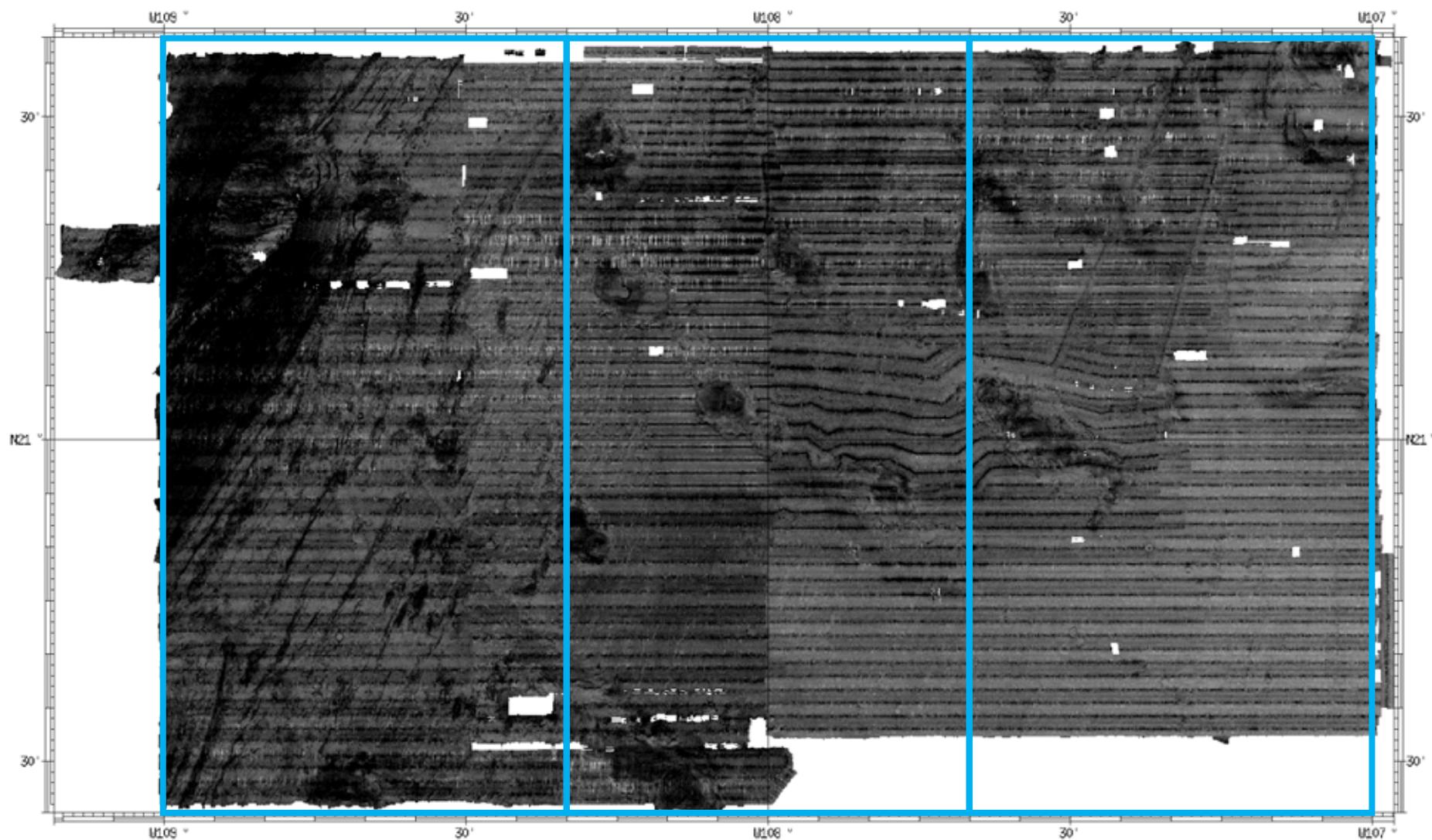


Figura 41. División del mapa de Backscatter del área central de la placa RIV en zona occidental (Izquierda) a zona oriental (derecha).

El resultado del análisis de las anomalías magnéticas permite identificar las alineaciones o isócronas magnéticas asociadas a la formación de corteza oceánica proveniente de la dorsal RR, así como también se identifican anomalías magnéticas correspondientes a otras estructuras geológicas (Figura 42). El rango de anomalía magnética presente en el área, se encuentra en general, entre los -400 nT a 380 nT. Las alineaciones magnéticas marcadas en línea negra continua en la carta magnética, son correlacionadas con la escala de tiempo de polaridad geomagnética de Cande and Kent [1995], para identificar las isócronas correspondientes en base a modelos magnéticos de esparcimiento oceánico de la placa RIV. También esta carta presenta anomalías magnéticas (marcadas en círculos amarillos) asociados a los montes submarinos registrados en la carta batimétrica, que pudieron haber sido creados durante o posterior a la formación de la corteza oceánica. Además, la carta muestra la anomalía asociada a la zona de contacto del escarpe correspondiente a la elevación MMR (marcada por zona sombreada amarilla); mientras que hay zonas donde las isócronas magnéticas son interrumpidas o desfasadas por la presencia de las cadenas de montes submarinos, particularmente los lineamientos que se encuentran más cercanos a la zona de la dorsal RR.

Para dar una mejor explicación del comportamiento de las anomalías magnéticas, se tomaron 6 perfiles con dirección W-E y se compararon con la batimetría para obtener una caracterización del esparcimiento oceánico (Figuras 43, 44 y 45) hasta la vecindad del escarpe de la elevación MMR.

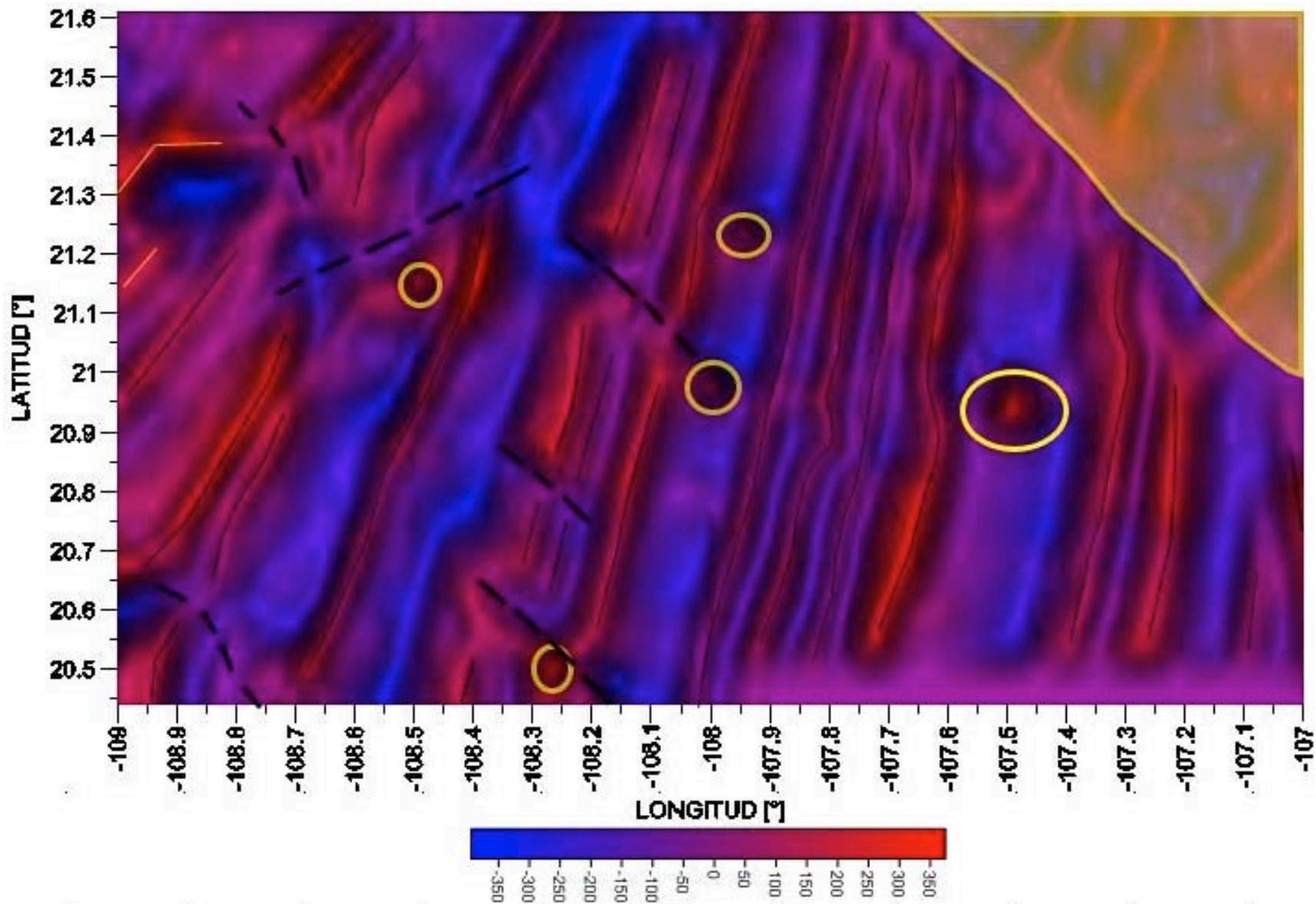


Figura 42. Mapa de anomalías magnéticas obtenidas por la corrección de efecto de rumbo.. Alineamientos magnéticos (Líneas negras delgada), anomalías circulares (Círculos amarillos) y discontinuidad por levantamiento MMR (Zona sombreada amarilla). Alineación de montes submarinos (Línea negra discontinua).

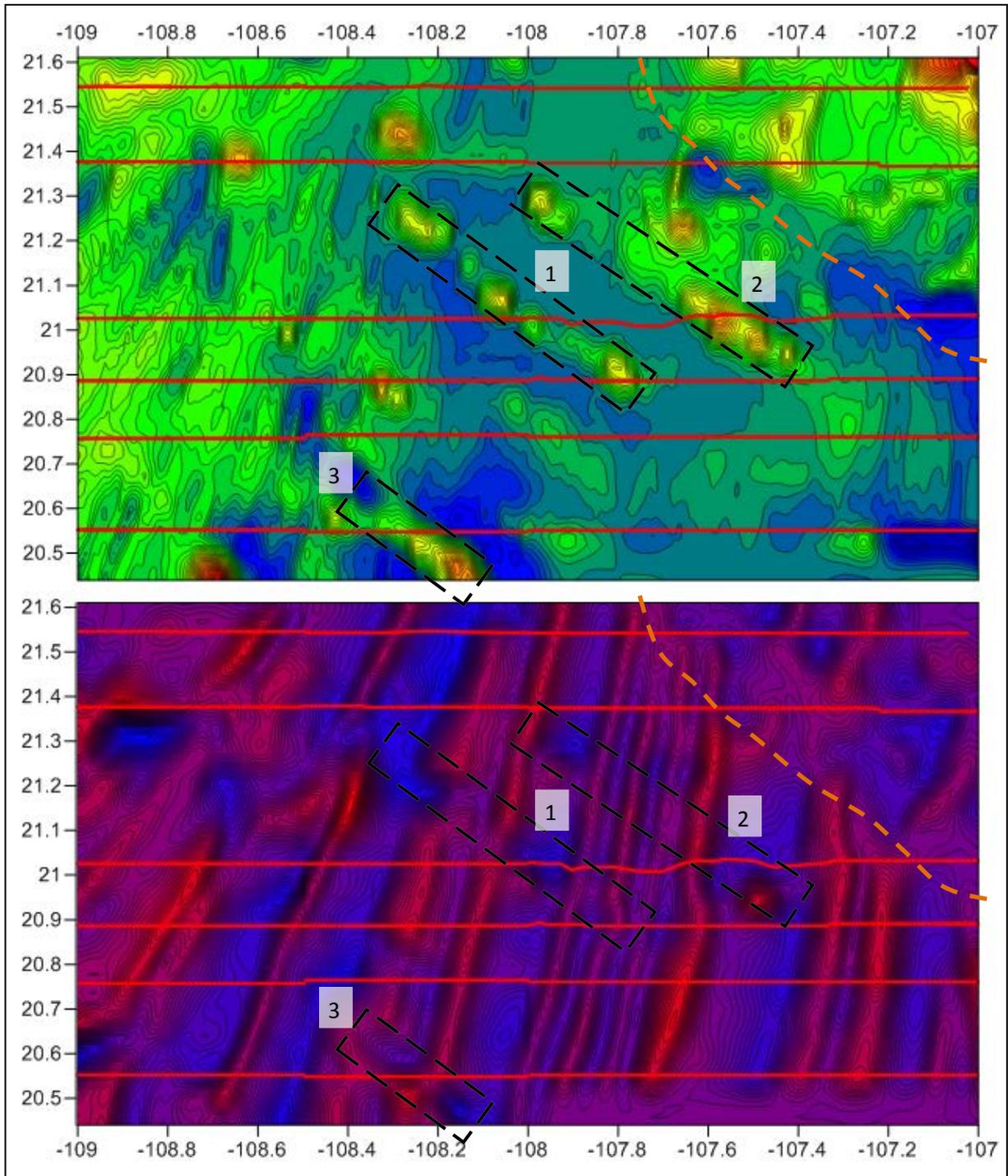


Figura 43. Ubicación de los seis perfiles seleccionados en línea continua roja. Arriba: Batimetría. Abajo: Magnetometría. Línea discontinua naranja marca el límite del inicio de la MMR. Línea discontinua negra enmarca la orientación de la cadena de montes submarinos y números definen la cantidad de cadenas.

La carta batimétrica y el mapa de anomalías magnéticas muestran varias cadenas de montes submarinos con dos características distintas: (a) para la cadena 1 y 3 (marcadas en la Figura 43), existe una similitud en cuanto a su asociación a las anomalías magnéticas, ya que las dos cadenas pasan entre las alineaciones magnéticas y tienen una discontinuidad en ellas, y solo una elevación en el relieve coincide con una anomalía alta observada en el perfil 4; y (b) en el caso de la cadena de montes 2, las alineaciones no son afectadas, indicando que estos montes fueron originados al mismo tiempo en que se formó la corteza oceánica. Sin embargo, el mapa de anomalías muestra una anomalía circular muy puntual que está asociada al grupo de montes en su extremo al SE de la cadena de montes submarinos, indicando que posiblemente este monte se formó posteriormente a la formación de corteza oceánica.

