



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA**

**CARACTERÍSTICAS GEOFÍSICAS DE LOS MONTES
SUBMARINOS UTILIZANDO DATOS DE BATIMETRÍA MULTIHAZ Y
MAGNÉTICOS MARINOS.**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO ACADÉMICO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS
GEOLOGÍA MARINA

PRESENTA:

ELIZABETH ANDROMEDA PÉREZ GONZÁLEZ

TUTOR PRINCIPAL:

DR. CARLOS ÁNGEL Q. MORTERA GUTIÉRREZ
Instituto de Geofísica, UNAM

COMITÉ TUTOR:

DR. JOAQUÍN EDUARDO AGUAYO CAMARGO
Facultad de Ingeniería, UNAM

DR. WILLIAM LEE BADCY
Instituto de Geofísica, UNAM

DR. GERARDO SUAREZ REYNOSO
Instituto de Geofísica, UNAM

DR. VLADIMIR KOSTOGLODOV
Instituto de Geofísica, UNAM

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., JUNIO, 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



**CARACTERÍSTICAS GEOFÍSICAS DE LOS MONTES
SUBMARINOS UTILIZANDO DATOS DE BATIMETRÍA MULTIHAZ Y
MAGNÉTICOS MARINOS.**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:
**MAESTRA EN CIENCIAS
GEOLOGÍA MARINA**

PRESENTA:
ELIZABETH ANDROMEDA PÉREZ GONZÁLEZ

TUTOR PRINCIPAL:
DR. CARLOS ÁNGEL Q. MORTERA GUTIÉRREZ
Instituto de Geofísica, UNAM

COMITÉ TUTOR:
DR. JOAQUÍN EDUARDO AGUAYO CAMARGO
Facultad de Ingeniería, UNAM

DR. WILLIAM LEE BADCY
Instituto de Geofísica, UNAM

DR. GERARDO SUAREZ REYNOSO
Instituto de Geofísica, UNAM

DR. VLADIMIR KOSTOGLODOV
Instituto de Geofísica, UNAM

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., JUNIO, 2019

AGRADECIMIENTOS

Expreso mis más sinceros agradecimientos:

A la UNAM por ser la institución que me ha forjado en un ser humano de bien, y que ha sentado las bases de mi formación profesional y académica, brindándome conocimientos invaluableles en todos los aspectos de mi vida, pasando desde la Escuela Nacional Preparatoria No. 5, la Facultad de Ciencias, el Instituto de Geofísica y ahora que termina mi etapa en el Posgrado de Ciencias del Mar y Limnología, en donde he podido ampliar mis conocimientos para poder servir mejor a mi país.

A la beca otorgado por CONACYT (No. de becario: 299176) para la realización de mis estudios durante la maestría en el posgrado de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM. Al financiamiento de los proyectos UNAM-DGAPA-PAPIIT con número IN115613-3 y al Consorcio de Investigación del Golfo de México (CIGoM) con el financiamiento de CONACYT-SENER Hidrocarburos 201441, en el Laboratorio Universitario de Cartografía Oceánica (LUCO) para el término de esta investigación.

A la Coordinación Académica de Buques Oceanográficos (CABO) y al programa UNAM-CABO por el tiempo de buque asignado para la realización de las siete campañas oceanográficas a bordo del B/O EL PUMA para la adquisición de los datos geofísicos marinos desde el 2006 hasta el 2012.

Al Dr. Carlos A. Q. Mortera Gutiérrez, por todo el apoyo académico brindado al fungir como mi tutor y director durante todo el transcurso en el posgrado y su contribución en mi crecimiento profesional, personal y además por haber sido un gran amigo y brindarme su amistad.

Al Dr. William Lee Bandy por toda su aportación académica y comentarios realizados durante el transcurso desde la licenciatura y ahora en el posgrado.

Al Dr. Eduardo Aguayo Camargo por su apoyo y explicaciones a lo largo del proceso de la Tesis.

Al Dr. Gerardo Suarez Reynoso por sus oportunos comentarios durante los reportes en el avance de este trabajo.

Al Dr. Vladimir Kostoglodov por sus enseñanzas en clase durante la maestría que ayudaron a resolver problemas en esta Tesis.

A los valiosos comentarios y sugerencias del Dr. Prof. Christian Berndt de GEOMAR-Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel, Alemania

A los técnicos de Instrumentación Oceanográfica del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM: Ing. Francisco Ponce Núñez y M. C. Arturo Ronquillo Arvizu, por su apoyo en la operación de los sistemas Hidroacústicos en el B/O El Puma.

A todo el grupo científico y a la tripulación del B/O EL PUMA, por su colaboración y participación en las siete campañas oceanográficas para la adquisición de los datos.

A los Técnicos Académicos del Instituto de Geofísica: M. C. Daniel A. Pérez Calderón de la UNAM por su apoyo para el procesamiento de los datos magnéticos; y al Ing. Miguel Ángel García Palacios por su apoyo en el manejo de equipo de cómputo.

A la Lic. Graciela Solache por su apoyo en la logística y entrega de documentos.

A la Dra. Gloria Vilaclara Fatjó, por todo el apoyo académico y sus valiosos consejos brindados para la realización de mis actividades durante los estudios de la maestría.

Sobre todo a mi FAMILIA, mi papá, mi mamá y a mi hermano que han sido el motor que siempre me ha impulsado y respaldado en todo momento de mi vida, gracias a ellos, que me han forjado a la persona que soy ahora, sin su apoyo, no habría logrado tantos éxitos en mi vida, y por eso ahora quiero compartir este logro con ellos.

A mis amigos de la Facultad de Ciencias: Itzel Torres, Judith Palma, Patricia, Mónica y Carlos, también a mis amigos del grupo de Geofísica Marina: Francisco Ponce Núñez, Daniel Pérez Calderón, Sandra Valle Hernández, Diego Aguilar Anaya, Carmen Millán Motolinía, Víctor Manuel Márquez, Araceli Sánchez, Omar Mateos, Pablo Ortega, César García, Luis Enrique Arce y Alexis García que estuvieron conmigo apoyándome hombro a hombro y que les agradezco el que hayan compartido sus experiencias y vivencias en las campañas oceanográficas conmigo.

Ahora me siento una persona muy feliz por haber terminado esta etapa de mi vida, y les agradezco a todos los antes mencionados por haberme apoyado a lo largo de mi estancia en la UNAM y por su invaluable amistad.

CARACTERÍSTICAS GEOFÍSICAS DE LOS MONTES SUBMARINOS EN EL SECTOR CENTRAL DE LA PLACA DE RIVERA, EN BASE A DATOS BATIMÉTRICOS MULTHAZ Y MAGNÉTICOS MARINOS.

RESUMEN

Muchos de los montes submarinos en el fondo marino tienen un origen volcánico, a consecuencias de intrusiones magmáticas que atraviesan la corteza oceánica. La mayoría de ellos están asociados con los procesos magmáticos que ocurre en los centros de esparcimiento oceánico y otros menos como resultado de plumas de material ascendente proveniente del manto que atraviesan la litósfera oceánica (referidos como puntos calientes, *hot spots*).

La edad de los montes submarinos puede ser inferida en el contexto de su localidad en el piso oceánico que los rodea; y éstos pueden ser usados como marcadores geológicos. Los montes submarinos producidos por los puntos calientes, forman lineamientos de cadenas de montes y proveen la evidencia geométrica y temporal para el trazado del movimiento absoluto de la placa oceánica sobre el manto (como marco de referencia fijo).

Numerosos estudios realizados en campañas oceanográficas anteriores a 2006 han reportado la existencia de varios montes submarinos sobre la Placa de Rivera al oeste de las costas de Nayarit y Jalisco. Conllevando a un estudio de geofísica marina para determinar el movimiento absoluto de la placa en base a los lineamientos de las cadenas de montes, ya que esto no había sido posible debido a que toda la superficie de la placa se encuentra bajo el agua, limitando el uso de GPS que permitiese definir este movimiento.

Por lo cual, investigadores del Instituto de Geofísica de la UNAM llevaron a cabo 7 campañas oceanográficas entre el 2006 y el 2012 a bordo del B/O EL PUMA de la UNAM, para adquirir datos de batimetría multihaz de alta resolución espacial y datos magnéticos marinos en el área central de la Placa de Rivera (entre 20° 25' N a 21° 36' N a y 107° W a 109° W). Esta adquisición reveló por primera vez gran detalle de la textura del piso oceánico en esta región y un buen número de montes submarinos desconocidos sobre la placa de Rivera que pudiesen ser utilizados para estimar su movimiento absoluto con respecto al marco de referencia del manto.

Esta tesis está enfocada a la interpretación de los datos batimétricos multihaz registrados en las siete campañas oceanográficas y su relación con los montes submarinos encontrados al este de la dorsal oceánica de Rivera (*Rivera Rise*).

Dentro de los resultados de este estudio, se identificaron un total de 24 montes submarinos de los cuales, 19 montes forman 6 cadenas de montes. Mallas rectangulares de datos de batimetría multihaz de cada monte y cadenas de montes son usados para generar sus modelos digitales de terreno (DTM, *Digital Terrain Model*) y se integró una base de datos de las propiedades físicas de los montes, incluyendo su perímetro, área, volumen, altura, ubicación, forma y extensión.

Los DTMs de los montes submarinos son correlacionados con las anomalías magnéticas marinas de la región para definir si su formación está asociada con la formación del piso oceánico que los rodea o en un tiempo posterior. En este trabajo se encontraron tres cambios de polaridad, sumados a otros cinco cambios de polaridad encontrados en trabajos anteriores, dando un total de ocho cambios de polaridad en esta región que se correlacionan a diez montes submarinos.

En esta tesis se calculó el Polo de Euler (latitud, longitud y velocidad angular) del movimiento absoluto actual de la placa de Rivera usando datos de velocidades relativas de otras placas y con respecto al modelo ITRF2005. Este polo es usado para generar circunferencias que pudiese correlacionarse con la geometría de los lineamientos que conforman las cadenas de montes submarinos. En consecuencia estas correlaciones muestran tres escenarios posibles con respecto al movimiento absoluto de RIV entre 6.02 Ma hasta la actualidad. Una época está entre 6.02 Ma (3A.1) y 4.85 Ma (3A.1-3n.3), la otra época entre 4.85 Ma y 3.16 Ma (3n.3-2A.2), y la más reciente entre 3.16 Ma (2A.2) al presente, siendo el segundo escenario el de una mayor correlación.

GEOPHYSICAL CHARACTERISTICS OF SEAMOUNTS AT THE CENTRAL SECTOR OF THE RIVERA PLATE, BASED ON MULTIBEAM BATHYMETRY AND MAGNETIC MARINE DATA

ABSTRACT

Many of the seamounts on the seabed have a volcanic origin, resulting of magmatic intrusions through the oceanic crust. Most of them are associated with the magmatic processes along the oceanic spreading centers, whereas few seamounts have origin from mantle magmatic plumes that rise up through the oceanic lithosphere (referred as hot spots).

The age of seamounts could be inferred in the context of their position on the ocean floor around them; and these can be used as geological markers. The seamounts created by hot spots, usually formed seamount chains, and provide the geometric and temporal evidence for the tracking the absolute movement of the oceanic plate on the mantle (considered as the reference frame).

Several oceanographic surveys before 2006 reported the existence of several seamounts on the Rivera plate surface, west of the Nayarit and Jalisco coasts. Because of this, a study of marine geophysics was carried on in determining the absolute movement of the Rivera plate based on seamounts chains and due to the limiting the use GPS measurements because its entire surface is under water. For this reason, geoscientists from the Institute of Geophysics of the UNAM realized 7 oceanographic cruises between 2006 and 2012 on board the research vessel EL PUMA of the UNAM, to acquire high spatial resolution multibeam bathymetry and marine magnetic data in the central area of the Rivera Plate (between 20° 25' N to 21° 36' N to 107° W to 109° W). This acquisition revealed for the first time great detail of the texture of the ocean floor in this area and a good number of unknown seamounts on the Rivera plate that could be used to estimate its absolute movement with respect to the reference frame of the mantle.

This thesis is focused on the interpretation of the multibeam bathymetric data recorded during the seven oceanographic cruises and their relationship with the seamounts found east of Rivera Rise.

In the results of this study, 24 seamounts were identified, 19 seamounts belongs to six seamount chains. Rectangular grids of multibeam bathymetry data of each seamount and seamount chains are used to generate their Digital Terrain Model (DTM). A database of the physical properties of each seamount is included here, including their perimeter, area, volume, height, position, form and extension.