Por otro lado en la Figura 43, la línea discontinua en naranja, marca el límite del contacto entre la corteza continental de la MMR y del piso oceánico con la MMR. Este contacto se identifica tanto en la carta batimétrica así como en el mapa de anomalías magnéticas. La batimetría muestra que la orientación de la textura rugosa del piso oceánico es interrumpida y se eleva en forma de escarpe y que, al parecer, continúa al Noreste hacia las Islas Marías. Mientras que el mapa de anomalías magnéticas muestra esta discontinuidad en las isócronas donde su geometría cambia al oriente de la zona de estudio, formado de un gran bloque cortical que contiene los macizos de las Islas Marías con una orientación de NW a SE.

La Figura 44 muestra la batimetría y las anomalías magnéticas de los tres primeros perfiles a lo largo de una latitud específica (perfil 1 en 21°33'N, perfil 2 en 21°22'N y perfil 3 en 21°2'N) desde el occidente al oriente. Las gráficas sólo presentan secciones

desde los 710 km a los 900 km en una proyección UTM. Los valores de batimetría varían de los 2,000 m en la cima de los montes submarinos y hasta los 3,300 m en las zonas profundas. Además en el occidente, al inicio de los perfiles, el relieve del lecho marino presenta una superficie muy rugosa, y hacia el oriente, los perfiles presentan una batimetría del fondo con menos irregularidad. Algunas de estas secciones muestran las elevaciones de los montes submarinos. Además en estas secciones la mayor rugosidad esta entre los 710 km UTM a los 800 km UTM, lo que representa 90 km de longitud, en que la sedimentación aún es muy reducida. Mientras que las anomalías magnéticas tienen una variación suavizada en sus valores que van de los -350 nT a 300 nT.

La Figura 45 muestra los siguientes tres perfiles (perfil 4 en los 20°53.5'N, perfil 5 en 20°45.5'N y perfil 6 en 20°30'N), que generalizan las características físicas del piso oceánico en la zona sur del área de estudio. Las secciones muestran una rugosidad mayor al inicio de los perfiles; persistiendo en los perfiles 5 y 6 hasta los 825 km UTM dando una distancia de 115 km en que el piso oceánico tiene muy poca sedimentación, comparada con el lado oriental de los perfiles. El rango de los valores de batimetría es entre los 2,000 m a 3,400 m. Por otro lado, los valores de las anomalías magnéticas de los tres perfiles oscilan entre -350 nT y 300 nT.

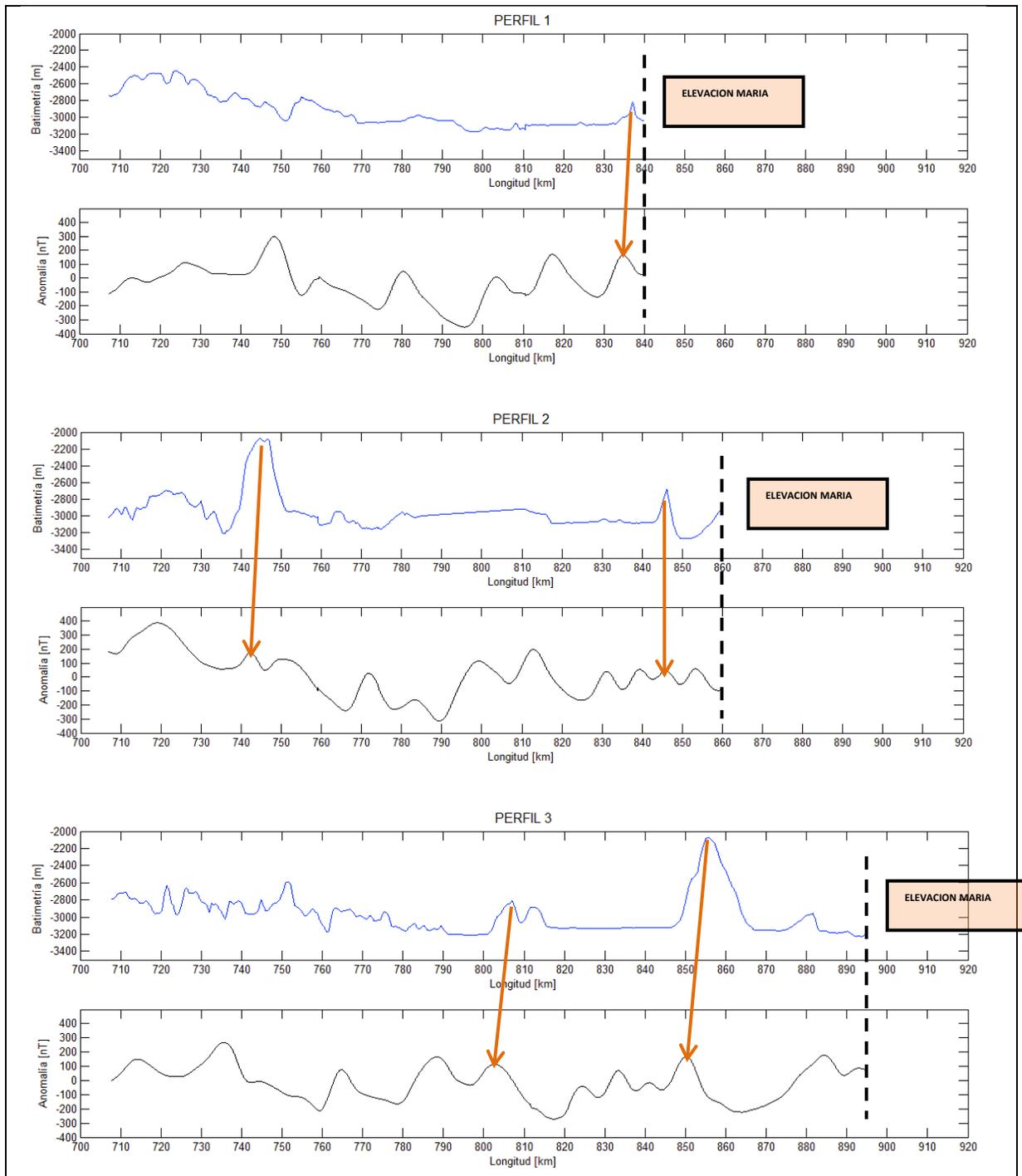


Figura 44. Correlación de los perfiles de batimetría y magnetometría. Perfiles del 1 al 3. Flecha naranja indica la elevación batimétrica correlacionada con una anomalía magnética.

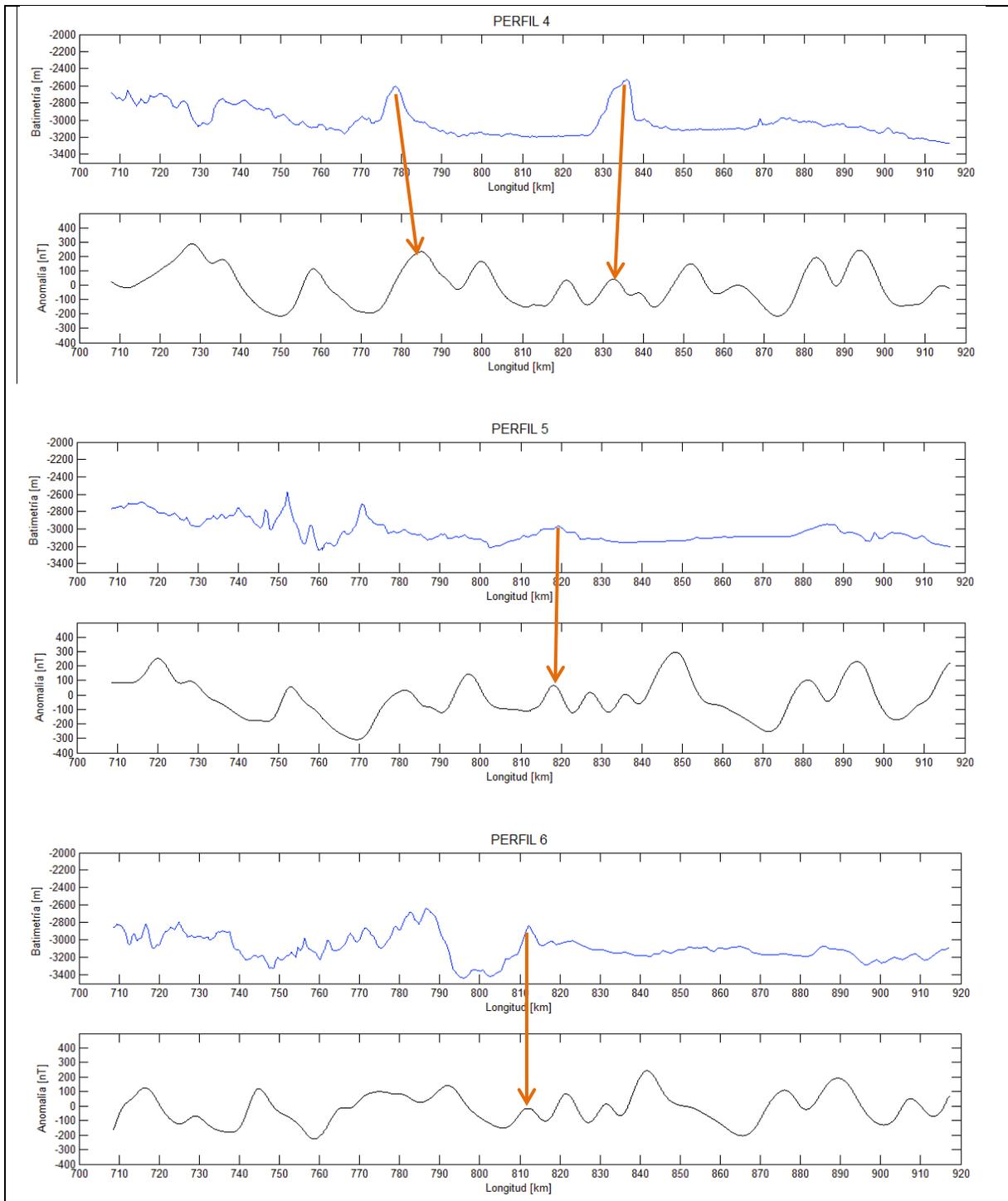


Figura 45. Correlación de los perfiles de batimetría y magnetometría. Perfiles del 4 al 6. Flecha naranja indica la elevación batimétrica correlacionada con una anomalía magnética.

Como podemos observar en la Figura 46, todas las anomalías magnéticas se correlacionan lateralmente permitiendo inferir la dirección de las isócronas marcadas en líneas negras continuas; así mismo, es posible identificar con mayor claridad, que existen anomalías que pertenecen a montes submarinos o a elevaciones en el terreno marcadas en círculos rojos; y por último, la línea azul discontinua, está asociada a la dorsal RR.

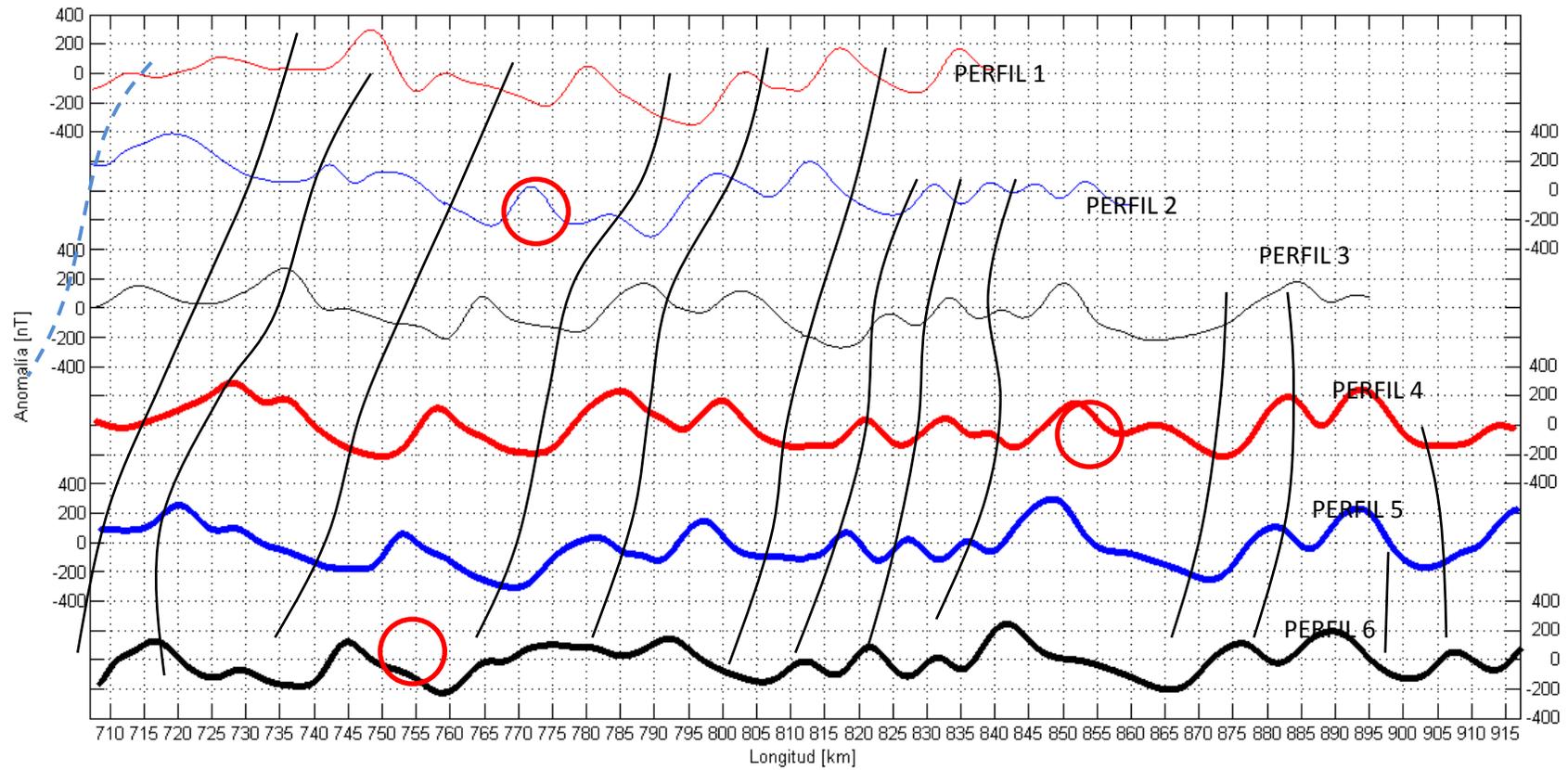


Figura 46. Correlación de perfiles de magnetometría. Inicio de los perfiles de norte a sur. Línea negra continua marca la dirección de la alineación magnética entre perfiles. Línea azul discontinua marca el efecto provocado por el eje de la dorsal RR.

Los modelos del esparcimiento oceánico en la dorsal RR, son calculados con el programa de Mendel, V; Munschy, M. and Sauter, D. [2004] del *Institut de Physique du Globe de Strasbourg*; tomando en cuenta diferentes límites de épocas, la tasa de esparcimiento específico para ese periodo, el espesor de la capa que contiene los materiales ferromagnesianos, la magnetización de los bloques a distancia de la dorsal, la dirección del esparcimiento, el azimut del perfil de los datos registrados, la inclinación y declinación magnética reciente (Figura 47). Para este modelo, el esparcimiento de una dorsal es considerado simétrico en ambos flancos de la misma. Los modelos calculados se muestran en la Figura 48.

SPREADING PARAMETERS				PROFILE CHARACTERISTICS	
Full spreading rate		Asymmetry		Axis jumps	
Limits of periods (Myr)	Spreading rate (km/Myr)	Limits of periods (Myr)	Percentage	Age (Myr)	Width (km)
0		0		0	0
1		1		0	0
2		2		0	0
3		3		0	0
4		4		0	0
5		5		0	0
6		6		0	0
7		7		0	0
Spreading direction (degrees to North)					
<input type="text"/>					
First point (km)		Last point (km)		Azimuth of the profile (degrees)	
<input type="text"/>		<input type="text"/>		<input type="text"/>	
Spacing between points (km) <input type="text"/>					
SOURCE LAYER CHARACTERISTICS					
Depth of the source layer (km) <input type="text" value="0.0"/>					
OR					
Bathymetric profile					
<input type="text" value="C:\"/>					
Age offset at distance 0 km <input type="text" value="0"/>					
<input type="checkbox"/> Extinct ridge <input type="checkbox"/> Seafloor deepening					
Thickness of the layer (km)	Magnetization of the blocks (A/m)		Contamination coefficient		
<input type="text"/>	On axis	Off axis	<input type="text"/>		
<input type="text"/>	<input type="text"/>	<input type="text"/>	<input type="text"/>		
MAGNETIC FIELD COMPONENTS					
Declination (degrees)			Inclination (degrees)		
<input type="text"/>			<input type="text"/>		

Figura 47. Diagrama de parámetros ingresados al programa MODMAG [Modificado de Mendel, V, 2004].

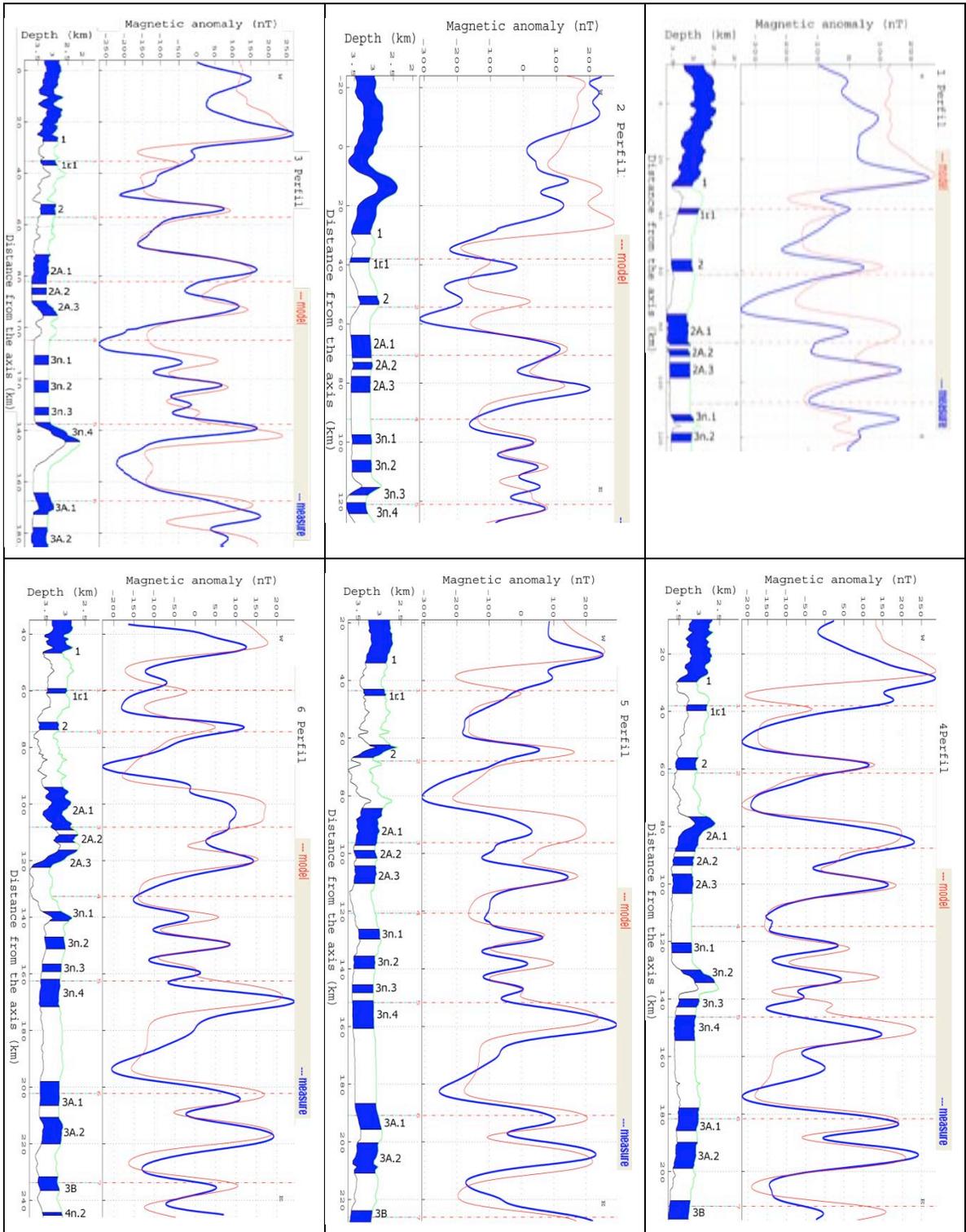


Figura 48. Modos matemáticos del comportamiento del espaciamiento magnético de los perfiles 1 al 6

Los parámetros promedio establecidos para los 6 perfiles son los siguientes:

1. Dirección del esparcimiento (Spreading direction): 105°
2. Magnetización de los bloques: ON AXIS – 18 A/m y OFF AXIS – 8.5 A/m
3. Dirección de los perfiles ingresados: preferencia W-E 90°
4. Declinación magnética: 8.03°
5. Inclinación magnética: 47.26°
6. Espesor de la capa magnetizada: 500 m

Los modelos calculados son comparados con las formas de las alineaciones (Figura 49), y finalmente, los lineamientos magnéticos son sintetizados en la Figura 50, en donde las alineaciones son identificadas con la nomenclatura de la escala geomagnética de polaridad de Cande and Kent [1996].

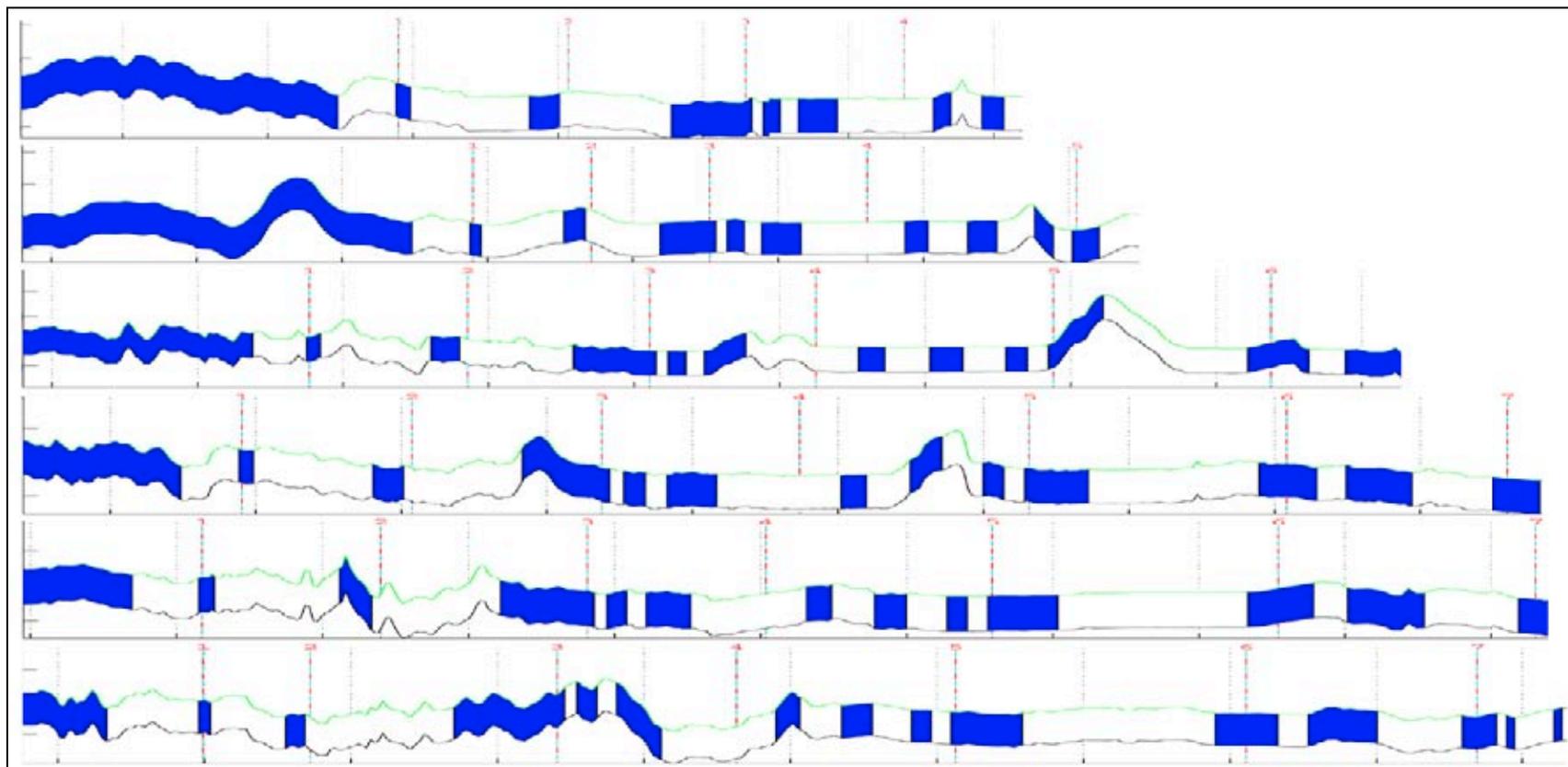


Figura 49. Modelos obtenidos del esparcimiento magmático de la dorsal RR

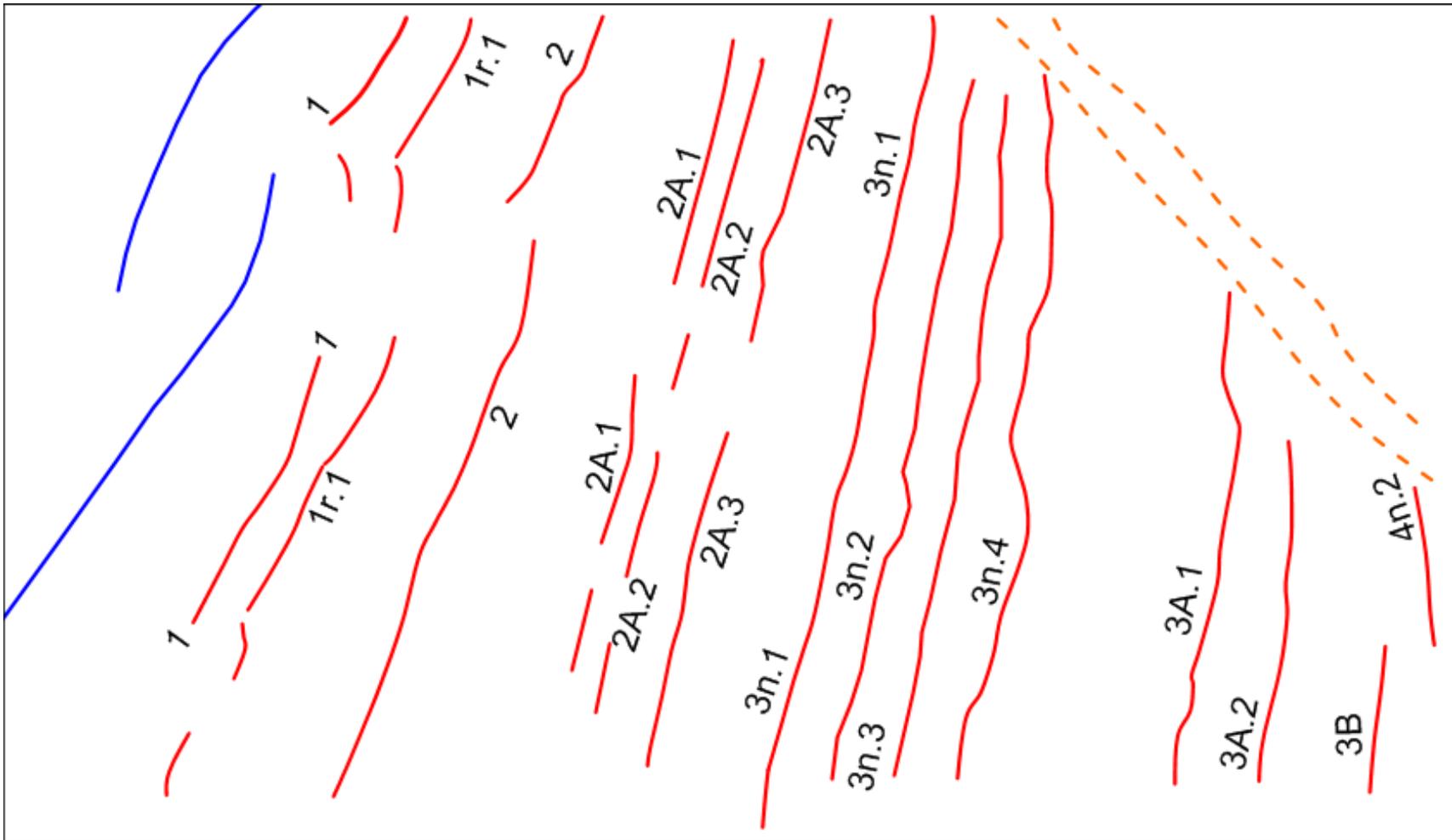


Figura 50. Mapa esquemático de las alineaciones magnéticas. Eje de la Dorsal RR en líneas azules y alineaciones magnéticas o isócronas en líneas rojas. Nombre de la isócrona en letras negras. Líneas naranjas discontinuas marca el límite de la elevación MMR.