The DTMs of the seamounts are correlated with the marine magnetic anomalies to find either they were formed at same time of the surrounding ocean floor or at later time. In this work, three different polarity were found, added to other five different polarity found in previous works, giving eight different polarities at ten seamounts.

In this thesis, the Euler Pole (latitude, longitude and angular velocity) of the current absolute movement of the Rivera plate was estimated using data from relative motion of other plates and with respect to the ITRF2005 model. This pole is used to generate circumferences that could be correlated with the geometry of the seamount chains. As a result, these correlations show three possible stages with respect to the absolute movement of RIV between 6.02 Ma to the present. First stage is between 6.02 Ma (3A.1) and 4.85 Ma (3A.1-3n.3), the second stage between 4.85 Ma and 3.16 Ma (3n.3-2A.2), and the most recent stage between 3.16 Ma (2A.2) to the present. Thus the chain at the second stage has a greater correlation than the others.

INDICE GENERAL

	<i>Página</i>
AGRADECIMIENTOS	I
RESUMEN	III
ABSTRACT	V
ÍNDICE GENERAL	VII
1. INTRODUCCIÓN	1
2. ANTECEDENTES	3
2.1. Área de estudio.....	3
2.2. Marco geológico-tectónico de la Placa de Rivera.....	4
2.2.1. Evolución Tectónica.....	5
2.2.2. Movimiento relativo, absoluto y el polo de Euler.....	9
2.3. Datos de campañas oceanográficas anteriores.....	14
2.4. Datos Geofísicos en el océano.....	15
2.4.1. La velocidad acústica en el océano.....	15
2.4.2. Anomalías magnéticas en las dorsales oceánicas.....	18
2.5. Marco geológico-tectónico de montes submarinos.....	19
2.5.1. Definición de monte submarino.....	19
2.5.2. Características Generales de los montes submarinos.....	19
2.5.3. Distribución espacial.....	21
2.5.4. Distribución temporal y la edad de los montes.....	22
2.5.5. Origen y evolución volcánica de los montes submarinos.....	23
2.4.6. Evolución en la forma de montes submarinos.....	25
2.5.7. Bases de datos de montes submarinos.....	26
3. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS MARINOS	28
3.1. Ecosondeo monohaz y multihaz.....	28

3.2. Registro en los movimientos del buque.....	30
3.3. Adquisición de datos de batimetría multihaz.....	31
3.4. Adquisición de Datos Magnéticos.....	36
3.5. Procesamiento de datos batimétricos.....	38
3.5.1. Corrección por perfil de velocidad del sonido.....	41
3.5.2. Corrección por Heave (Deriva vertical).....	42
3.5.3. Invalidación de datos fuera de rango.....	44
3.5.4. Modelos Digital de Terreno (DTM).....	45
3.6. Reducción de datos magnéticos.....	47
4. RESULTADOS.....	50
4.1. Descripción de la carta batimétrica por monte submarino.....	51
4.2. Mapa de datos magnéticos.....	72
5. DISCUSIÓN.....	75
5.1. Integración de datos.....	75
5.2. Movimiento absoluto de RIV.....	77
5.3. Cambios de polaridad en RIV.....	83
6. CONCLUSIONES.....	86
7. REFERENCIAS.....	87
Anexo I. Base de datos de los montes submarinos.....	94

1. INTRODUCCIÓN

Una de las características más notables en el relieve superficial del fondo oceánico es la existencia de montes submarinos de origen volcánico. Cerca de las dorsales oceánicas, los montes submarinos son formados por erupciones efusivas de lava en el fondo marino, estos exhiben una fuerte simetría axial en las primeras etapas de su formación y son comúnmente de forma subcircular y sólo ocurren en las zonas de *rift* [Mitchell et al., 2001]. Si la fuente del magma continua y el piso oceánico es mecánicamente resistente, el monte submarino puede crecer elongado, perdiendo su forma simétricamente axial, llegando a formas estrelladas debido a la compleja distribución de los esfuerzos [Wessel, et al. 2007]. La edad de los montes submarinos, regularmente se define con los fechamientos de muestras de rocas colectados sobre ellos, sin embargo, en caso contrario se infiere de manera indirecta al contexto de la edad del piso oceánico que los rodea [Wessel, et al. 2007].

Campañas oceanográficas anteriores a 2006 habían reportado la existencia de varios montes submarinos sobre la Placa de Rivera (RIV) al oeste de las costas de Nayarit y Jalisco, México. El origen de muchos de estos montes no es muy claro, pero su génesis es muy probable que sea el resultado de intrusiones magmáticas cerca del centro de esparcimiento oceánico, en zonas de fractura o los que se forman de puntos calientes (*hot spot*) provenientes de plumas relativamente fijas en el manto de la Tierra [Sager, 1992] y que atraviesan la litósfera oceánica.

La deformación del relieve del piso oceánico de RIV es producto de la interacción con las placas tectónicas que la rodean (Placa de Norteamérica (NAM), Pacífico (PAC) y Cocos (COC)), y de los procesos geodinámicos con respecto al manto, y la dinámica del margen convergente en la zona de subducción de la MAT. Sin embargo, la medición del movimiento de la placa de RIV no ha sido posible hacerlo debido a la falta de islas donde se pudiese colocar GPS, por lo que se han estimado de manera indirecta varios polos de Euler, para mostrar el movimiento relativo de la placa de RIV con respecto a NA [Minster and Jordan, 1979; DeMets and Stein, 1990; DeMets et al., 1994; Bandy, 1992; Bandy and Pardo, 1994; Lonsdale 1995] o de RIV con respecto a PAC [DeMets and Stein, 1990; Bandy, 1992; Lonsdale 1995; DeMets and Wilson, 1997; DeMets and Traylen, 2000; Bandy et al. 2007-1, 2007-2].

Las edades máximas de estos montes submarinos en el piso oceánico de RIV se pueden estimar por su asociada isócrona magnética, infiriendo la época en la que tuvo lugar su magmatismo. Sin embargo, a veces se dificulta como relacionar estas formas estructurales de

forma espacial debido a los cambios en la traslación de la placa que ha provocado deformaciones que alteran su registro [Lonsdale, 1995].

Con el propósito de tener un mayor conocimiento de las características evolutivas de la geología del relieve oceánico en la placa de RIV, entre 2006 y el 2012, el grupo de Geofísica Marina del Instituto de Geofísica de la UNAM, realizó 7 campañas oceanográficas a bordo del B/O EL PUMA, denominadas: BABRIP06, MAMRIV07, MORTIC08, MAMRIV08, GUAYRIV10, BATIBAJA11, y MAMRIV12. Estas campañas realizaron por primera vez un levantamiento sistemático que cubrió 100% el área central de la Placa de Rivera (RIV), entre 20° 25' N a 21° 36' y 107° W a 109° W, con datos de batimetría multihaz y magnéticos marinos. Este estudio reveló de manera detallada el relieve del piso oceánico de RIV, en donde se descubrió varios montes submarinos y algunos de ellos forman cadenas de montes.

El objetivo principal de esta tesis, es mejorar e incrementar el conocimiento geológico de la placa de RIV a través del análisis de la morfología de los montes submarinos utilizando datos de batimetría multihaz y de sus anomalías magnéticas marinas, que se obtuvieron durante las 7 campañas oceanográficas en el sector central de la placa de Rivera. Además este estudio generó por primera vez una base de datos de los montes submarinos en la parte central de RIV, en el cuál se registran sus principales características estructurales y geofísicas de cada monte.

Otro de los objetivos de esta tesis es analizar las anomalías magnéticas junto con la batimetría de los montes submarinos para determinar si estos montes submarinos se formaron en el mismo periodo de la corteza oceánica que los rodea o en un tiempo diferente.

Además, el estudio correlaciona la geometría de los lineamientos que forman las cadenas de montes submarinos y su correspondencia con el polo de movimiento absoluto de RIV en relación con el modelo ITRF2005. El polo de movimiento absoluto de RIV-ITRF2005, fue calculado en base al movimiento relativo de RIV en investigaciones anteriores [DeMets et al., 2010].

2. ANTECEDENTES

2.1. Área de estudio.

El área de estudio de los montes submarinos abarca un polígono rectangular que se encuentra ubicada en la parte central de la microplaca de Rivera (RIV) en el Pacífico Mexicano al oeste de las costas de los estados de Nayarit, Jalisco y las Islas Marías, con coordenadas entre latitudes de 20° 25' N a 21° 36' N, y entre las longitudes de 107° W a 109° W, cubriendo un área total aproximada de 27,400 km², con profundidades que van desde los 1,300m a 3,650 m (Figura 1).

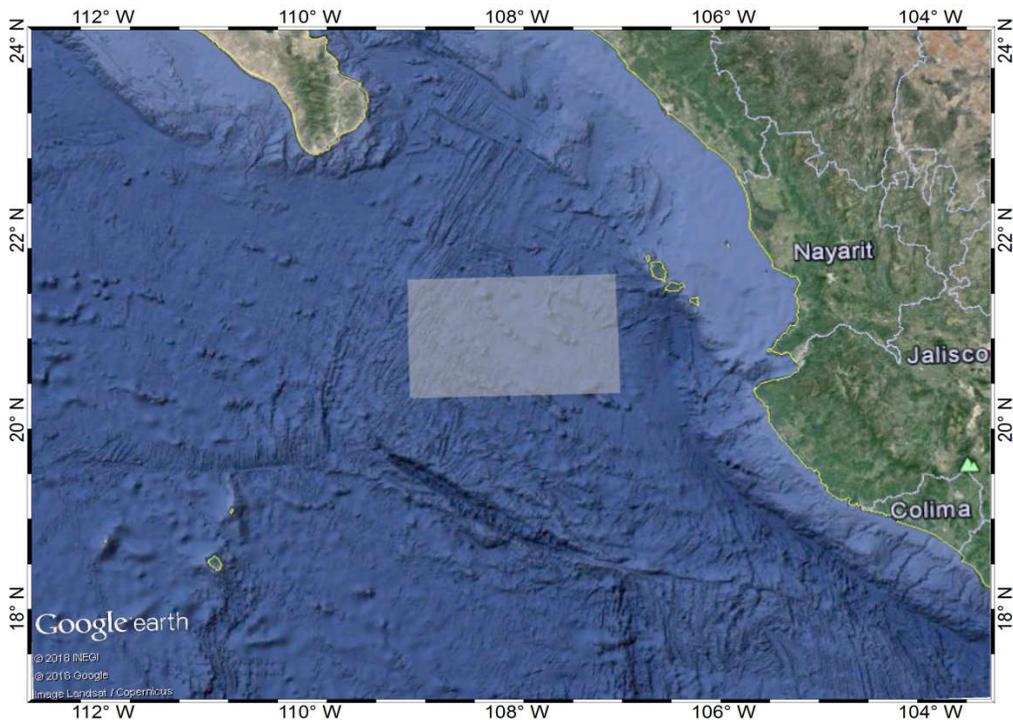


Figura 1. El polígono sombreado muestra el área de estudio que se localiza en la parte central de la placa de Rivera y al oeste de los estados de Nayarit y Jalisco [Google Earth, 2019].

El relieve de la placa de RIV se divide en dos grandes regiones con fisiografías contrastantes, este y oeste. En la región oeste está limitada por segmentos de esparcimiento oceánico de la dorsal de Rivera (Rivera Rise o RR) (Figura 2). El relieve del flanco oeste de la dorsal está asociado al vulcanismo característico de estas regiones de esparcimiento oceánico, además presenta varios montes submarinos con una gran variedad de formas y tamaños, sobrepuestos a una textura de lineamientos estructurales en el lecho marino orientados de NE-SW, producto de la formación de nueva corteza oceánica.

En la región este de la placa, la corteza oceánica se va engruesando y su relieve se va cubriendo de sedimentos conforme se acerca a la zona de subducción de la litósfera oceánica

bajo el margen de la placa de NAM. Los lineamientos en la textura de la corteza oceánica difícilmente son observados y la existencia de montes submarinos es muy reducida, resultado de la acumulación de sedimentos pelágicos y además de material terrígeno proveniente de las costas de Nayarit y Jalisco.