El mapa anterior (Figura 50), muestra claramente las alineaciones magnéticas al entorno de la formación de la corteza oceánica por la dorsal RR, con sus pequeñas variaciones en orientación, debido a la evolución tectónica de la placa RIV y de la dorsal RR. La zona oriental, presenta alineaciones magnéticas continuas, correspondientes a las isócronas 3A.1 a la 3B, que abarcan el periodo de los 5.85 Ma y los 7 Ma respectivamente; mientras que las isócronas 2 a la 3n.4, abarcan la corteza oceánica en la zona media de edades entre 1.8 Ma a los 5.85 Ma. Las alineaciones en esta zona mantienen el paralelismo a la dorsal RR, con una pequeña diferencia en la orientación de la isócrona 2, que es donde inicia la última reorganización de la placa RIV. Este proceso de reorganización se identifica claramente en la zona occidental, entre la isócrona 1 y 2, de edades entre 0.78 y 1.8 Ma, donde la orientación de las isócronas cambia ligeramente en un periodo muy corto, como resultado del proceso evolutivo de la dorsal RR, y son marcados en la textura del piso oceánico como discontinuidades en los alineamientos magnéticos.

Al realizar el análisis estadístico del esparcimiento magmático en la dorsal RR (ANEXO 1), se puede sintetizar en una única gráfica (Figura 51), que permite identificar la formación de corteza oceánica a lo largo de la dorsal RR. Como se puede apreciar, se observa claramente el inicio y final de la última reorganización de la dorsal RR y el intervalo de aproximadamente 3 Ma (de la isócrona 1n a la 2An.3), con un esparcimiento magmático promedio de 45 mm/año y con un cambio de orientación de las alineaciones magnéticas en un intervalo de tiempo muy corto.

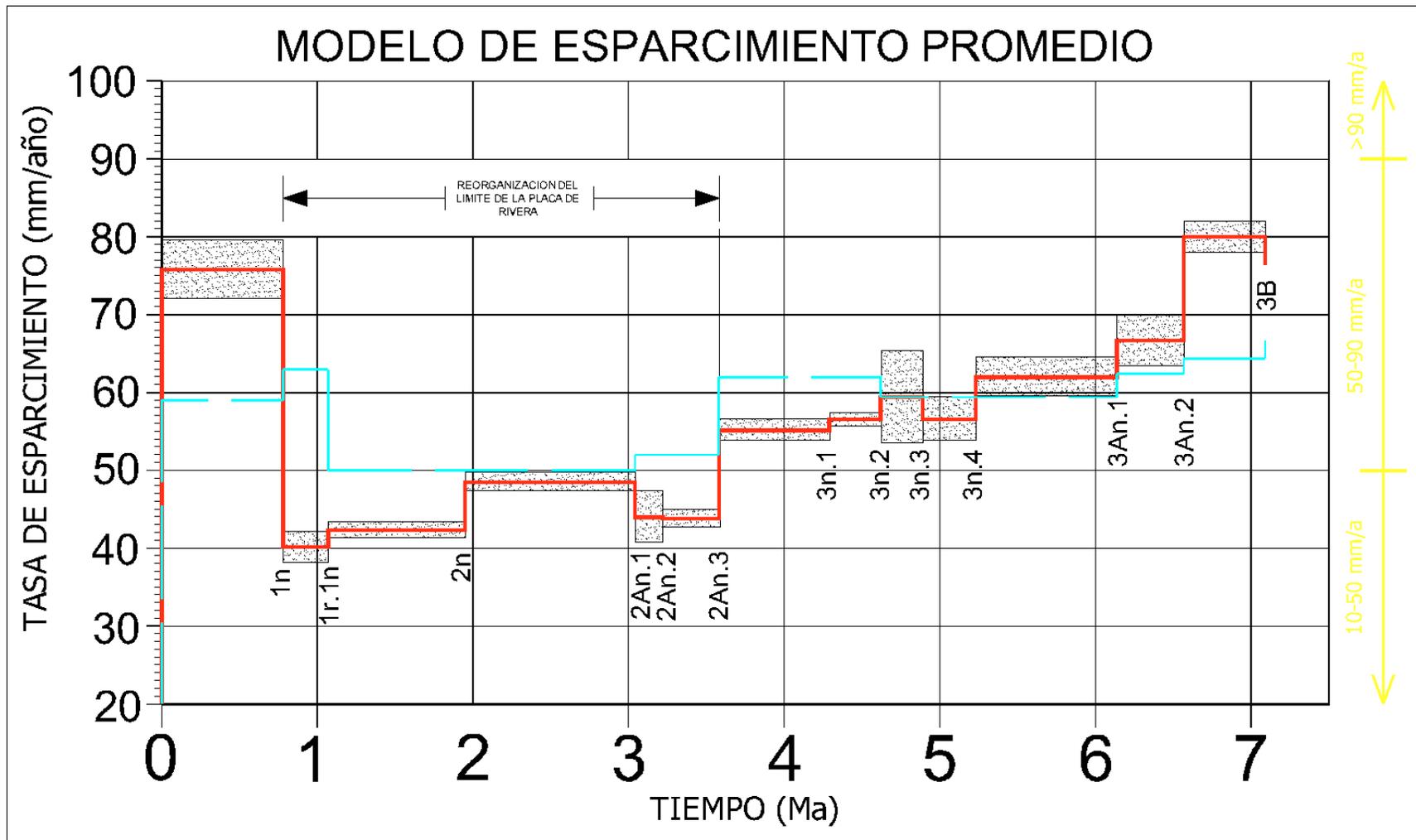


Figura 51. Diagrama del comportamiento del esparcimiento magmático de la dorsal RR conforme a los seis perfiles seleccionados (Línea roja continua). Modelo propuesto por DeMets and Traylen [2000] en línea azul discontinua. Parámetros de tasa de esparcimiento propuestos por MacDonals [1982] (Líneas y letras amarillas).

4.1. Síntesis de resultados

La síntesis de los resultados de batimetría multihaz, retrodispersión y magnetometría marina, se observan en los elementos magnético-geológico-tectónicos que se muestran en la Figura 52.

La principal característica del área de estudio, es la textura rugosa producto del proceso magmático sobre la dorsal RR, la cual domina a partir de la dorsal y hasta la isócrona 2A.1. El promedio de tasa de esparcimiento oceánico que podemos inferir para la dorsal a la isócrona 1 (0.78 Ma) es de 75.8 mm/año; mientras que de la isócrona 1 a la isócrona 2A.3 (0.78 a 3.580 Ma) es de 43.7 mm/año. Posterior a esta zona de rugosidad, la superficie se encuentra más suavizada y ésta comprende el periodo de las isócronas 2A.3 a 3n.4 (3.580 a 5.230 Ma) con una tasa de 56.9 mm/año, conservando un paralelismo entre las isócronas. Finalmente, en la zona oriental, el piso ya no presenta rugosidad entre las isócronas 3n.4 a 4n.2 (5.230 a 7.90 Ma), con un esparcimiento promedio de 69.5 mm/año. Por otro lado, el mapa esquemático de la Figura 52, muestra la discontinuidad de la textura oceánica con el escarpe de la elevación MMR y que interrumpe en la secuencia de las alineaciones magnéticas. En esta zona la geometría de las anomalías magnéticas no es simétrica; no obstante, una anomalía de valores bajos, marca el inicio de esta elevación. Los círculos amarillos representan las anomalías que se asocian a los montes submarinos

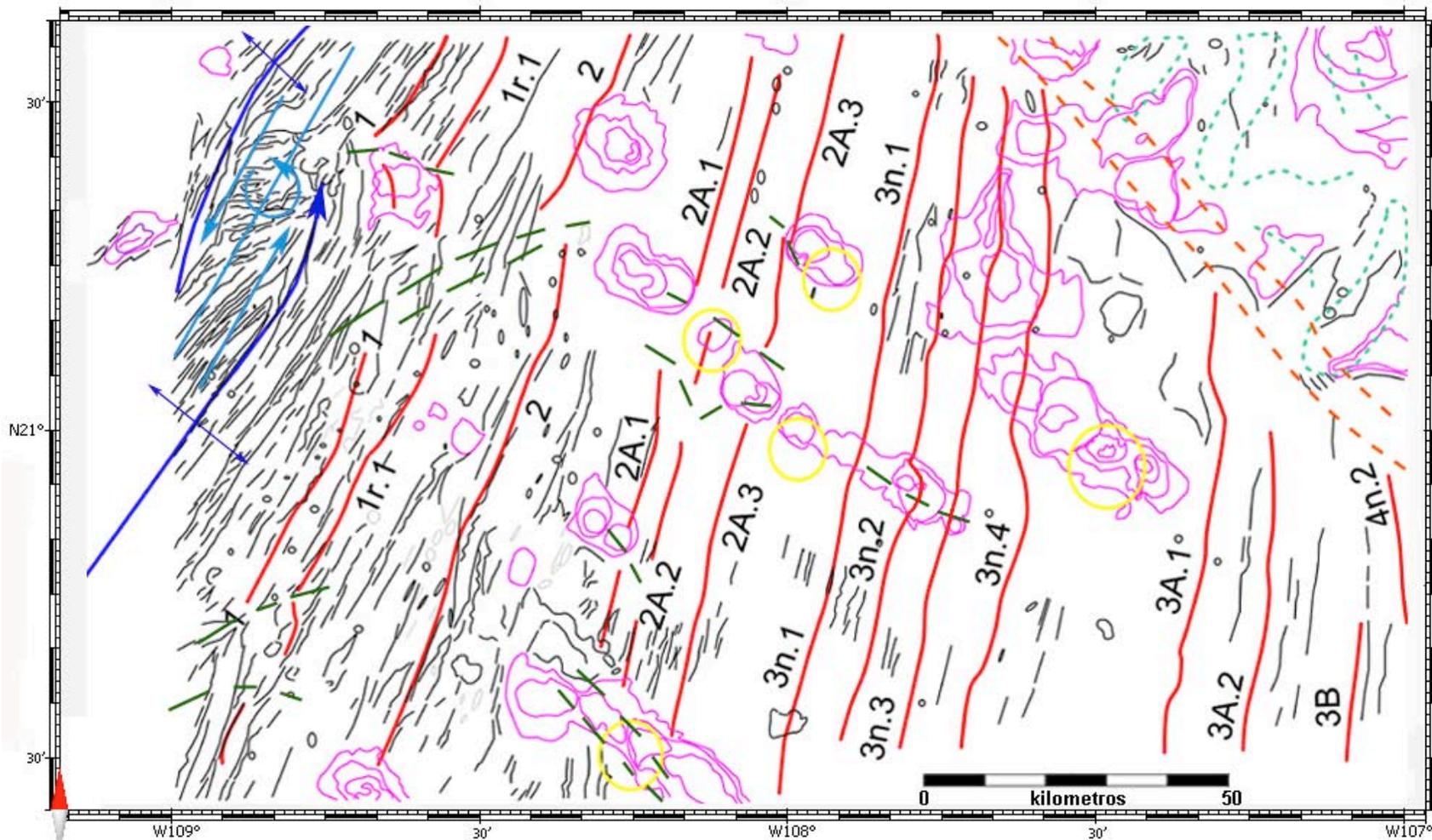


Figura 52. Interpretación de las principales estructuras y anomalías magnéticas en el área de estudio de forma esquemática. Rasgos de rugosidad en líneas negras continuas. Principales elevaciones batimétricas en línea continua rosa. Alineaciones magnéticas o isócronas en línea roja continua. Nombre de la isócrona en letras negras. Eje central de la dorsal RR en línea azul fuerte. Sentido del giro de la dorsal RR en línea azul claro. Zonas de discontinuidad de las alineaciones magnéticas en líneas discontinua verde. Anomalías de la elevación MMR en línea punteada azul. Zona de contacto con la elevación MMR en línea discontinua naranja. Anomalías montes submarinos en círculos amarillos.

En la Tabla 1 se puede observar el comportamiento de la evolución de la placa RIV en relación a la tasa de esparcimiento magmático de la dorsal RR. Comparativamente con otros autores [Lonsdale, 1990; DeMets and Traylen, 2000], las tasas son ligeramente superiores.

PERIODO ISOCRONA	TASA DE ESPARCIMIENTO [mm/año]	EDAD [Ma]	DIFERENCIA TIEMPO [Ma]	DISTANCIA [km]	DISTANCIA ACUMULATIVA [km]
0 - 1	75.80	0.7818	0.7818	30.1558	30.1558
1 - 1r.1 (J)	40.15	1.0733	0.2915	10.0352	40.1910
1r.1 (J) - 2	42.33	1.9535	0.8802	19.1804	59.3714
2 - 2A.1	48.50	3.0448	1.0913	26.1223	85.4937
2A.1 - 2A.2	44.00	3.2226	0.1778	4.2233	89.7170
2A.2 - 2A.3	43.83	3.5865	0.3639	8.5368	98.2538
2A.3 - 3n.1	55.17	4.2932	0.7067	18.3900	116.6438
3n.1 - 3n.2	56.60	4.6193	0.3261	9.5254	126.1692
3n.2 - 3n.3	59.40	4.8959	0.2766	8.4053	134.5745
3n.3 - 3n.4	56.60	5.2376	0.3417	10.2303	144.8047
3n.4 - 3A.1	62.00	6.1357	0.8981	31.4597	176.2644
3A.1 - 3A.2	66.67	6.5738	0.4381	11.2973	187.5616
3A.2 - 3B	80.00	7.0925	0.5187	17.6520	205.2136

Tabla 1. Resultados estadísticos de la evolución tectónica de la placa RIV y de la dorsal RR en relación a la tasa de esparcimiento. Zona sombreada es la última reorganización de la dorsal RR. Isócrona a la que le pertenece la edad en letras resaltadas. Números resaltados representan la tasa de esparcimiento oceánico durante el periodo de la última reorganización de la dorsal RR.

5. DISCUSION

La historia tectónica de la placa RIV se encuentra sujeta a su relación con las placas NAM y PAC y a los reajustes y contribuciones magmáticas de la dorsal EPR. Además, es necesario precisar la evolución tectónica de la placa RIV, siendo la más reciente la de las placas oceánicas en el océano Pacífico. Es indispensable obtener su configuración en el tiempo e identificar su geomorfología. Para ello, varios investigadores han propuesto diferentes procesos en la evolución de la 1placa RIV y la dorsal RR [Atwater, 1970; Mammerickx and Kitgord, 1982; Lonsdale, 1995; DeMets and Traylen, 2000]. Después de ser identificadas las alineaciones magnéticas que representan los diferentes eventos de formación de corteza oceánica debido al esparcimiento magmático de la dorsal RR, con los resultados obtenidos del levantamiento geofísico marino de este estudio, se logra distinguir la secuencia de las isócronas magnéticas, en donde la placa RIV se formó durante el Mioceno Tardío asociado a la anomalía 5 (Figura 3B). El trabajo de Mammerickx and Klitgord [1986] identifica la etapa final del reacomodo de la placa RIV (Figura 5) con un propagador, argumentando que es, entre los 6.5 y 3.5 Ma, pero sin poder definir la ubicación del propagador.

No obstante, Lonsdale [1995] propone que las alineaciones observadas en la placa RIV tienen una edad menor a los 10 Ma y guardan la misma orientación a la dorsal RR, con sus diversas deformaciones durante su rápida evolución. También menciona, que el propagador de la dorsal RR tuvo su desplazamiento a su actual posición, a partir de los 5 Ma (Figura 6).

Consistente con este trabajo, se observa que el propagador tiene una orientación N-S, provocando cambios en la geometría de las alineaciones magnéticas, así como el fracturamiento y desplazamiento en diversos puntos a lo largo de la dorsal RR, dando una mayor exactitud en la evolución tectónica de la placa RIV y el tiempo de su última reorganización, entre las isócronas 1r.1n y 2An.3 (entre los 1 y 3.5 Ma). DeMets and Traylen [2000] mencionan que el comienzo de la tectónica de la placa RIV, tuvo lugar poco después de los 9.92 Ma (Figura 53); por tal motivo, se toman como base para este estudio.

Partiendo del modelo propuesto por DeMets and Traylen [2000], en donde hay un cambio en la configuración de las dorsales RR y EPR segmentadas por la fractura de Clarion, alrededor de los 9.92 Ma (Figura 53), hacia el inicio de la formación del propagador que conformó la dorsal RR a los 7.9 Ma.

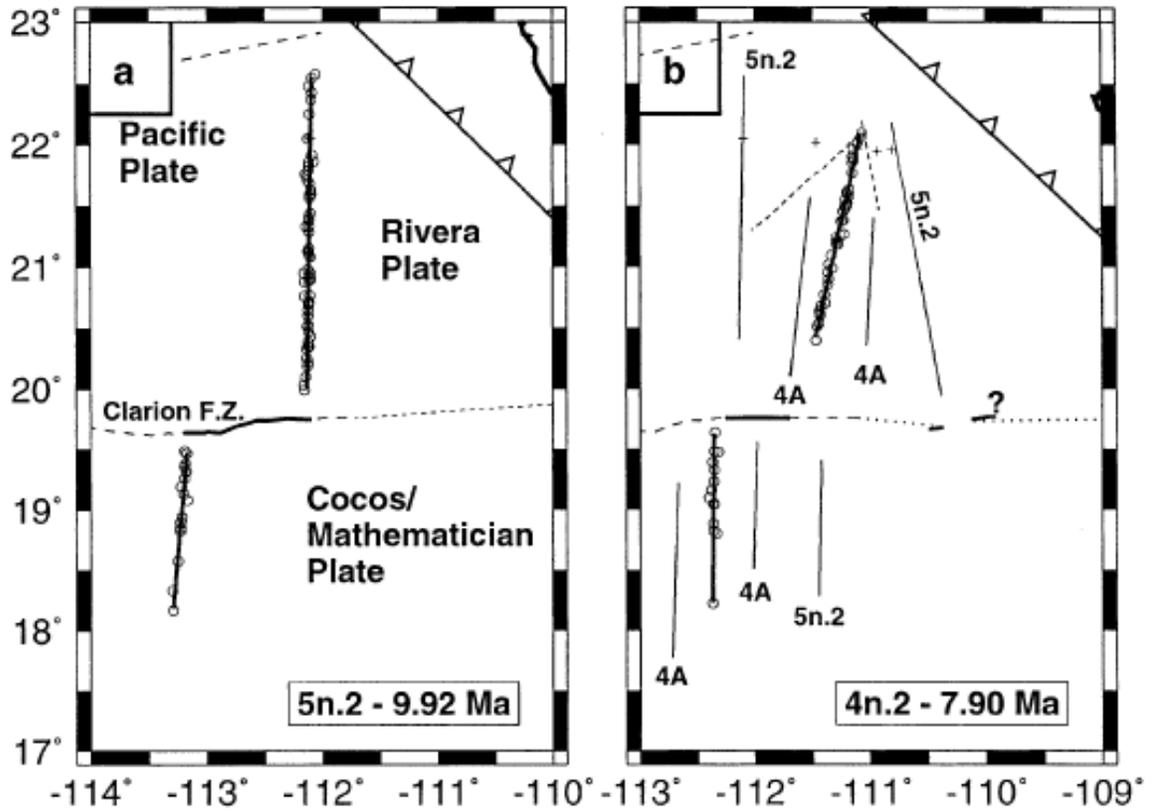


Figura 53. Modelo esquemático del inicio de la última configuración de la dorsal EPR [Tomado de DeMets and Traylen, 2000].

La Figura 54 muestra la zona central de la placa RIV en forma esquemática a los 7.9 Ma, integrada con las interpretaciones realizada por Lonsdale [1990], DeMets and Traylen [2000], y los datos obtenidos en este estudio. A partir de este esquema, la evolución tectónica presenta 7 diferentes etapas evolutivas: (1) entre 7.90 Ma y 6.57 Ma; (2) entre 6.57 Ma y 5.23 Ma; (3) entre 5.23 Ma y 4.29 Ma; (4) entre 4.29 Ma y 3.58 Ma; (5) entre 3.58 Ma y 3.04 Ma; (6) entre 3.04 Ma y 1.95 Ma; y finalmente (7) entre 1.95 Ma y 0 Ma. Además se considera que el inicio del propagador es en la isócrona 4A (9,025 Ma).

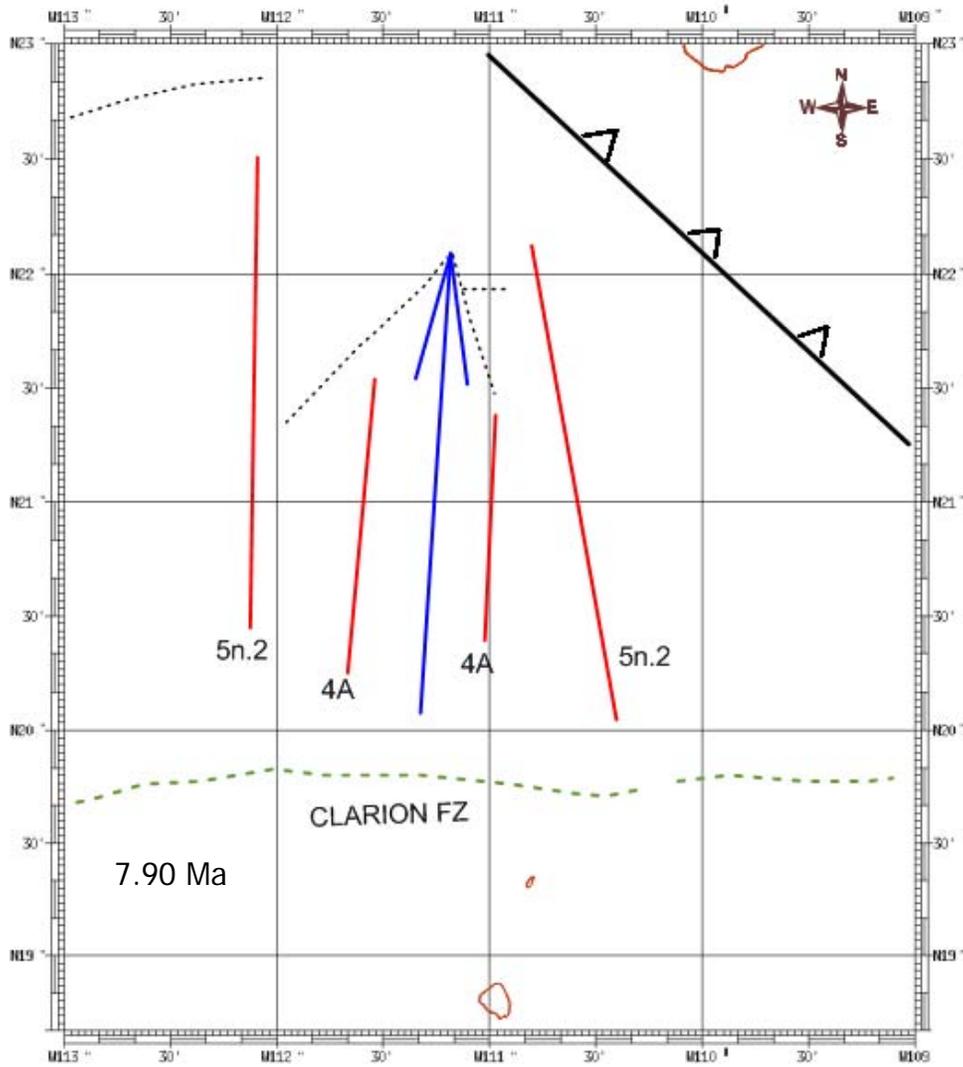


Figura 54. Esquema de evolución tectónica a los 7.90 Ma. En líneas rojas se indican las isócronas presentes. Flecha azul el eje del propagador. Línea negra punteada la apertura del propagador. Línea negra con triángulos indican el límite de la Trincheras MAT. Línea naranja el límite de costa.

5.1. Entre 7.90 Ma – 6.57 Ma

El esquema de la Figura 55 muestra el inicio de subducción de la trinchera MAT con la extensión del propagador de la dorsal PAC-RIV, así como, el desplazamiento del eje del propagador hacia el Este. Cabe mencionar que la dorsal PAC-RIV es un segmento de propagación único que saltó al norte por la falla que marcó el límite sur de la placa Magdalena, y al sur, por la zona de fractura CLRT [Lonsdale, 1995; DeMets and Traylen, 2000]. Además, en este periodo la dorsal comienza a tener un desplazamiento hacia el Este, con una pequeña rotación dextral CW “Clockwise” sobre el propagador RIV. Al sur de la zona de fractura CLRT se encuentra la microplaca Mathematica MTH “Mathematician Plate”, formada poco antes de este periodo (4 Ma antes) por el propagador que conformaba la dorsal EPR.

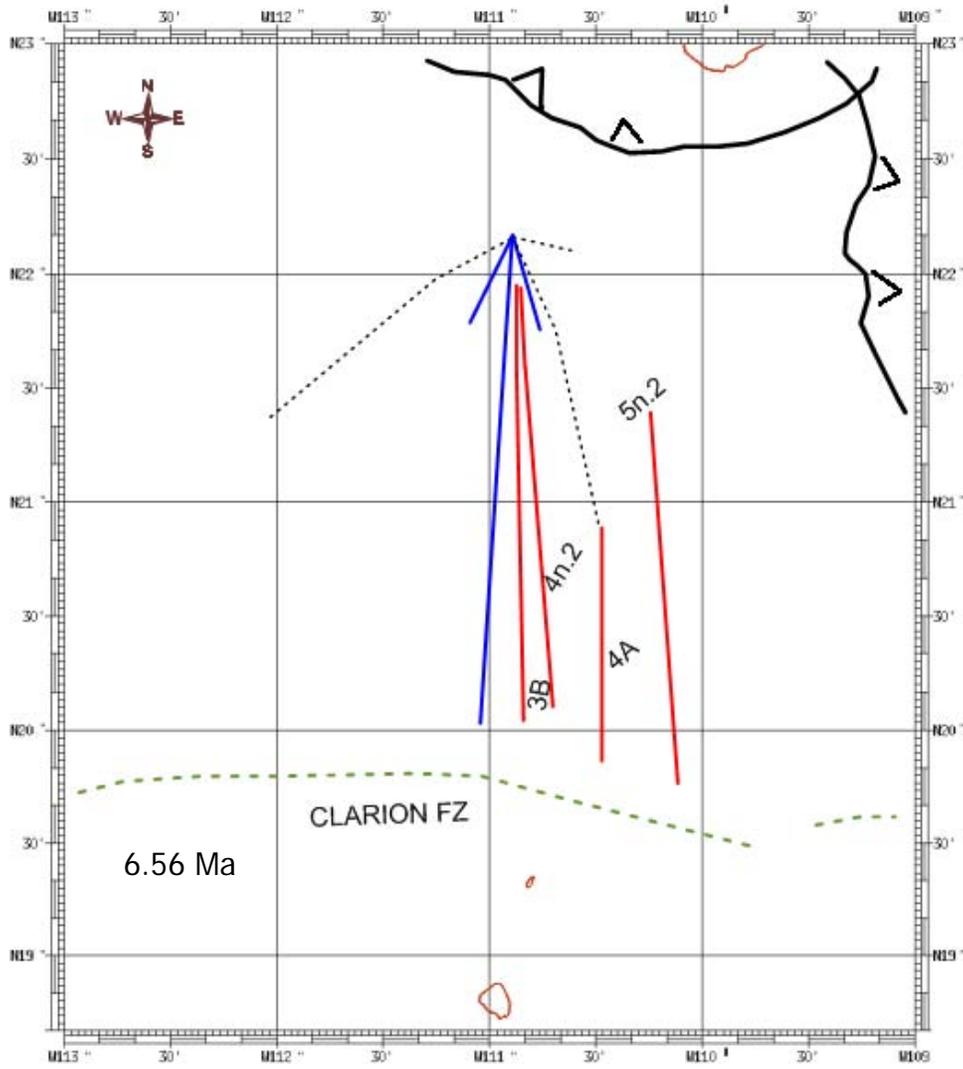


Figura 55. Esquema de evolución tectónica a los 6.76 Ma.