2.2. Marco geológico-tectónico de la placa de Rivera.

Las principales estructuras morfotectónicas que enmarcan tectónicamente a la placa de Rivera (*Rivera plate* o RIV) se muestran en la Figura 2. RIV colinda al norte con la Zona de Fractura de Tamayo (*Tamayo Fracture Zone* o TFZ) y la transformada de Tamayo (*Tamayo Transform* o TT), al NE con el Escarpe Tres Marías (*Tres Marías Escarpment* o TME), la elevación María Magdalena (*María Magdalena Rise* o MMR) y con las Islas Marías que es una zona tectónicamente difusa y que colinda con la Trinchera Mesoamericana (*Middle American Trench* o MAT). Al este, contra el margen continental de la placa Norteamericana (*North American plate* o NAM), donde RIV inicia su subducción debajo de las costas de los estados de Nayarit y Jalisco. Al sureste con la placa de Cocos (*Cocos plate* o COC), la Paleo transformada de Rivera (*Paleo Rivera Transform* o PRT) y la Zona de Fractura de Rivera (*Rivera Fracture Zone* o RFZ). Al suroeste con la falla transformante de Rivera (*Rivera Transform* o RT), el cual es un límite transcurrente entre RIV y la Placa Pacífico (*Pacific Plate* o PAC), y es una zona de amplia deformación de cizalla entre las placas COC y RIV [DeMets and Traylen, 2000], de igual manera el límite entre RIV, PAC y COC, es una zona tectónicamente difusa que colinda con la trinchera MAT. La RT difiere de otras fracturas entre placas; esta transformante presenta uno de los desplazamientos de cizalla más largos que existen a lo largo de toda la dorsal del Pacífico Este (*East Pacific Rise* o EPR). Esta larga transformante ha estado activa desde hace unos 2.5 Ma [Bandy et al., 2010]. Mientras que la placa de RIV converge a la zona de subducción de MAT y hay dos tipos de modelos de convergencia propuestos entre la placa de RIV y NAM [Kostoglodov and Bandy, 1995]; (1) Modelo de alta velocidad [Bandy, 1992], predice una velocidad de convergencia en la parte norte de la zona de subducción entre RIV-NAM de 2.0 y 3.0 cm/año y de 5.0 cm/año en la parte sur; (2) Modelo de baja velocidad [DeMets and Stein, 1990], predice una tasa de convergencia en la parte norte de la zona de subducción entre RIV-NAM de 0.6 y 1.7 cm/año y entre 2.0 y 3.3 cm/año en la parte sur.

Y por último, al NW, el límite divergente entre PAC con el segmento de la dorsal de Rivera (*Rivera Rise* o RR), que a su vez exhibe tres segmentos con una geometría semicircular sobrepuesta, con desviación convergente de sus extremos, tal como ocurre en zonas no-transformantes en las dorsales oceánicas, conocida como *overlapping*.

Los segmentos se denominan de norte a sur: *Swell Rift (Northern Rift Valley o NRV)*, *Southern Rift Valley (SRV)*, *Segmento Escudo (Shield Segment o SS)*, *Segmento de la Dorsal (Rise Segment o RS)*, *Segmento Elenerth (Elenerth Segment o ES)* [Lonsdale, 1995] como se muestra en la Figura 2.

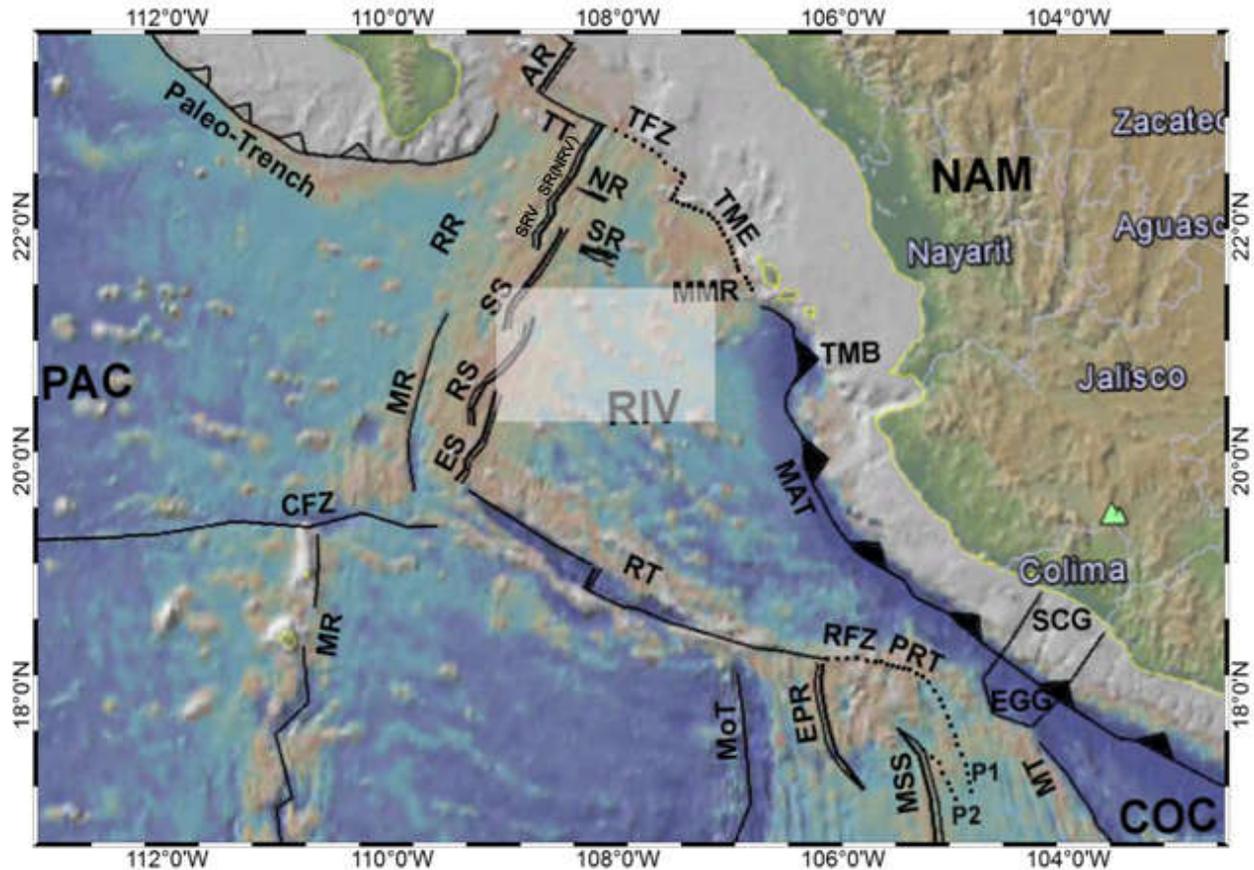


Figura 2. Ubicación del área de estudio en la parte central-oeste en RIV. Elementos morfotectónicos del área de estudio y sus alrededores. Las correspondientes abreviaciones son: La dorsal de Alarcón (*Alarcón Rise o AR*), Cuenca Tres Marias (*Tres Mariás Basin o TMB*), Rupturas del Norte (*Northern ruptures o NR*), Rupturas del Sur (*Southern ruptures o SR*) [DeMets and Traylen, 2000], Colima Sur Graben (*Southern Colima Graben o SCG*), El Gordo Graben (EGG), Dorsal Matemático (*Mathematician Ridge o MR*), Depresión Moctezuma (*Moctezuma Trough o MoT*), Depresión de Michoacán (*Michoacán Trough o MT*), Segmento de esparcimiento de Moctezuma (*Moctezuma Spreading Segment o MSS*), Segmento de la dorsal Relict (*Relict Ridge Segment o RRS*), Zona de fractura de Clarión (*Clarión Fracture Zone o CFZ*); segmentos P1 y P2 [Lonsdale 1995; Bandy et al., 1998, 2008; Peláez et al., 2013; <http://www.ngdc.noaa.gov/gazetteer/> y GeoMap App 2019].

2.2.1. Evolución Tectónica

Los cambios en velocidad y dirección en el movimiento de RIV son aún un motivo de discusión, pero la consecuencia en los cambios de dirección y velocidad de la placa de RIV, han inducido

que las estructuras que la componen hayan registrado el régimen de deformación que posee la placa.

Varias investigaciones anteriores [DeMets and Stein, 1990; Lonsdale, 1995; Bandy and Hilde, 2000], sugieren que la velocidad y dirección del movimiento de la placa de RIV, ha cambiado en el tiempo. Inicialmente a los 7 Ma hubo una reducción de la velocidad de manera gradual, posteriormente un descenso de los 3.6 Ma, para luego en el último millón de años recuperar algo de su velocidad [DeMets and Traylen, 2000].

Muchos estudios previos [Atwater, 1970; Handschumacher, 1976; Klitgord and Mammerickx, 1982; Mammerickx and Klitgord, 1982; Lonsdale, 1995, DeMets and Traylen, 2000] han tratado de explicar la evolución de RIV, así como de su cinemática; tanto en componentes de movimiento relativo a las placas que lo 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, por lo que se han planteado varios escenarios evolutivos del piso oceánico de RIV.

La placa de RIV se segmentó de COC que se había originado, a la vez, de la fragmentación de la placa Magdalena (MAG) y de la placa Guadalupe (GUA); 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 solo dió origen a estas cuatro placas (GUA, MAG, COC, RIV), sino que también, propició cambios en los límites de las mismas, dejando dorsales abandonadas 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 en RIV.

De acuerdo al análisis de Klitgord and Mammerickx [1982] como se muestra en la Figura 3, en la última reorganización de las dorsales oceánicas en RIV, ocurre en el Mioceno Tardío-Plioceno, justo en la anomalía 3' (6.5 Ma), formando la actual configuración de RIV, derivada del abandono del centro de esparcimiento entre las fallas transformantes O'Gorman (*O'Gorman Transform* o OGT) y ORT, y formándose al norte de la dorsal EPR convirtiéndose así en la dorsal RR [Mammerickx and Klitgord, 1982] (Figura 4).

Mientras que Lonsdale [1995] usa datos magnéticos marinos para su interpretación en la evolución de RIV, y plantea que el límite entre las placas COC y RIV, así como su dirección, sentido y posición, son inferidas por la geometría de los lineamientos (isócronas) magnéticas del piso oceánico. Este proceso de reconfiguración tuvo lugar entre el límite sur de la placa

MAG y la transformada CLRT. La placa de RIV inició su formación aproximadamente hace 10 Ma, cuando se separó de la Placa de COC a lo largo del extremo este de la transformada CLRT. Hace menos 5 Ma, el segmento de la dorsal RR se propagó hacia la corteza continental de la placa de NAM, separando la dorsal de María Magdalena al occidente de Baja California, uniéndose por una zona de cizalla entre las placas del PAC y NAM, mientras la Península de Baja California se anexaba gradualmente a la placa PAC.

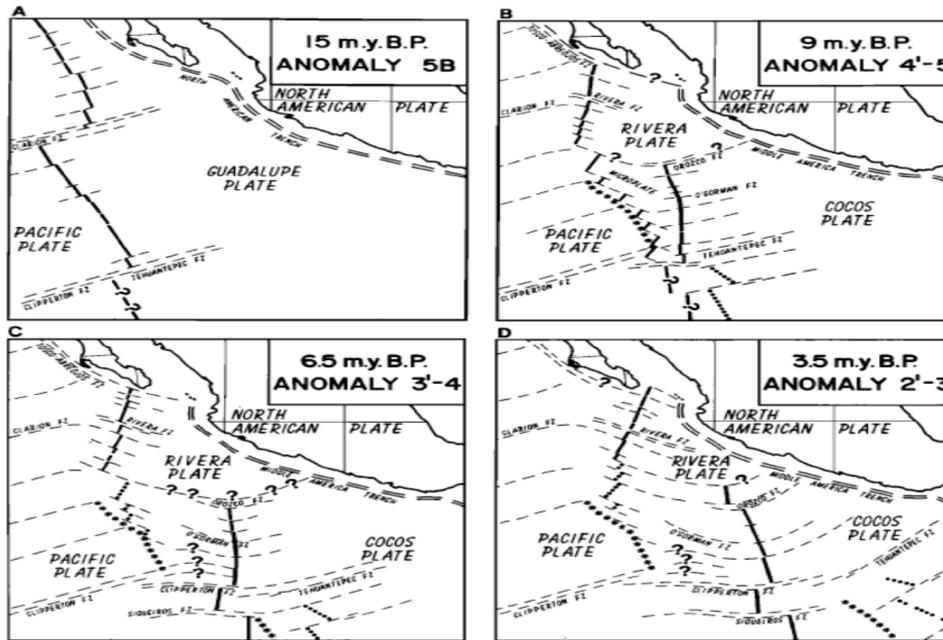


Figura 3. A) Límites de las placas al este del Pacífico ecuatorial, en la anomalía magnética 5B (Mioceno temprano). B) Anomalía 4'-5 (Mioceno tardío); C) Anomalía 3'-4 (Mioceno tardío); D) anomalía 2'-3 (Plioceno) [Klitgord and Mammerickx, 1982].