5.2. Entre 6.57 Ma – 5.23 Ma

El esquema de la Figura 56, indica que el eje del propagador continuó su desplazamiento hacia Este, con la misma rotación dextral pero sin mayor alteración en la evolución del esparcimiento oceánico, ya que se observa que la distancia entre alineaciones es casi constante, pero con un pequeño reajuste en la dirección de las isócronas 3An.1 a 3An.2 en el Mioceno Tardío. También el eje de la dorsal PAC-RIV tiene discontinuidades. Un poco antes de los 5 Ma, el propagador RIV entra en contacto con la corteza continental y separa un fragmento de Baja California, denominado elevación María Magdalena MMR, el cual tiene su eje central orientado NE-SW y con desplazamiento al SE [Lonsdale, 1995]. El desplazamiento del propagador queda evidenciado por la alta resolución de los datos magnéticos marinos que permitieron observar la continuidad de las isócronas y su paralelismo, dando mayor precisión en la ubicación de las isócronas en la parte central de la placa RIV.

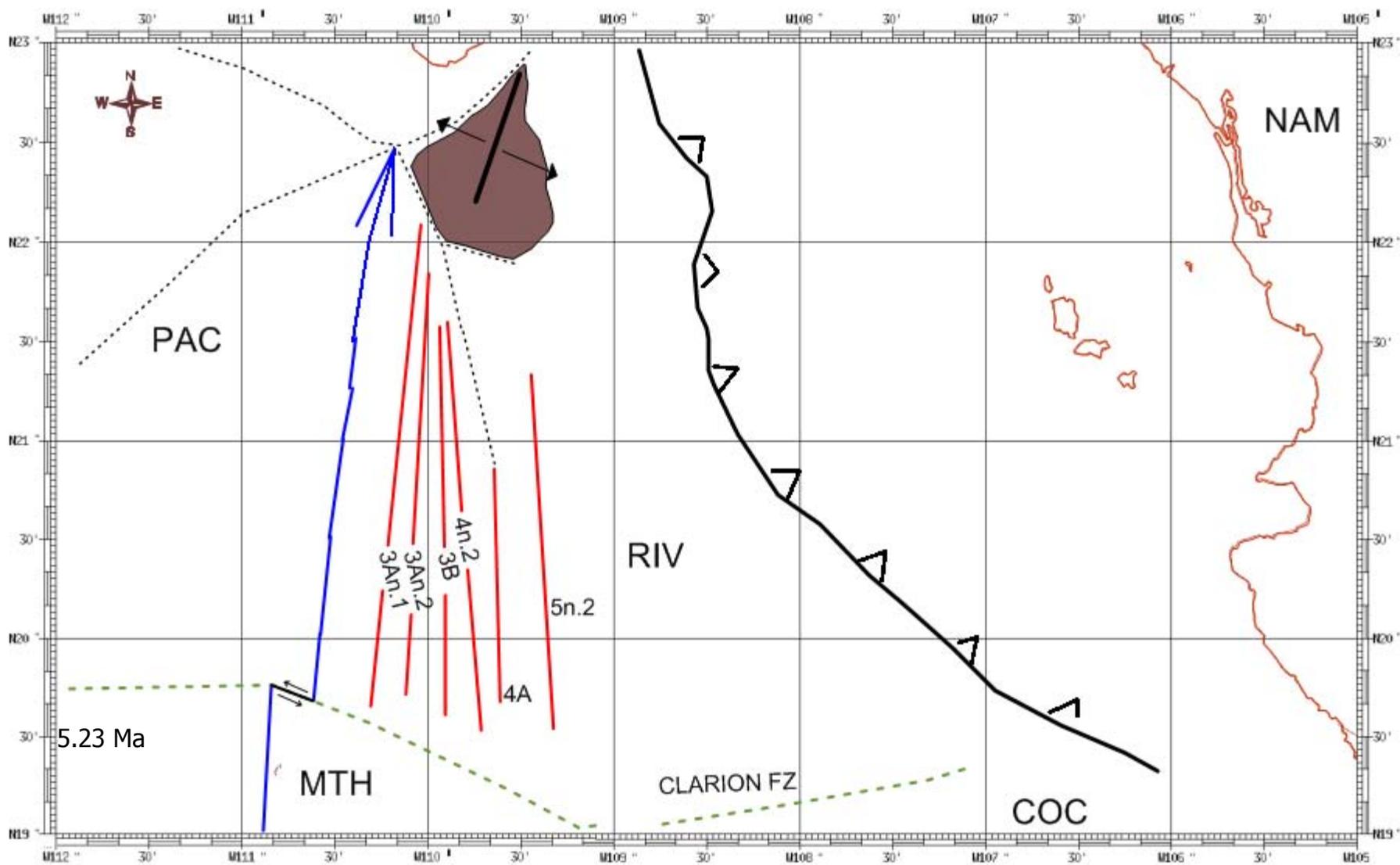


Figura 56. Esquema de evolución tectónica a los 5.23 Ma.

5.3. Entre 5.23 Ma – 4.29 Ma

La Figura 57 esquematiza el desplazamiento del propagador RIV hacia el Este y las discontinuidades a lo largo de la dorsal RR en 3 sitios, los cuales no alteran la geometría de las alineaciones magnéticas; sin embargo, existe una cadena de montes submarinos que pudieran haberse formado entre las isócronas 3n.2 a la 3n.4. La elevación MMR se desplaza con la misma orientación y se acerca más a la Trinchera MAT, sin sufrir cambios significativos. En este periodo, entre las 3n.4 y 3n.1, el propagador comienza a orientarse con un giro CW. La tasa de esparcimiento de este periodo (Tabla 1) se mantiene estable.

Debido al lento esparcimiento del propagador y el giro CW, el propagador aumento su extensión desde el Oeste y hasta la zona meridional de la dorsal RR, lo que requirió de la formación y alargamiento de una falla transformante de corta separación para conectar los dos ejes de esparcimiento oceánico [DeMets and Traylen, 2000].

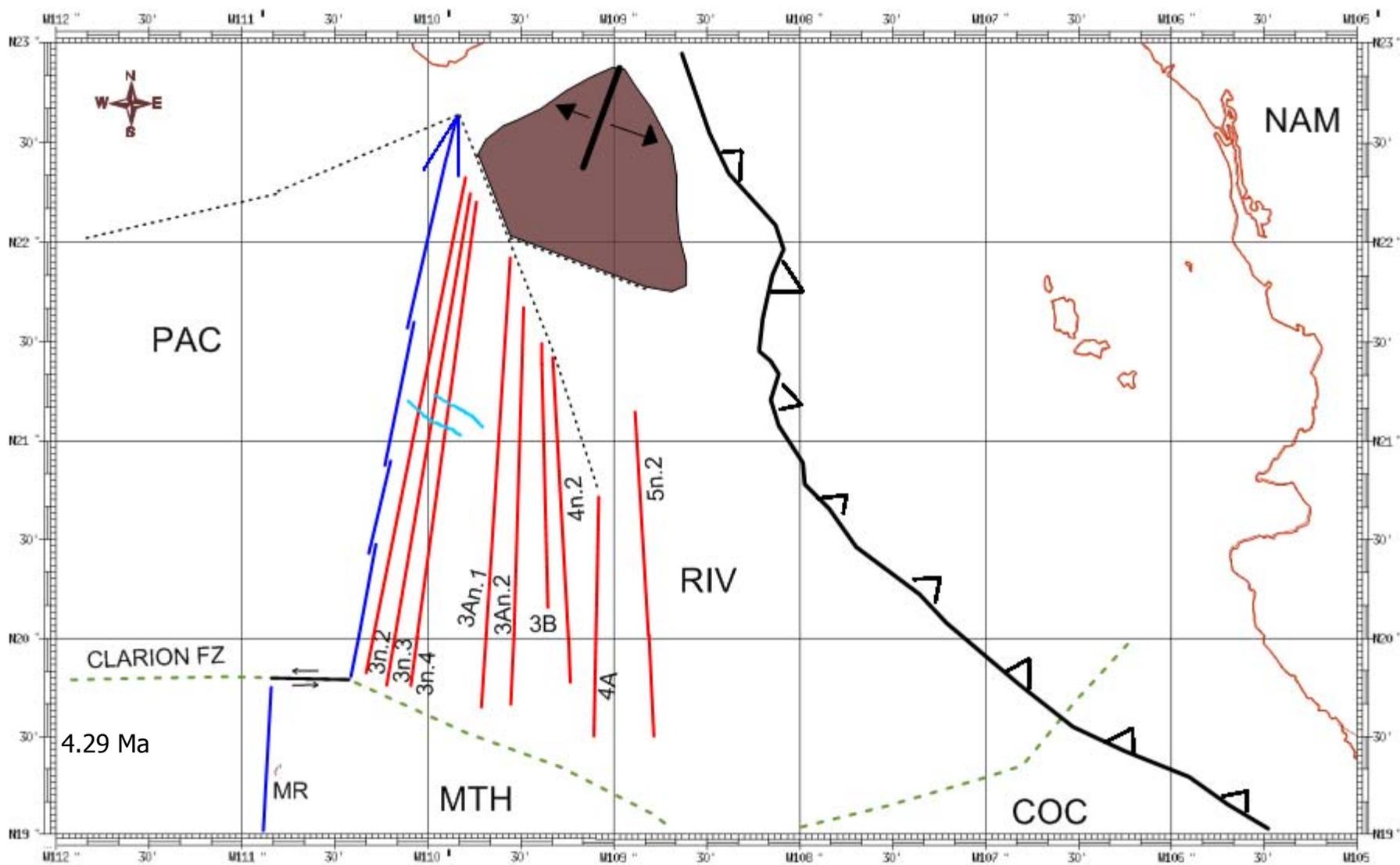


Figura 57. Esquema de evolución tectónica a los 4.29 Ma.

5.4. Entre 4.29 Ma – 3.58 Ma

En este periodo la elevación MMR continua su desplazamiento en sentido SE, permitiendo el paso del propagador al norte, lo que da como origen a que las nuevas alineaciones magnéticas generadas a partir de este periodo, se extienda también hacia el norte. La elevación MMR sufre fracturamiento, debido a que dejó de extenderse así como también, comienza a desplazarse al límite de la trinchera MAT (Figura 58).

El propagador conecta prácticamente con el bloque de Baja California, así como también se observan, que las zonas de discontinuidades del propagador comienzan a separarse. El avance al norte del propagador RIV promueve el inicio de un rift de apertura en la zona [Lonsdale, 1990; DeMets and Traylen, 2000]. También es posible evidenciar al sur del propagador RIV y junto a la Transformada CLRT, que es un segmento de la dorsal EPR que queda abandonado, así como también, la dorsal Matemática MR “Mathematician Ridge” [Handschumacher, 1976; Mammerickx and Naar, 1988].

Es importante notar que este es el periodo en el que da inicio la última reorganización de la dorsal RR y la placa RIV, justo en la isócrona 2An.3, observado en el modelo de esparcimiento de la Figura 54; se ve que el esparcimiento oceánico disminuye a un promedio de 44 mm/año y en la Tabla 1, vemos que dará comienzo a un intercambio de eventos entre el tipo de densidad del material magmático; sin embargo, se mantiene constante, por lo que, el proceso de compresión de las placas adyacentes a la placa RIV se mantiene constante a partir de este periodo. RIV [Lonsdale, 1995].