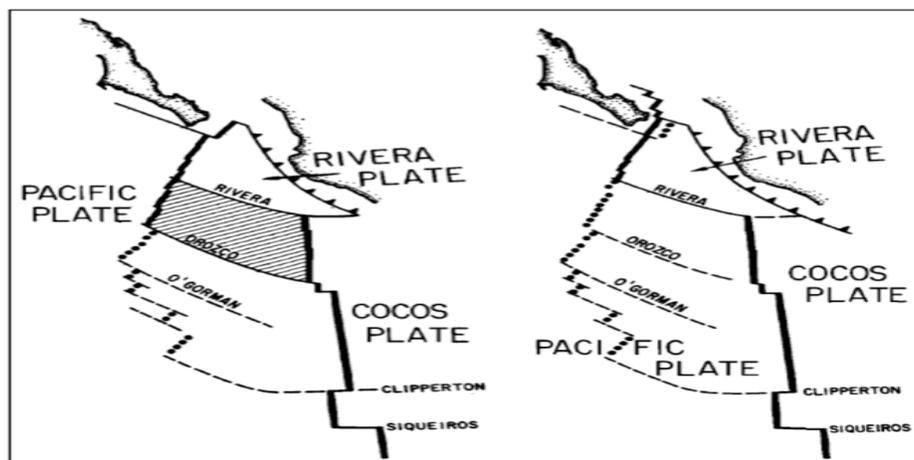


Figura 4. Esquema tectónico mostrando las configuraciones antes y después de los 3.5 Ma; izq. esparcimiento oceánico ha sido propagado al norte de la EPR entre Orozco y la zona de fractura de RIV; der. Después de los 3.5 Ma, segmento norte de la dorsal del Matemático se extinguió y se llegó a la configuración actual de RIV [Mammerickx and Klitgord, 1982].

La Figura 5 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].

Entre los 4 y 2 Ma de edad, la dorsal RR se reorganizó y dio nacimiento a la transformada de Rivera, haciendo que la microplaca del Matemático se incorporara a la placa PAC. Esta reorganización concretó los límites actuales de la placa RIV [Lonsdale, 1995].

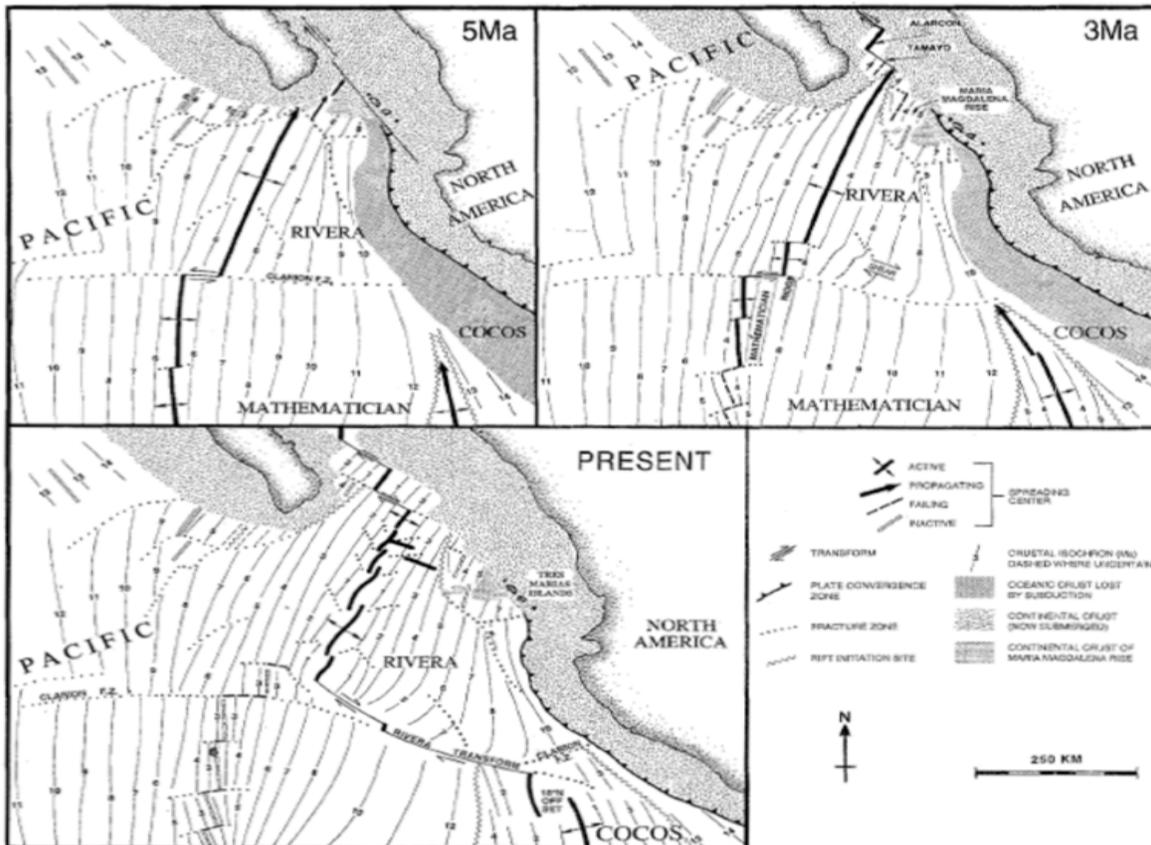


Figura 5. Esquema de la configuración de la reorganización de la placa de RIV y su centro de esparcimiento para el periodo entre 5 Ma y el presente [Lonsdale, 1995].

DeMets y Traylen [2000], también realizan el análisis de las anomalías magnéticas sobre la placa RIV e indican que estas son de menor edad que la anomalía 5n.2 (9.92 Ma), que es la más antigua de las anomalías magnéticas correlacionadas (Figura 6). Estas anomalías se limitan al norte por unas pseudo-fallas conjugadas con orientación al noroeste y cercanas a la trinchera MAT. Sin embargo, estos autores proponen, que para tener un mejor entendimiento sobre RIV, se requiere precisar su movimiento relativo, así como el de la placa NAM al manto subyacente, y se asume que la pluma ascendente *hot spot* esta fija en el manto, y que la rotación de los *hot spots* del Pacífico, está relacionado a la vez, con la rotación del movimiento de las placas PAC-NAM y PAC-RIV.

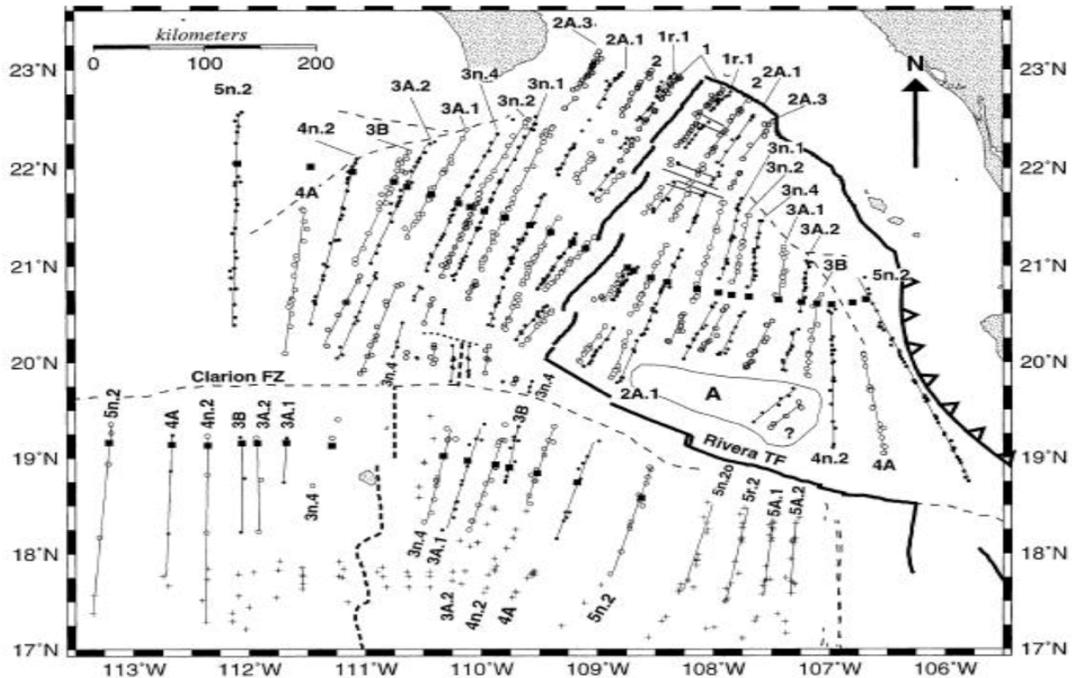


Figura 6. DeMets y Traylen [2000] identificaron los lineamientos magnéticos (Isócronas) producto del esparcimiento de la dorsal EPR. Mostrando a las Isócronas (líneas delgadas continuas), zonas de fallas (líneas discontinuas) y los puntos conjugados de las isócronas (cuadrados negros).

El presente centro de expansión al norte de la transformada Rivera es un híbrido, una conjunción de dos límites de placa diferentes (Pacífico-Norteamérica y Pacífico-Rivera) a lo largo de la elevación de dos tipos diferentes de dorsales (una dorsal intercontinental en medio del océano y una dorsal oceánica). La mitad norte se originó en los últimos 5 Ma propagándose a través de la litosfera oceánica y continental. La mitad sur del centro de esparcimiento es un remanente de la apertura rápida de los límites Pacífico-Farallón y Pacífico-Cocos. El flanco este de esta dorsal oceánica se mueve ahora como una microplaca oceánica independiente (la placa Rivera) [McKenzie y Morgan, 1969; Atwater, 1970] que está siendo subducida lentamente por debajo de Norteamérica a lo largo de su límite oriental [DeMets y Stein, 1990; Lonsdale, 1995].

2.2.2. Movimiento relativo, absoluto y el polo de Euler.

El movimiento de las placas tectónicas sobre la superficie de la Tierra puede ser relativo o absoluto. El movimiento relativo describe el movimiento de una placa tectónica relativa a otra placa que se considera fija. Los modelos de movimientos relativos de placas globales fueron derivados usando datos de registros geológicos y geofísicos promediados sobre los pasados millones de años.

El movimiento absoluto de una placa describe el movimiento de una placa tectónica relativo a un sistema de coordenadas de referencia fijo. Este sistema es referenciado al manto que está fijo y profundo, el cual se asume que es rígido o con movimientos tan pequeños y lentos que pueden ser despreciables comparado al movimiento de las placas tectónicas. Dos métodos son usados generalmente para estimar el movimiento absoluto de las placas, es decir, la velocidad de las placas con respecto al manto.

El primer método usa a los puntos calientes (*hot spots*) que se encuentran relativamente estacionarios con respecto al manto o que su movimiento es despreciable en comparación a las placas tectónicas. Las progresiones de edad y las tendencias lineales de las cadenas de montes submarinos reflejan el movimiento entre las placas y el manto (ejemplo HS2-NUVEL1) [Grip and Gordon, 1990; DeMets et al., 1994]. Un segundo método es que las placas tectónicas (la litosfera) cumple la condición de "No Rotación Neta" (*No Net Rotation*, NNR) de la litosfera sobre el manto (ejemplo NNR-NUVEL1, ITRF 2000) [Argus and Gordon, 1991; DeMets et al., 1994; Altamimi et al., 2002].

Actualmente los modelos de placas tectónicas miden el movimiento de las placas usando diferentes técnicas como: la orientación de fallas transformantes, que pueden ser usados para calcular su dirección de movimiento relativo; patrones de anomalías magnéticas marinas que pueden ser usadas para calcular el polo de rotación [Muller et al., 2008]; estructuras geológicas a lo largo de fronteras entre placas en la Tierra; métodos satelitales como *Very-Long Baseline Interferometry* (VLBI), *Satellite Lasers Ranging* (SLR), *Doppler Orbitography Radiopositioning Integrated by Satellite* (DORIS), *Global Positioning System* (GPS) entre otros.

Para encontrar la velocidad relativa o absoluta de una placa con respecto a otra, se usa el teorema de Euler, que describe el movimiento de una placa tectónica rotando alrededor de un eje virtual que pasa a través del centro de una esfera. El polo de Euler es un vector que está compuesto por la Latitud y la Longitud que proporciona la posición donde el eje de rotación intercepta la superficie de la Tierra y el ángulo a través del cual la placa debe ser rotada [Cox and Hart, 1986]. La razón de rotación que corresponde a la magnitud de la velocidad angular de una placa con respecto a otra es en grados por millón de años o microradianes por año. La latitud, la longitud y la velocidad angular constituyen el vector llamado el polo de Euler y representa el movimiento relativo entre dos placas.