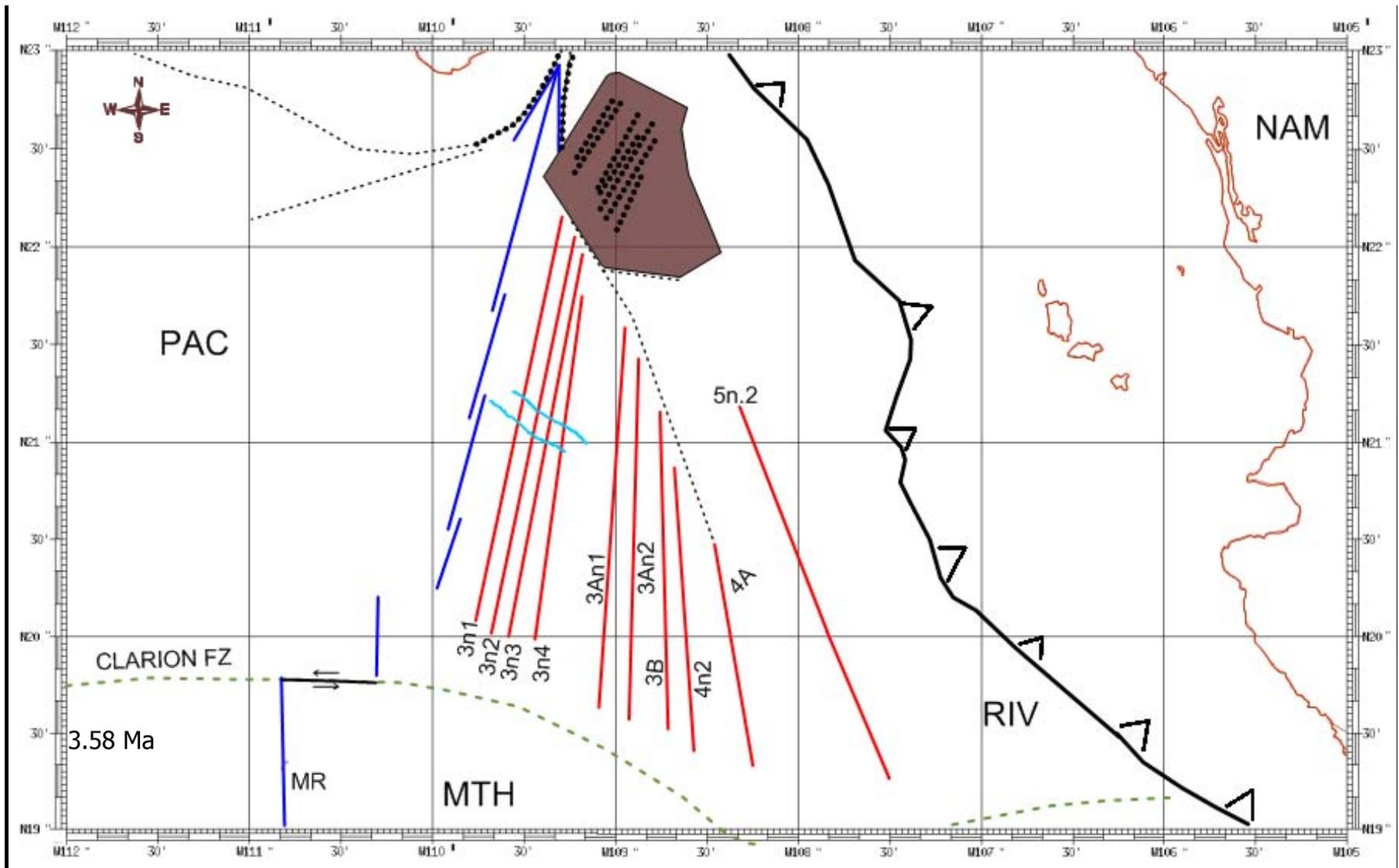


Figura 58. Esquema de evolución tectónica a los 3.58 Ma.

5.5. Entre 3.58 Ma – 3.04 Ma

Es en este periodo en el que el propagador RIV vuelve a tener una migración hacia el Este, entre las alineaciones magnéticas 2An.3 a 2n.1, y comienza a tener una extensión hacia el Norte, debido a que la elevación MMR ya se encuentra muy alejado como para influenciar en las alineaciones, además el rift tiene una mayor apertura (Figura 59). Hasta este punto es apenas la mitad del periodo de la última reorganización de la dorsal RR, y se observa que ya no existe conexión alguna al sur con la dorsal EPR así como con la dorsal MR, que queda completamente inactiva. Surgen nuevas cadenas de montes submarinos, que a diferencia de la primera, estas afectan el registro de la isócronas y podemos inferirlo a la reorganización de la dorsal, ya que existen torsiones a lo largo de ella, lo que genera fallamientos perpendiculares. La transformada RT aparece como parte de la separación de la Fractura CLRT y la rotación de la placa RIV y, que a su vez, separa al sur del propagador RIV una sección de esta. No obstante, la cinemática a la que está expuesta la dorsal RR y la placa RIV, el paralelismo de las isócronas indica que no hubo una rotación significativa sobre la placa RIV, solo sufre de migración hacia la zona de la trinchera MAT.

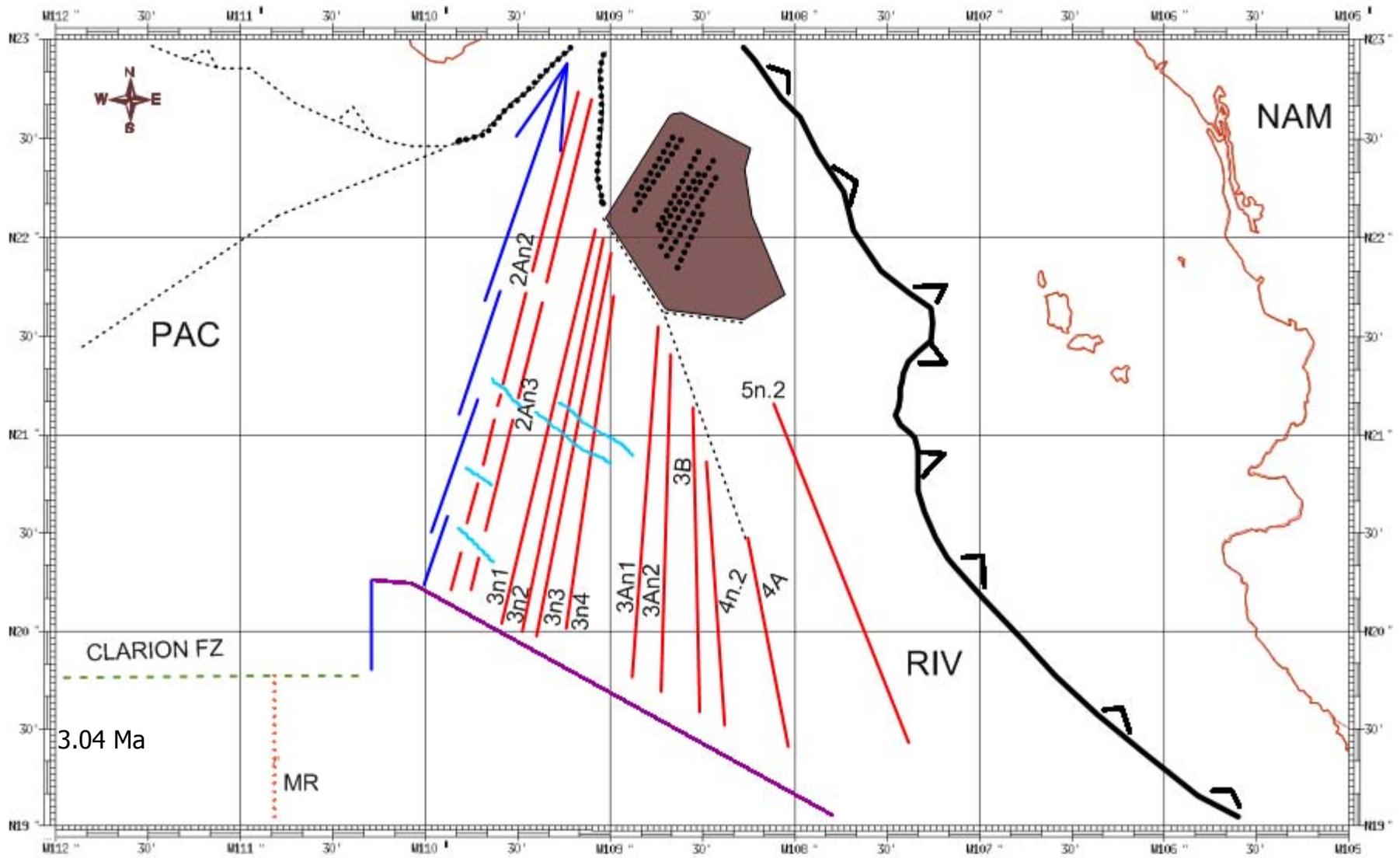


Figura 59. Esquema de evolución tectónica a los 3.04 Ma.

5.6. Entre 3.04 Ma – 1.95 Ma

En la Figura 60 se ilustra el periodo en el que el propagador RIV continúa su avance hacia el Norte dando, mayor apertura al rift y desplazando la elevación MMR hacia el SE. Las isócronas 2A.3 a 2A.1 se ven afectadas por discontinuidades de la dorsal RR y se denota por la contribución magmática en la cadena de montes submarinos que alteran la geometría de las alineaciones magnéticas. La tasa de esparcimiento oceánico continuó con un promedio de 44 mm/año de piso oceánico hasta los 2.2 Ma. La zona que quedó abandonada al sur del propagador RIV, por encima de la transformada CLRT queda completamente inactiva. La evidencia de la anomalía 2, poco después de los 2.5 Ma, indica que el propagador comienza a sufrir un giro dextral importante, en que el propagador tiende a cambiar de posición.

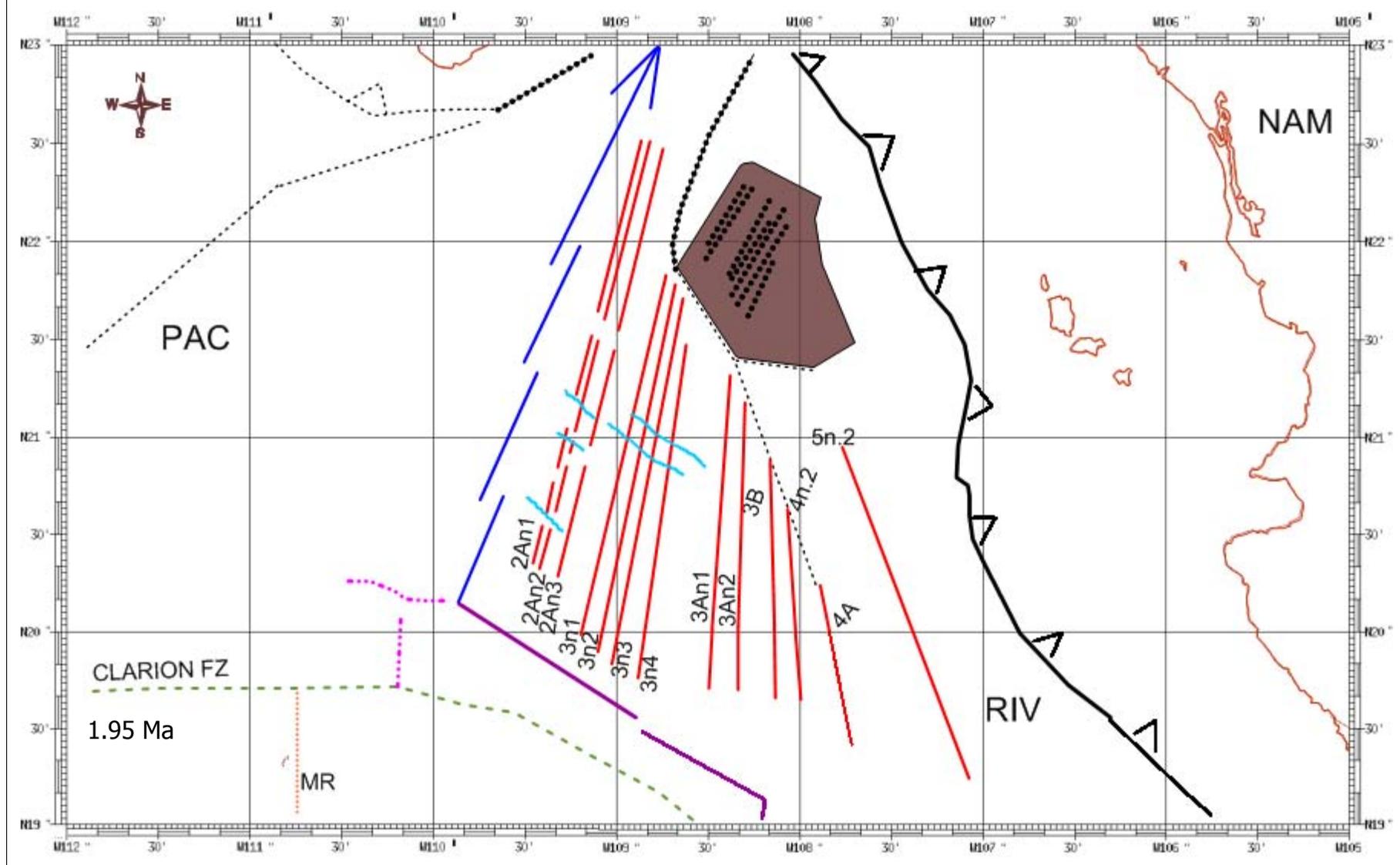


Figura 60. Esquema de evolución tectónica a los 1.95 Ma.

5.7. Entre 1.95 Ma – 0 Ma

Último periodo evolutivo de la dorsal RIV y la placa RIV, se observar que en este periodo, la isócrona 1r.1 o J, mantiene la tasa de esparcimiento oceánico promedio de 44 mm/año y que varias zonas de Overlapping interrumpen la continuidad de la dorsal RR a partir de la isócrona 1n (0.78 Ma). La transformada RT mantiene la configuración actual (Figura 61). Por otro lado, la textura del piso oceánico muestra el patrón de discontinuidades de la dorsal RR.