Actualmente la velocidad del movimiento de las placas se calcula a través de datos obtenidos de los sistemas geodésicos como el GPS, VLBI, SLR, DORIS, etc., y están colocados en los continentes e islas. En el caso de las placas oceánicas que su superficie se encuentran completamente bajo el nivel del mar, como la placa de RIV tiene una complejidad mayor, debido a que su superficie se encuentra bajo el nivel del mar, por lo que el movimiento de RIV es inferida de manera indirecta usando circuitos de placas estimados con varios tipos de datos (batimétricos, magnéticos, sísmicos, entre otros) y usando diferentes técnicas. Todavía no existe un estudio que pudiese medir con exactitud los vectores de velocidad de RIV.

Sin embargo, autores anteriores han propuesto vectores Euler para RIV-NAM (Figura 7) [Minster and Jordan, 1979; DeMets and Stein, 1990; DeMets et al., 1994; Bandy, 1992; Bandy and Pardo, 1994; Lonsdale 1995] y RIV-PAC (Figura 8) [DeMets and Stein, 1990; Bandy, 1992; Lonsdale 1995; DeMets and Wilson, 1997; DeMets and Traylen, 2000; Bandy et al. 2007-1, 2007-2], en las cuales, todos predicen similares velocidades de movimiento entre RIV-NAM y entre RIV-PAC. Las tablas 1 y 2 muestran los vectores de Euler de cada uno de los modelos, con su respectivo autor y año de publicación. Los datos de batimetría, sísmicos, magnéticos y de gravedad son usados para calcular las estimaciones de los polos de Euler [Kostoglodov and Bandy, 1995].

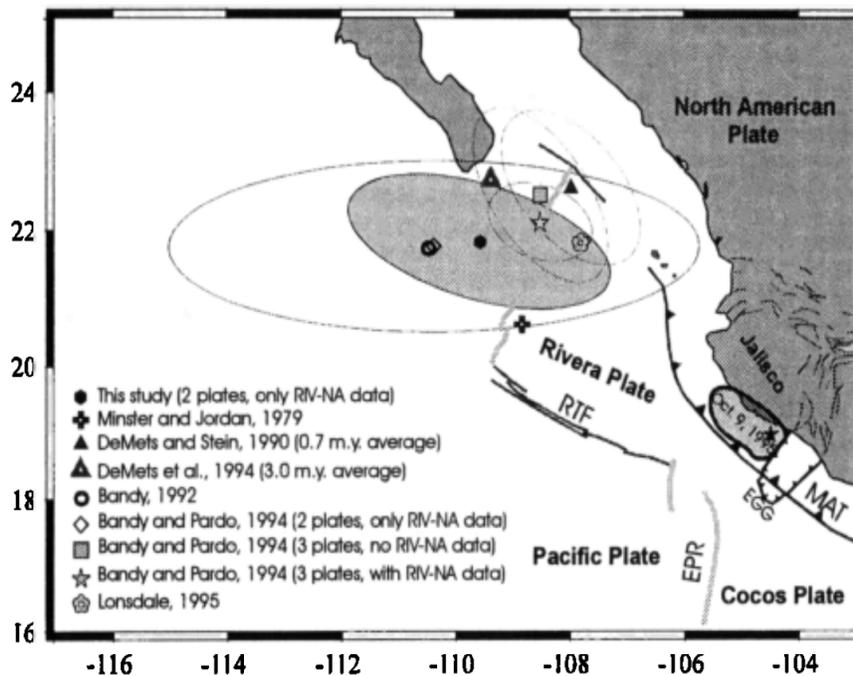


Figura 7. Localización de los polos de Euler para RIV-NA realizadas en publicaciones anteriores. En la parte inferior izquierda se muestran sus autores con sus respectivos años de publicación. Tomado de Bandy et al. [1997].

Reference	Lat. °N	Lon. °W	ω deg./my
Group 1			
1) DeMets et.el. [1994], 3.0 m.y. average rates	22.8	109.4	1.80
2) DeMets and Stein [1990], 0.7 m.y. average rates	22.6	108.0	3.11
3) Lonsdale [1995]	21.8	107.8	4.0
4) Bandy and Pardo [1994], 3-plate with RIV-NA data	22.1	108.5	3.43
5) Bandy and Pardo [1994], 3-plate no RIV-NA data	22.5	108.5	3.22
Group 2			
1) Minster and Jordan [1979]	20.6	108.84	3.05
Group 3			
1) Bandy [1992]	21.76	110.68	3.64
2) Bandy and Pardo [1994], 2-plate	21.8	110.4	----
3) This study, 2-plate	21.87	109.58	----
4) This study, 2-plate with assumption that RIV-NA motion is 5.04 cm/yr at 18.22°N, 104.5°W	21.87	109.58	4.34

Tabla 1. Grupos de vectores de Euler de RIV-NA, cada uno con sus respectivos autores y año de publicación. Tomado de Bandy et al. [1997].

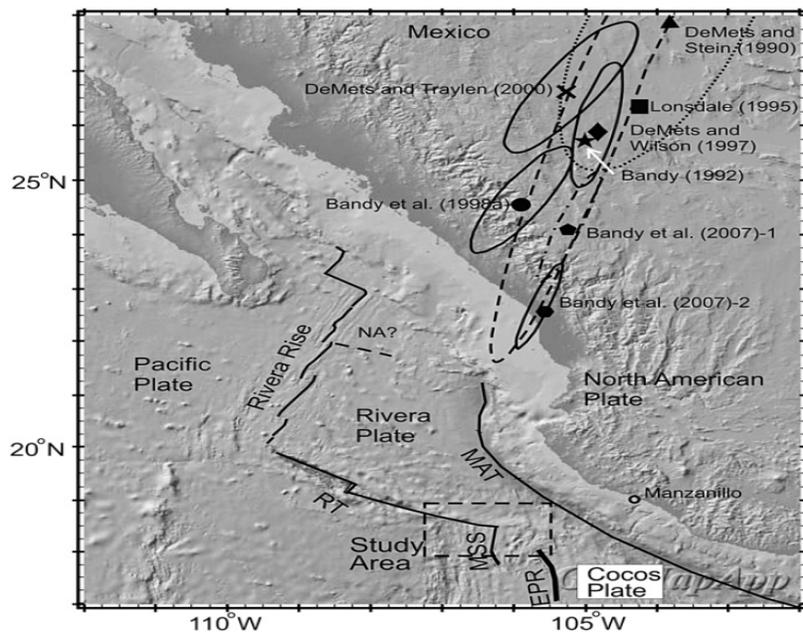


Figura 8. Localización de los polos de Euler de RIV-PAC de publicaciones anteriores, cada uno con su respectivo autor, año de publicación y elipse de confiabilidad. Tomado de Bandy et al. [2008].

Model	Latitude (°N)	Longitude (°W)	ω (°/m.y.)
DeMets and Stein (1990)	27.9	103.8	3.986
Bandy (1992)	25.7	105.0	-
Lonsdale (1995)	26.4	104.3	4.65
DeMets and Wilson (1997)	25.9	104.8	4.971
Bandy et al. (1998a)	24.62	105.89	6.45
DeMets and Traylen (2000)	26.7	105.2	4.69
B2007-2 ^a	22.61	105.63	8.30
B2007-1 ^a	24.10	105.21	6.35

Tabla 2. Modelos de movimiento relativo de placa RIV-PAC. Tomado de Bandy et al. [2008]. ^a La única diferencia entre estos modelos es la tendencia de la Transformada de Rivera en su intersección con Rivera Rise.

Ya que los polos de rotación absolutos predichos por algunos modelos como NNR-NUVEL-1A, NNR-NUVEL-1 o HS3-NUVEL-1A, no son iguales a las velocidades que se estimarían por ITRF2000. Las comparaciones entre estos modelos deben hacerse con prudencia, ya que dependen de la escala de tiempo sobre la cual estos modelos promedian el movimiento de la placa, por ejemplo entre 0.78 y 3.6 Ma para MORVEL y 3.16 Ma para NUVEL-1A [DeMets et al., 2010; Altamimi et al., 2008]. Y que actualmente pueden no representar el movimiento de posibles disminuciones o aumentos de velocidad como es percibido por la geodesia espacial. Pero una comparación entre NNR-MORVEL56, ITRF2008 y NNR-NUVEL-1A, muestra que hay un mejor ajuste entre ITRF2008 y MORVEL56 de menos 3 mm de RMS [Altamimi et al., 2008].

De acuerdo a un análisis de los modelos de placas realizado por DeMets et al. [2010] sugiere que MORVEL describe con mayor precisión los movimientos de placas actuales e incorpora más del doble de placas que NUVEL-1A. Después, Argus et al. [2011] suma a MORVEL 31 velocidades angulares que son tomadas de Bird [2003], se refiere a este conjunto ampliado de 56 placas como MORVEL56. Las velocidades angulares relativas de MORVEL incluidas en MORVEL56 son idénticas a las de MORVEL [Argus et al., 2011] y concuerdan mejor con las velocidades angulares estimadas con el GPS [DeMets et al., 2010].

Además DeMets et al. [2010], hizo un recalcu de las estimaciones de las velocidades de los modelos de movimiento de placa, actualizándolos con datos satelitales, geofísicos y geológicos. Para esta mejora, en algunas placas se hizo el cambio de marco de referencia de ITRF2000 al ITRF2008, ajustando mejor las velocidades de la placa, con error formal de velocidad de menos de 0.3 mm/año [Altamimi et al., 2012].

El ITRF2000 es la versión más extensa y precisa del ITRF, combina soluciones de geodesia espacial que refleja la precisión para la posición y las estimaciones de velocidad sobre la corteza terrestre, lo que permite la evaluación detallada y localizada de la deformación cortical en los interiores de las placas así como a lo largo de los límites de placa [Altamimi et al., 2000]. Por ejemplo, un polo de rotación estimado por ITRF2000 para una placa depende de los sitios utilizados y del nivel de rigidez de esa placa, mientras NNR-NUVEL-1A siempre produce el mismo polo de rotación para cualquier subconjunto de sitios en esa placa [Altamimi et al., 2000]. Las diferencias entre los dos modelos pueden alcanzar 3mm/año o más, estas diferencias son significativas en términos de movimiento relativo de la placa [Altamimi et al., 2000].

El cálculo del movimiento absoluto de placa de RIV se hace utilizando el ITRF 2005. Este modelo está basado en 4 técnicas de geodesia espacial VLBI, SLR, GPS and DORIS,

cumpliendo la condición de *No Net Rotation* [Altamimi et al., 2012]. Esta condición se cumple implícitamente mediante la alineación rotacional inicial del campo de velocidad ITRF con los modelos geofísicos disponibles y después por sucesivas alineaciones de soluciones de ITRF entre sí, por ejemplo ITRF2005 se alineó con ITRF2000 y ITRF2008 a ITRF2005 [Altamimi et al., 2002, 2007, 2011].

2.3. Datos de campañas oceanográficas anteriores.

En los últimos años, ha habido un interés particular en el comportamiento tectónico de la placa de RIV, lo que ha derivado en una serie de esfuerzos por mejorar la cobertura batimétrica, principalmente de alta resolución.

Varios cruceros oceanográficos en tránsito que cruzaron la parte central de RIV han adquirido datos de batimetría multihaz. Pero este tipo de datos es muy limitado e insuficiente para observar el piso oceánico de toda RIV (Figura 9a).

El uso de estos datos de batimetría multihaz que pertenecen a diferentes campañas oceanográficas es un poco complicado integrarlas en una sólo malla de datos por las siguientes razones: (1) hay que tener en cuenta que son datos de cruceros en tránsito, por lo que la cobertura es limitada, y si la velocidad del barco aumenta, los datos adquiridos no son de buena calidad; (2) Los datos batimétricos y magnéticos disponibles de cruceros oceanográficos han disminuido en los últimos años, debido a los costos elevados para trabajar en barcos oceanográficos; (3) realizar un mapa con datos de diferentes campañas es poco práctico, dadas las diferencias en precisión entre los sistemas de navegación usados; (4) no todos los datos tienen la misma resolución espacial, impidiendo realizar una adecuada homogenización de estos [Peláez, 2013]; (5) solo los cruceros posteriores a 1992 utilizan GPS, y en el caso de RIV son solo 9 cruceros, con un cubrimiento muy limitado que no permite identificar los detalles de las estructuras en esta área.

La base de datos de batimetría multihaz predicha, se basa principalmente en la altimetría satelital de Sandwell and Smith [1997] (Figura 9b, área sombreada) controlado por datos de batimetría multihaz de campañas oceanográficas (Figura 9b, área con colores) y están disponibles en la aplicación de GEOMAP APP que está integrada por las bases de datos de *Global Multi-Resolution Topography* (GMRT), *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER) y *National Elevation Dataset* (NED) [Ryan et al. 2013].

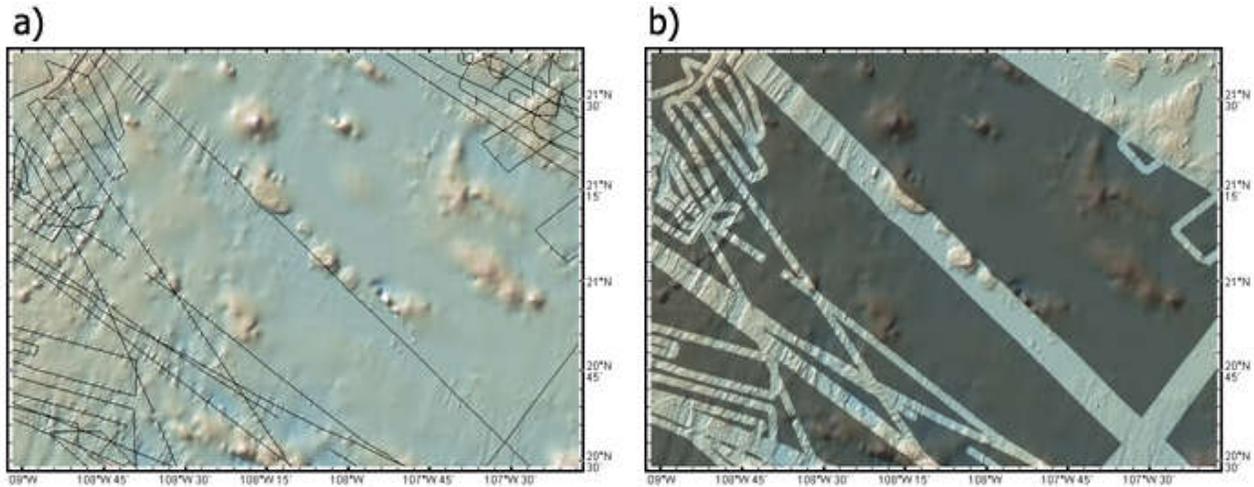


Figura 9. (a) Campañas oceanográficas anteriores en la parte central de RIV (líneas negras). (b) Cobertura real de datos batimétricos multihaz de campañas oceanográficas en colores, mientras que las áreas sombreadas muestran las zonas sin cobertura y son completadas por interpolación de datos de altimetría satelital. Tomado de GeoMap App 2019.

2.4. Datos geofísicos en el océano

2.4.1. La velocidad acústica en el océano.

La columna de agua en los océanos es un medio cambiante y sus propiedades pueden variar de un lugar a otro y en cualquier dirección. La variabilidad en la columna de agua está controlada principalmente por las corrientes oceánicas, estaciones del año, insolación, aportes de agua dulce, evaporación, congelamiento, partículas suspendidas, deshielo, aportes de ríos, sedimentos, precipitación y salinidad. Estos fenómenos tienen repercusión en la distribución de la densidad, temperatura y velocidad acústica a diferentes profundidades en la columna de agua (Figura 10).

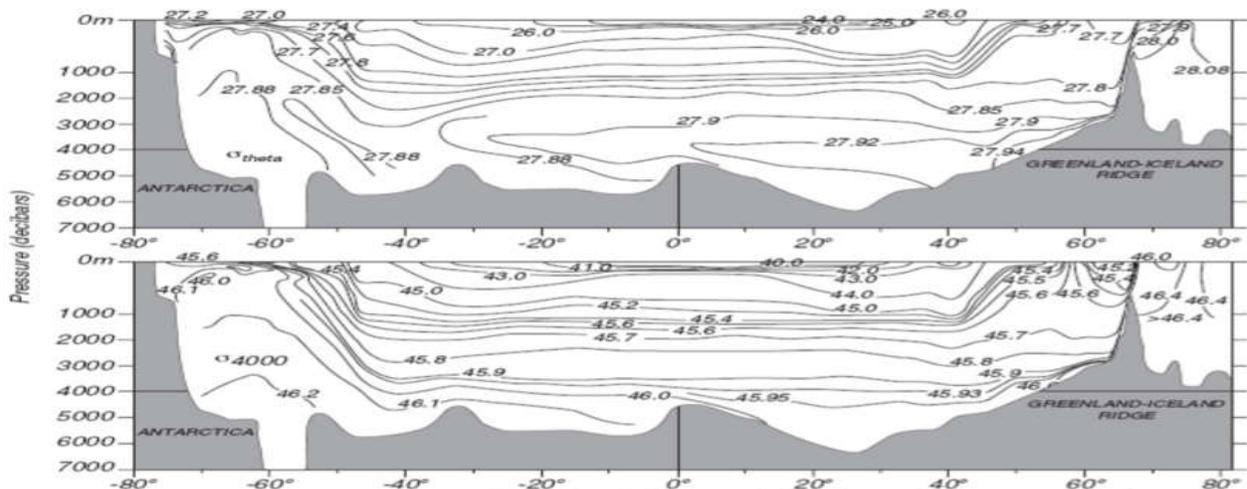


Figura 10. Perfil que muestra la estratificación del agua en el océano del polo sur al norte [Stewart, 2008].

La circulación superficial en el océano es debida principalmente al viento, que revuelve las capas más superficiales generando un estrato "mezclado". Por debajo de la capa de mezcla, la temperatura decrece rápidamente. A este intervalo en el cual el gradiente de temperatura decrece rápidamente se le llama "termoclina", es directamente proporcional a un decrecimiento en el gradiente de velocidad, marcando zonas de gradientes negativos y positivos de velocidades acústicas en la termoclina.

Para los levantamientos batimétricos multihaz es necesario el conocimiento preciso de la distribución vertical de la velocidad del sonido a través de la columna de agua. En el océano conforme la profundidad aumenta, el sonido se propaga a través de las capas con distinta velocidad acústica, por lo que su trayectoria se refracta (curvándose) en la dirección del gradiente de velocidad. La ley de Snell de la Refracción representa este fenómeno (Figura 11).

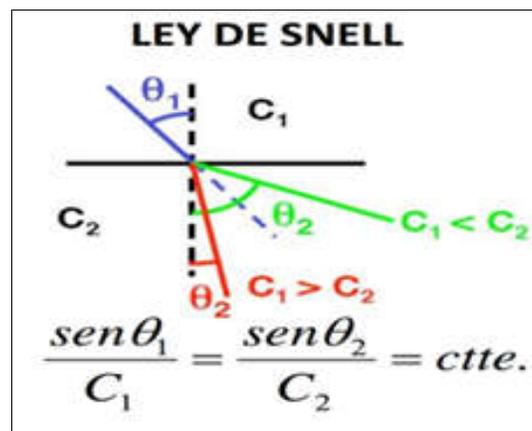


Figura 11. Ley de Snell de la refracción, muestra la relación entre el gradiente de velocidad y la trayectoria del rayo cuando pasan por diferentes medios. El ángulo de incidencia θ_1 (azul), se forma entre el rayo incidente (línea azul) y la normal (línea punteada negra), en un medio con una velocidad C_1 . El primer caso, el ángulo de refracción θ_2 (rojo), se forma entre el rayo refractado (línea roja) y la normal, este ángulo es menor cuando la velocidad C_1 es mayor que C_2 . En el segundo caso, el ángulo de refracción θ_2 (verde), se forma entre el rayo refractado (línea verde) y la normal, este ángulo es mayor cuando C_1 es menor que C_2 . Modificado de Moustier [2010].

La estratificación de la columna de agua está en función de la temperatura, presión y salinidad, esto repercute en la distribución de velocidad acústica a diferentes profundidades en la columna de agua, por lo que es necesario medir el perfil de velocidad de sonido en la región donde se desea realizar el estudio (Figura 12a). Un perfil de velocidad de sonido general del océano, presenta una curva de valores variantes asociados a la estratificación de las masas de agua y al efecto de la presión hidrostática como se observa en la Figura 12b.

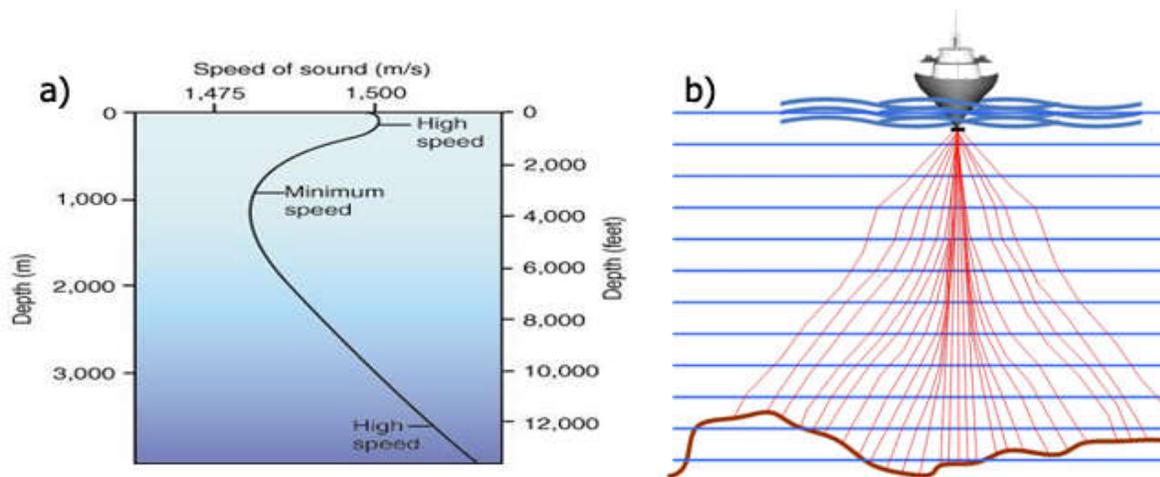


Figura 12. Velocidad acústica en la columna de agua. (a) Perfil de velocidad del sonido que muestra los cambios de la velocidad del sonido en la columna de agua y su efecto sobre las mediciones batimétricas realizadas por medios acústicos. (b) Esquema del efecto geométrico en la trayectoria del haz acústico sufrido por el aumento de velocidad de sonido conforme aumenta la presión, las variaciones de temperatura, densidad y salinidad. Tomado de r2sonic.com/pdfs/R2Sonic_BasicAcousticTheory.pdf.

En promedio, un incremento de 1°C en la temperatura provoca un incremento de 3m/s en la velocidad. Así mismo, la velocidad aumenta con la presión (conforme aumenta la profundidad), incrementándose 1.8 m/s por cada 100m .

Errores en las mediciones de profundidad podrían ocurrir al no considerar estas variaciones de velocidad. Este error es observable al notar que la medición de la profundidad del piso oceánico que es lo más plano posible tomará una forma convexa (el perfil de velocidad es más rápido que el perfil real) o cóncava (el perfil es más lento que el perfil real) (Figura 13).

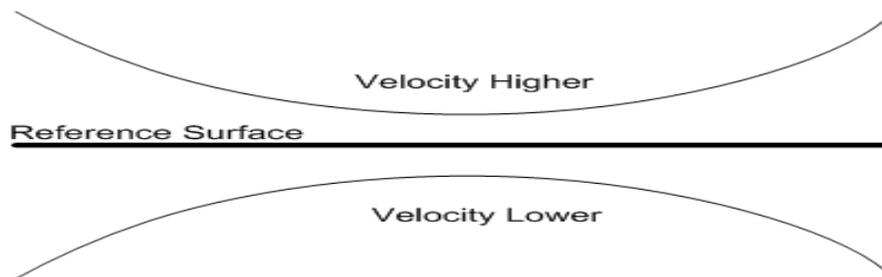


Figura 13. Errores de refracción se producen debido al mal perfil de velocidad del sonido aplicado a los datos. El error aumenta lejos del nadir y, como tal, es más evidente en los haces de los extremos. El efecto visual es que el swath se curva hacia arriba (convexa) o se curva hacia abajo (cóncava). http://www.r2sonic.com/pdfs/R2Sonic_BasicAcousticTheory.pdf.

Para resolver esta problemática, es empleado un medidor CTD (Conductivity, Temperature, Depth). Estas mediciones pueden ser integrados a una fórmula empírica que calcula la velocidad del sonido con la profundidad.