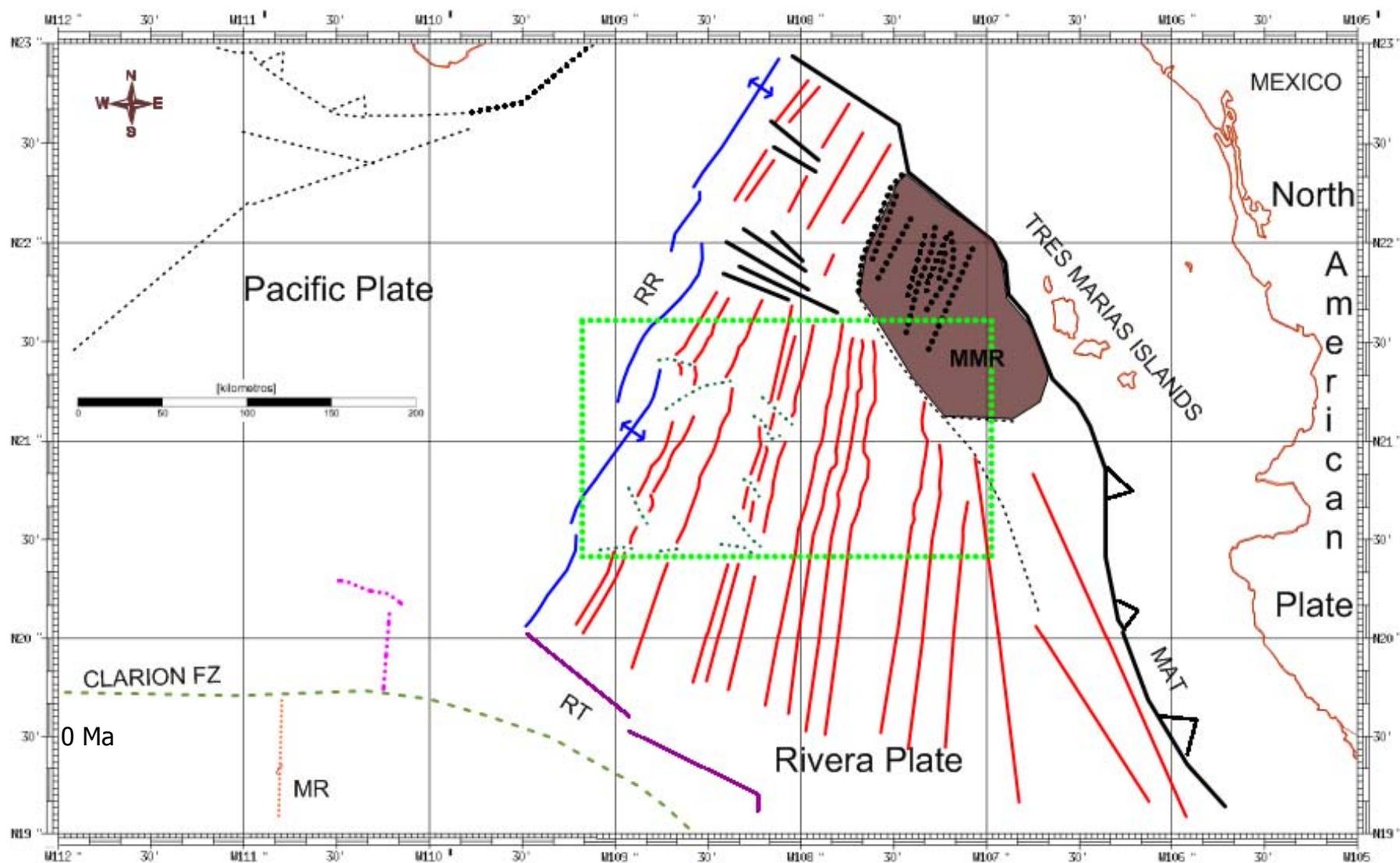


Figura 61. Esquema de evolución tectónica a los 0 Ma. Línea verde claro discontinua enmarca el área de estudio. Líneas verdes discontinuas marcan las zonas de fractura y discontinuidad en las alineaciones magnéticas. RR. Dorsal de Rivera. RT. Transformada de Rivera. MAT. Trinchera Mesoamericana. MMR. Elevación María Magdalena. Clarión FZ. Zona de Fractura Clarión.

6. CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos de los datos de batimetría multihaz y magnetometría marina de las siete campañas oceanográficas sobre la región central de la placa RIV, permiten evidenciar la evolución tectónica de la placa RIV y la dorsal RR, por medio de la textura del piso oceánico, así como, de las anomalías magnéticas adquiridas durante la formación de corteza oceánica.

Esta evolución tectónica es reconstruida en las 7 etapas propuestas a partir de los 111°N y hasta su actual posición, lo que da como resultado un desplazamiento de 300 km en 10 Ma.

Los rasgos del lecho marino son detectados por los datos de batimetría multihaz que permiten concluir que, la formación de corteza oceánica ha tenido diversos periodos de esparcimiento oceánico provenientes de la dorsal RR y que han dejado evidencia en la placa RIV.

Conforme el esparcimiento oceánico es más antiguo, los rasgos texturales del lecho marino son cubiertos por sedimentos pelágicos que dan una textura mas suavizada en el relieve batimétrico, que queda reflejado en la zona oriental del área de estudio; mientras que en la zona occidental, en los flancos de la dorsal RR, la textura se vuelve completamente rugosa, resultado que permite concluir que el propagador RR continua formando corteza oceánica con una tasa de esparcimiento oceánico media de 75.80 mm/año a partir de la dorsal y hasta la isócrona 1 (0.78 Ma) con una longitud de 30 km de esparcimiento oceánico reciente.

Las cadenas de montes submarinos mantienen una orientación general NW-SE con pequeños cambios angulares en esta orientación, lo que permite concluir que la placa RIV ha tenido rotaciones por la interacción con las placas adyacentes a ella, así como también el propagador ha sido afectado, siendo las zonas de discontinuidad lo marca este hecho.

Estas discontinuidades se observan a partir de la isócrona 1r.1 (1.07 Ma) y hasta la isócrona 2A.3 (3.58 Ma) periodo en el cual, la placa RIV y la dorsal RR tuvieron un rápido esparcimiento evolutivo y el propagador comenzó su desplazamiento hacia al Norte, a su actual posición.

Por otro lado, las anomalías magnéticas denotan que la evolución tectónica de la placa RIV tuvo lugar hace aproximadamente 10 Ma, siendo la isócrona 5n.2 la que marca el inicio de este proceso durante el Mioceno Tardío, afirmando que no existe mas evidencia que permita inferir que dicha evolución tectónica tuviera lugar en algún periodo más antiguo.

Las isócronas mantienen un comportamiento casi paralelo al eje de la dorsal RR y su propagador, con diferencias en su continuidad y longitud; por lo que, la extrapolación de estas isócronas hacia el sur y norte de la zona de estudio, se toma como valida para realizar una modelación congruente sobre la evolución tectónica.

Las isócronas que se encuentran al oriente del área de estudio, pierden esta continuidad debido al bloque de la elevación MMR que marca una discontinuidad, que posiblemente sea producto de un propagador que quedó inactivo posterior a su separación de la dorsal RR [Lonsdale, 1990].

Las isócronas identificadas en este estudio tienen similitud con las propuestas por DeMets and Traylen [2000]; no obstante, es posible identificarlas con mayor exactitud por la alta resolución de los datos magnéticos obtenidos en las campañas oceanográficas. Este hecho queda comprobado con la identificación de la anomalía magnética asociada a la isócrona 3n.3 (~4.8 Ma), que no había sido identificada en trabajos previos.

I. REFERENCIAS

Atwater, T., 1970, Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America, *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 3513-3536, December.

Bandy, W., 1992, Geological and geophysical investigation of the Rivera-Cocos plate boundary: Implications for plate fragmentation, *Ph. D Thesis*, Texas A&M University, College Station, TX.

Bandy, W. Michaud, F., Mortera, C. A., 2010, The Mid-Rivera-Transform Discordance: Morphology and tectonic Development, *Pure and Applied Geophysics*, August.

Bandy, W. L., Kostoglodov, V. V., Mortera, C. A., 1998, Comment on "Relative motions of the Pacific, Rivera, North American and Cocos plates since 0.78 Ma" by Charles DeMets and Douglas S. Wilson, *Journal of Geophysical Research*, v. 103, No. B10, p. 24,245-24,250, October 10.

Bandy, W. L., Kostoglodov, V., Mortera, C. A., 1998, Southwest migration of the instantaneous Rivera-Pacific Euler pole since 0.78 Ma, *Geofísica Internacional*, v. 37, No. 3, p. 153-169, June 8,

Bartels, J., 1957, The technique of scaling indices K and Q of geomagnetic activity, *Annual Int. Geophysical Year*, 4.

Batiza, R., White, J., 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., Scrutton, R. A., Edwards, R. A., Whitmarsh, R. B., 1996, Marine Magnetic Data Processing In Equatorial Regions Off Ghana, *Geophysical Journal International*, 125 (1).

Bullard E. C., Mason, R. G., 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., Kent, D. V.**, 1995, Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, No. B4, p. 6093-6095, April 10.
- Choukroune, P., Francheteau, J., Henikian, R.**, 1984, Tectonics of the East Pacific Rise near 132° 50' N: a submersible study, *Earth Planet. Sci. Lett.*
- Davis, T. N., Sugiura, M.**, 1966, Auroral electrojet activity index AE and its Universal Time variations, *Journal Geophysical Research*, 71.
- DeMets, C., Wilson, D. S.**, 1997, Relative motion of the Pacific, Rivera, North American, and Cocos plates since 0.78 Ma, *Journal of Geophysical Research*, v. 102, No. B2, p. 2789-2806, February 10.
- DeMets, C., Traylen, S.**, 2000, Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle, *Tectonophysics*, 318, 119-159.
- DeMets, C., Wilson, D.S**, 1998, Reply, *Journal of Geophysical Research*, v. 103, No. B10, p. 24,251-24,256, October 10.
- DeMets, C., Stein, S.**, 1990, Present-day Kinematics of the Rivera Plate and Implications for Tectonics in Southwestern Mexico, *Journal of Geophysical Research*, v. 95, No. B13, p. 21,931-21948, December 10.
- GEOMETRICS, INC.**, 1995, G-856 and G-877 Memori.MagTM, Proton Precession Magnetometer, *MANUAL FRL OPERADOR*.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L.**, 2005, Pretrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, No. 3, p. 227-283.
- Handschumacher, D.**, 1976, Post-Eocene Plate Tectonocs of the Eastern Pacific, *American Geophysical Union*, v. 19, p. 177-202.
- Hernández-Ordoñez R., Vélez-Arteaga E., Arango-Galván C., Cifuentes-Nava G., 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*.
- Klitgord, K., Mammerickx, J.**, 1982, Northern East Pacific Rise: Magnetic Anomaly and Bathymetric Framework, *Journal of Geophysical Research*, v. 87, No. B8, p. 6725-6750, August 10.
- Lonsdale, P.**, 1995, Segmentation and Disruption of the East Pacific Rise in the Mouth of the Gulf of California, *Marine Geophysical Researches*, 17, p. 323-359, October 14.

- Loredana, P., De Franceschi, G.**, 1998, Solar, ionospheric and geomagnetic indices, *Annali di geofísica*, v. 41, No. 5- 6.
- Luhr, F. J., Nelson, S. A., Allan, J. F.**, 1985, Active rifting in southwestern Mexico: Manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump, *The Geological Society of America*, v. 13, p. 54-57, January.
- Macdonald, K. C.**, 1982, Mid-oceanic ridges: fine scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone, *Annual Review of Earth Planet, Sciences*.
- Macdonald, K. C., Fox, P. J.**, 1988, A new view of the mid-ocean ridge from the behavior of ridge-axis discontinuities, *Nature*, v. 335, p. 217-325, September.
- Macdonald, K. C., Sempere, J.**, 1986, Reply: The Debate Concerning Overlapping Spreading Center and Mid-Ocean Ridge Processes, *Journal of Geophysical Research*, v. 91, No. B10, p. 10,501-10,511, September 10.
- Madsen, J., Fornari, D. J., Margo, H. E.**, 1992, Kinematic Framework of the Cocos-Pacific plate boundary from 13°N to the Orozco Transform Fault: Results from an extensive magnetic and Seamarc II Survey, *Journal of Geophysical Research*, v. 97, No. B5, p. 7011-7024, May 10.
- Mammerickx, J., Klitgord, K. D.**, 1982, Northern East Pacific Rise: Evolution From 25 m.y. B.P. to the Present, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 87, No. B8, p. 6751-6759, August 10.
- Mammerickx, J., Naar, D. F., Tyce, R. L.**, 1988, The mathematician Paleoplate, *Journal of Geophysical Research*, v. 93, No. B4, p. 3025-3040, April 10.
- Marqu ez Az ua, B.**, 2006, Sistema modelador tridimensional del desplazamiento Tectónico en México, *Tecnológico de Monterrey*.
- Medwin, H., Clay, C. S.**, 1998, Fundamentals of Acoustical Oceanography, *Academic Press, San Diego, CA*.
- Michaud, F., Royer, J-Y, Bourgois, J.**, 1997, The Rivera fracture zone revisited, *Elsevier*, v. 137, p. 207-225, November 20.
- Michaud F., J. Royer, J. Bourgois, J. Dymont, T. Calmus, W. Bandy, M. Sosson, C. Mortera-Gutiérrez, B. Sichler, M. Rebolledo-Viera, and B. Pontoise (2006) Oceanicridge subduction vs. slab break off: Plate tectonic evolution along the Baja California Sur continental margin since 15 Ma, *Geology*, 34(1) 13–16.
- 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>

Nixon, G., 2012, The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere, *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, No. 6, p. 514-523, June 14.

Pardo, M., Suárez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implication, *Journal of Geophysical Research*, v. 100, No. B7, p. 12,357-12,373, July.

Bandy, W., 1992, Geological and geophysical investigation of the Rivera-Cocos plate boundary: Implications for plate fragmentation, *Ph. D Thesis*, Texas A&M University, College Station, TX

Ponce, F., 2009, Caracterización Acústica del relieve batimétrico de los diapiros salinos profundos de la sonda de Campeche del Golfo de México, *Tesis Licenciatura*, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, MEX.

Sempere, J., MacDonald, K. C., 1986, Overlapping Spreading centers: implications from crack growth simulation by the displacement discontinuity method, *Tectonics*, v. 5, No. 1, p. 151-163, February.

Spiess, F. N., MacDonald, K. C., Atwater, T., 1980, East Pacific Rise: Hot Springs and Geophysical Experiments, *SCIENCE*, v. 207, No. 4438, p. 1421-1433, 28 March.

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

Stock, J. M., Lee, J., 1994. Do microplates in subduction zones leave a geological record?, *Tectonics*, v. 13, No. 6, p. 1472-1487, December.

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

Valle, S., 2011. Perfiles Sísmicos de Alta resolución y magnéticos del lecho marino dentro del polígono Oriental del Golfo de México. *Tesis Licenciatura*, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, MEX.

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

Whitmarsh, R. B., Jones, M. T., 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/dst/dir/index.html>

Wortel, R., Cloetingh, S., 1982, A Mechanism for Fragmentation of Oceanic Plates, *American Association of Petroleum Geologists*, p. 793-801.