2.4.2. Anomalías Magnéticas en las dorsales oceánicas

La superficie de la Tierra está cubierta en un 60% por corteza oceánica, esta corteza es generada por el proceso de acreción de material ígneo en las dorsales oceánicas, en las cuales se presentan la mayor y abundante actividad volcánica en la superficie de la Tierra. La morfología de las dorsales varía con la tasa de esparcimiento oceánico y su geometría depende de la cámara magmática [Macdonald, 1982].

Cuando el piso oceánico es formado en las dorsales oceánicas y se enfría, este es magnetizado, pasando la temperatura del punto de Curie, donde 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 como lo muestra la Figura 14.

Entonces, conforme el piso oceánico se expande, se estarán formando lineamientos magnéticos (Isócronas) que guardan la dirección de la polaridad normal o inversa del campo magnético que prevaleció al tiempo que la corteza oceánica se formó, dando una configuración simétrica en ambos lados de la dorsal [Macdonald, 1982].

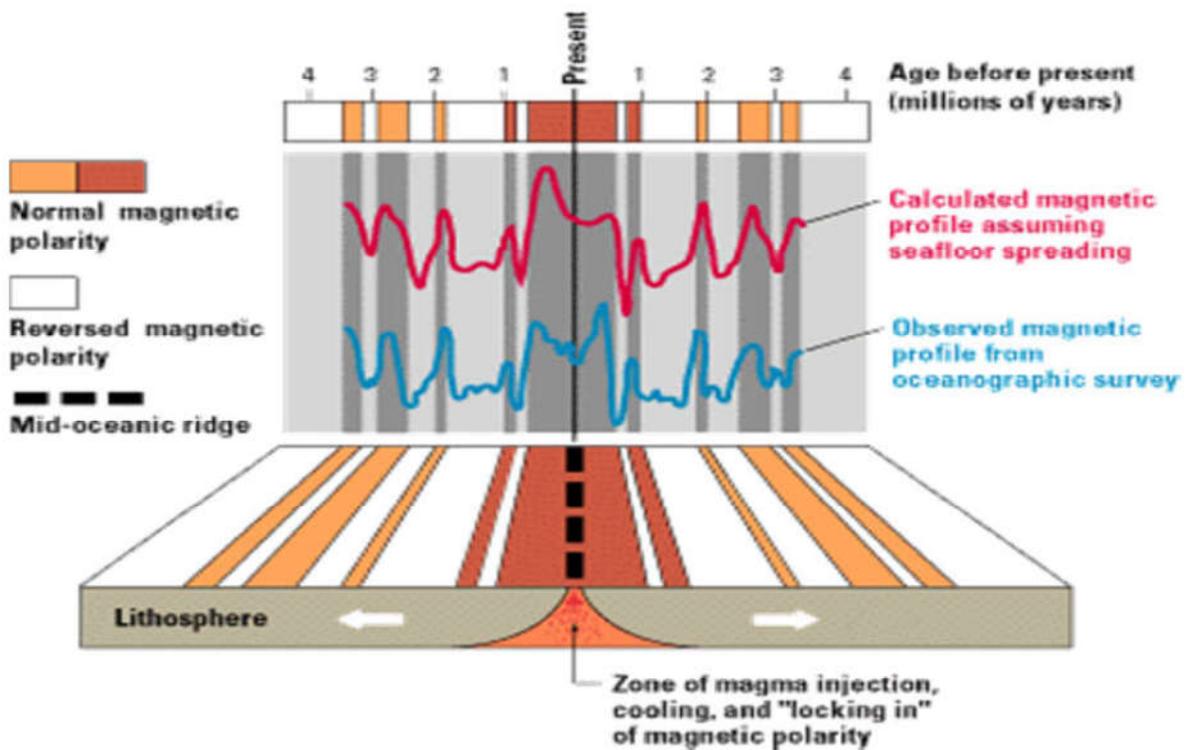


Figura 14. Esquema de la formación de la litosfera oceánica en una dorsal oceánica, así como la formación de lineamientos magnéticos (Isócronas) debido a la magnetización de la nueva y joven corteza oceánica con el tiempo.

2.5. Marco geológico-tectónico de los montes submarinos

Los océanos del mundo tiene más de 10,000 montes submarinos de más de 1 km de altura y más de 1,000,000 que cuentan con más de 100 m de altura. Las aportaciones en el conocimiento en la distribución de los montes submarinos han ayudado a determinar la evolución y movimiento de las placas tectónicas.

2.5.1. Definición de monte submarino.

Anteriormente, se ha definido a los montes submarinos como montañas submarinas de origen volcánico, cuyas cumbres se elevan más de 1,000 m sobre el fondo marino que lo rodea, y presentan una forma cónica con base circular, elíptica o alargada [Murray, 1941; Menard, 1964]. El avance en el entendimiento de los procesos geológicos que forman los montes submarinos y su distribución se ha hecho menos estricto.

Para esta Tesis, es adoptada la definición de monte submarino como cualquier estructura topográfica en el piso oceánico mayor a 100m, pero que no rebasa el nivel del mar y es independientemente de su forma [Wessel, et al. 2007].

2.5.2. Características generales de los montes submarinos

La mayoría de montes submarinos tienen un origen volcánico, debido a las intrusiones magmáticas a través de la corteza oceánica y que se pueden formar ya sea cerca de las dorsales oceánicas o en el interior de las placas oceánicas como consecuencia del ascenso de plumas magmáticas a través del manto referidas como puntos calientes (*hot spots*) [Menard, 1964].

Factores que controlan la formación de montes submarinos incluyen: la profundidad en el agua, la química de la fuente, la edad del piso oceánico, la proximidad a áreas de plumas del manto, el suministro de magma, el esfuerzo entre placas y la formación de corteza oceánica.

El conocimiento en la geomorfología de los montes submarinos está basado en observaciones bajo el agua, sólo se pueden crear imágenes de ellos a través de tecnologías avanzadas en sensibilidad y cobertura. Dos técnicas son usadas para el mapeo de montes submarinos, la batimetría multihaz y la altimetría satelital [Sandwell and Smith, 1997].

Aunque la batimetría multihaz permiten el mapeo en 2D y 3D en alta resolución por medio de ecosondas multihaz, su uso para el análisis del piso oceánico es limitado, porque solo se mapea la zona del tránsito del barco.

Debido a las limitaciones en la cobertura por ecosondas, la altimetría satelital es capaz de crear una predicción global del piso oceánico, concebidos indirectamente de la manera que ellos perturban el campo de gravedad terrestre debido a un cambio en la superficie equipotencial (geoide) [Sandwell and Smith, 1997] (Figura 15). Smith y Sandwell [1997] usaron esta técnica para predecir el relativo relieve del piso oceánico dado de las observaciones de las anomalías de gravedad observadas y utiliza mediciones de batimetría reales de campañas oceanográficas para calibrar las predicciones del piso oceánico por la altimetría satelital. El resultado es una malla de batimetría pero con resolución limitada, esto significa que las características tales como los montes submarinos más profundas y más pequeños no pueden ser bien identificados con la altimetría satelital actualmente disponible [Sandwell et al., 2002; Wessel, 2007].

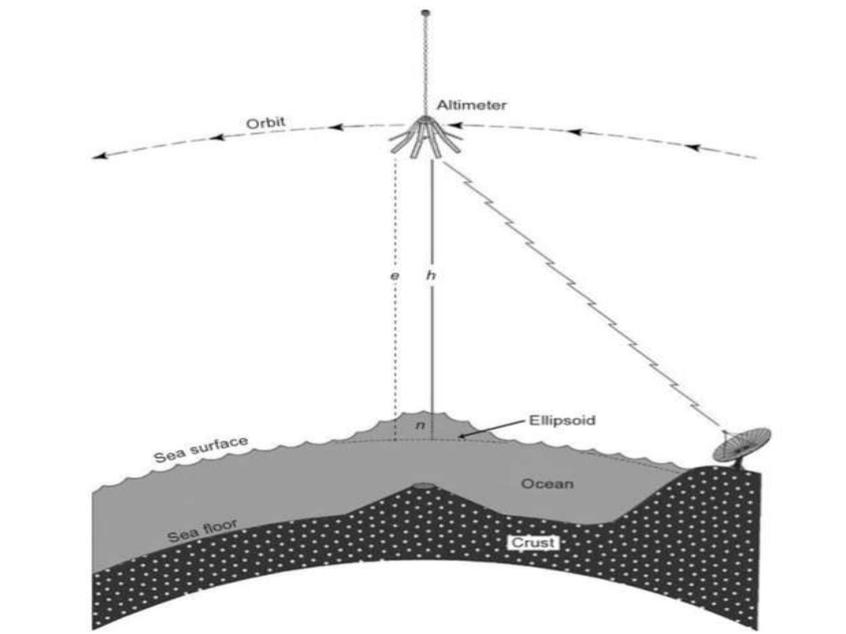


Figura 15. Caracterización de los montes submarinos usando altimetría satelital. El altímetro orbitando manda pulsos al radar hacia el océano y detecta el regreso. Dando la geometría de la órbita. El tiempo de viaje del pulso, parámetros del elipsoide, la altura del geode (n) puede ser estimado. Entonces n es una representación de la anomalía de la gravedad sobre el monte submarino, por lo tanto, se puede inferir la localización y dimensión aproximada de las características indirectamente de la anomalía de gravedad [Sandwell y Smith, 1997].

Las mediciones originadas de altimetría satelital, son datos obtenidos por el satélite Geosat y el satélite ERS-1 [Sandwell and Smith, 1997; Smith and Sandwell, 1997]. Aunque una malla de batimetría global puede ser inferida por altimetría satelital y por ecosondas en los transectos de barcos, tales mallas de datos varían en calidad y resolución, por lo que es importante de recordar cuando se extraigan características topográficas de estas bases de datos.

Para determinar la edad (geocronología) de los montes submarinos, se basa sobre una serie de datación de muestras de rocas, pero si las muestras no están presentes, la edad de los montes puede ser inferida indirectamente de su localización en el contexto de la edad del piso oceánico que los rodea [Wessel, 2007].

Una revisión de lo que pasa con los montes submarinos después de que se han formado, incluyen consideraciones de tectónica de placas y subsidencia debida al enfriamiento térmico de la litósfera [Wessel, 2007]. Los montes submarinos representan cargas a largo plazo en la litosfera oceánica, los cuales deforman mecánicamente por flexión elástica (*elastic flexure*) [Watts, 2001]. Depende de la edad de la litosfera cuando se emplaza la carga, es decir, cuando la litosfera es joven, es más caliente y más delgada, la carga de los montes submarinos deforma la litosfera en una longitud de onda corta y luego al paso del tiempo regresa a su estado inicial. En el caso de la litósfera es de mayor edad, su espesor es más grueso y al soportar una carga de un monte, la litósfera se deforma y permanece en ese estado porque la corteza es más rígida [Wessel, 2001]. Estas interacciones complejas, resulta en una amplia variedad de montes submarinos, en su mayoría, grandes montes submarinos, son típicamente encontrados en lugares intraplaca donde la edad de la litósfera es mayor y el magma es suministrado por una pluma en el manto.

La distribución de los montes da información vital acerca de la variación espacial y temporal de la actividad volcánica intraplaca [Wessel, 2007].

2.5.3. Distribución espacial

La mayoría de los pequeños montes submarinos probablemente son cubiertos por las capas sedimentarias, dado el espesor típico (100-200 m) de sedimentos acumulados en las cuencas oceánicas del mundo. Por lo que los montes submarinos más pequeños, a menudo se observan generalmente en una corteza oceánica joven con una cubierta de sedimentos moderada. El océano Pacífico (en particular la placa del Pacífico) contiene casi la mitad de los montes submarinos suficientemente grandes (>~2km), y son observados de datos de altimetría satelital [Wessel, 2001]. Mientras que los océanos Atlántico e Índico contienen la mayor parte de los montes submarinos restantes y menos montes se encuentran en las placas como American del Norte, Eurasia, Cocos y Filipinas (Figura 16) [Wessel, 2001].

Factores que puede causar la variación en las abundancias de montes submarinos en el mundo es la distribución subyacente de plumas en el manto o por el magma en centros de

esparcimiento oceánico donde puede continuar la formación de pequeños montes submarinos por variaciones sistemáticas en los esfuerzos de placa [Wessel, 2001].

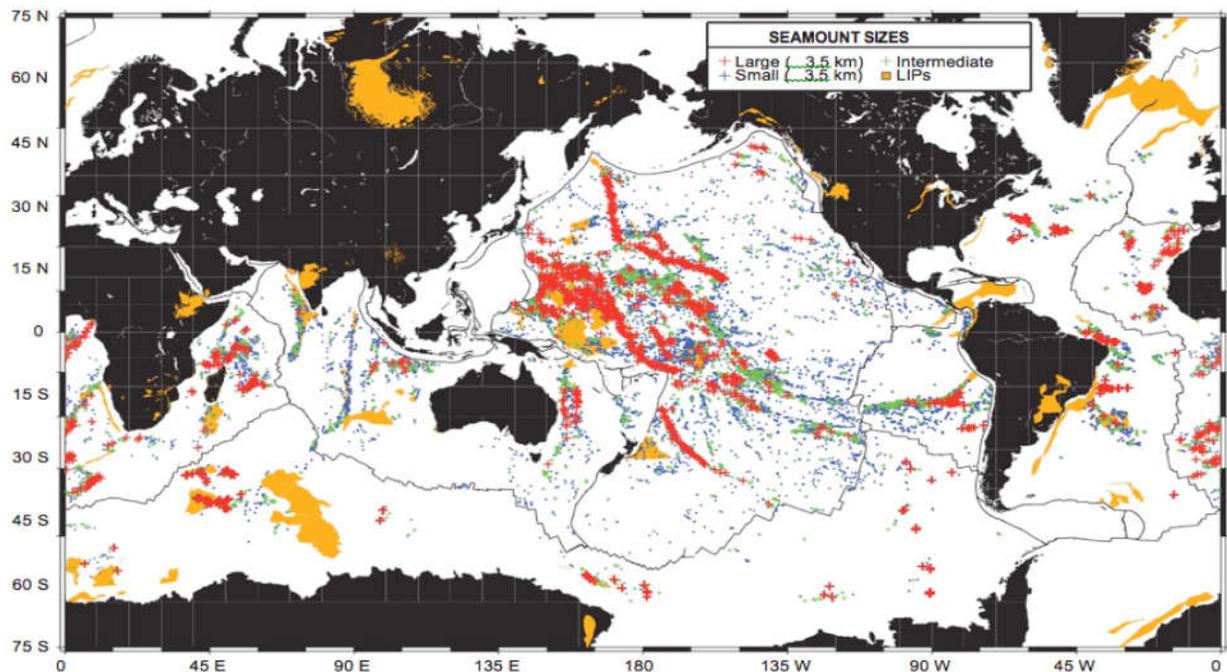


Figura 16. Distribución global de montes submarinos identificados por Wessel [2001] en una malla del gradiente vertical de la gravedad (en unidades de mGal/m o Eotvos) derivados de altimetría satelital del Geosat/ERS-1 [Sandwell and Smith 1997]. Cruces rojas son grandes montes submarinos (>3.5 km de altura), cruces azules pequeños montes submarinos (<2.5 km de altura), las cruces verdes son de tamaño intermedio. Grandes Provincias Ígneas (*Large Igneous Provinces* o LIPs) están marcadas en naranja, estas frecuentemente están asociadas con provincias de montes submarinos.

2.5.4. Distribución temporal y la edad de los montes submarinos

La mayoría de los montes submarinos son de las estructuras geológicas más jóvenes en el piso oceánico de las placas tectónicas.

Algunas cadenas de montes submarinos en el piso oceánico tienen una formación que ha sido progresiva con respecto al tiempo [Sager, 1992]. Estas cadenas de montes se forman por una fuente de magma constante denominada punto caliente (*hot spot*), relativamente fija, proveniente del manto en el interior de la Tierra [Sager, 1992]. Por lo que los montes submarinos pueden ser usados como marcas geológicas de trazas del movimiento absoluto sobre el manto, de las placas oceánicas en el tiempo [Sager, 1992].

La edad de los montes submarinos es determinada, utilizando técnicas radiométricas de muestras de rocas. Sin embargo, sólo una muy pequeña fracción a nivel global de los montes submarinos ha sido fechada con tales técnicas. En el caso de que no tener muestras disponibles, la edad de los montes pueden ser inferidas indirectamente del tamaño de los

montes submarinos y su localización en el contexto de la edad del piso oceánico que los rodea [Wessel, 2007]. Casi todo el fondo marino subyacente ha sido fechado como resultado de la identificación de "isócronas", derivadas de las anomalías magnéticas marinas que muestran la reversión del campo magnético terrestre. Mediante una cuidadosa calibración con muestras de flujos de lava que han sido radiométricamente fechadas [Cande et al., 1989], tanto en tierra como en el mar [Wessel, 2001].

Las cadenas de montes submarinos que se han formado sobre puntos calientes del manto, se espera que exhiban una simple y monotónica progresión en la edad lejos del punto caliente activo, siendo el monte más joven cercano a la actividad volcánica.

Por lo tanto, los modelos de movimientos de placas son calibrados de datos disponibles de las cadenas lineales de montes submarinos. Sin embargo, a medida que avanzamos en el tiempo más allá de 70 Ma, estos modelos se vuelven cada vez menos confiables debido a la escasez de datos [Kroenke et. al., 2004].

La principal limitación en el uso de los montes submarinos producidos por puntos calientes en las reconstrucciones del movimiento de las placas tectónicas es que surgen de múltiples fuentes de error y ambigüedades que plagan las estimaciones de edad radiométricas. Por ejemplo, a menos que el punto caliente se mantenga con una tasa de volumen de flujo constante durante largos períodos de tiempo, la ubicación exacta de un punto caliente (que representa el origen de edad cero a lo largo del sendero de punto caliente) es poco conocida.

Si los puntos calientes son estacionarios, entonces la geometría de las cadenas de montes submarinos puede ser modelado como una serie de pequeños círculos sobre un conjunto de puntos (polos de Euler) [Wessel and Kroenke, 1998].

2.5.5. Origen y evolución volcánica de los montes submarinos.

Los montes submarinos se forman en el fondo del mar, en la corteza oceánica, donde un peso considerable de agua (sobrecarga) está presionando hacia abajo sobre los volcanes nacientes. El magma menos denso que la corteza que lo rodea, encuentra su camino a la superficie siguiendo un camino de fracturas o zonas débiles en la corteza oceánica. Los montes submarinos son típicamente formados en uno de los dos distintos escenarios tectónicos, cada uno con una única característica propia.

(1) Montes Intraplaca

La mayoría de los grandes montes submarinos se encuentran en las cuencas oceánicas donde fueron formados en un escenario tectónico intraplaca, lejos de las fronteras activas de las

placas tectónicas, dichos montes submarinos se han formado por puntos calientes (*hot spots*) [Wilson, 1963; Morgan, 1971]

Como las placas se mueven sobre estas fuentes magmáticas, los montes submarinos formados, son llevados lejos del sitio de la fuente con el tiempo. El resultado es la formación de una línea de cadenas de volcanes extintos que muestran una progresión estructural de edades que refleja el movimiento de la placa a través del tiempo geológico. Ejemplos de estas cadenas de montes son Emperador-Hawaii y Louisville (Figura 17) [McNutt et al., 1997; Dickinson, 1998].

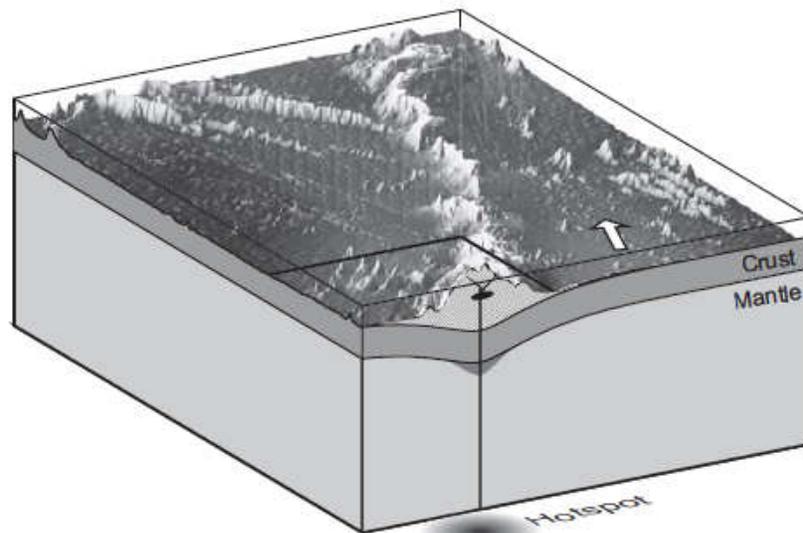


Figura 17. Formación de montes submarinos intraplaca sobre los puntos calientes de Hawaii. Dada una gruesa y fuerte litosfera (~90 Ma). Las grandes cadenas volcánicas deforman la litosfera. La pluma bajo la placa tectónica alimenta a los volcanes por una red de diques alimentadores, algo de magma puede estancarse bajo la corteza, así, como el movimiento de las placas lleva a los volcanes lejos del punto caliente (flecha indica la dirección actual del movimiento), dejando de ser activos y forman cadenas de montes submarinos lineales o cadena de islas [Wessel, 2007].

(2) Montes submarinos en las dorsales oceánicas

Muchos montes submarinos pequeños, se han formado cerca de un límite divergente entre placas tectónicas [Lonsdale, 1983].

Flujos de magma encuentran su camino a través de la delgada y fracturada corteza, formando pequeños montes submarinos en su mayoría circulares de baja altura, en la reciente región formada por la dorsal oceánica; la formación de montes va de unas pocas decenas a cientos de metros de altura [Smith y Cann, 1990] y no se desarrollan más allá de esta etapa.

Ocasionalmente, se pueden formar montes submarinos de mayores dimensiones cuando están cerca de la dorsal (Figura 18). Dado que el espesor de la litosfera aumenta rápidamente lejos

de la dorsal, las tasas de producción de montes submarinos disminuyen al aumentar la edad y el grosor de la litosfera, siendo más alta cerca del eje de la dorsal [e. g. Batiza, 1982].

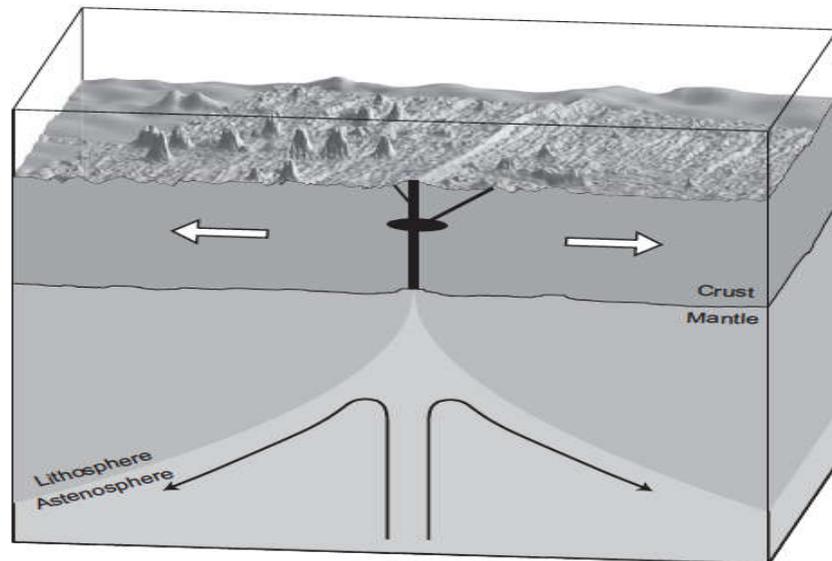


Figura 18. Formación de montes submarinos cerca de la EPR. Las placas Pacífico y Nazca están separándose a una tasa de 10cm/año. La delgada y débil placa no puede sostener grandes volcanes y típicamente solo pequeños conos son encontrados. En esta configuración, el exceso de magma en la profundidad es desviado a los diques que llegan a la superficie en el flanco de la dorsal, formando pequeños volcanes [Wessel, 2007].

En las dorsales de rápido esparcimiento oceánico, como la EPR, pequeños montes submarinos se han formado en los flancos de la dorsal donde la corteza tiene edades de 0.2-0.3 millones de años [White et al., 1998]. Por el contrario en las dorsales de lento esparcimiento, como la dorsal a la mitad del Atlántico, pequeños montes submarinos se concentran casi exclusivamente dentro del valle de *rift* [Smith y Cann, 1990]. Otros estudios han mostrado que los montes submarinos formados en un régimen de deformación tectónica extensiva entre fallas normales, presenta alturas menores [Jaroslow et al., 2000]. Los montes submarinos más pequeños y más numerosos con altura inferior a 100 metros es probable que sean enterrados por capas de sedimentos sobre el piso oceánico después de unas pocas decenas de millones de años [Ludwig and Houtz, 1979].

2.5.6. Evolución en la forma de los montes submarinos.

Los montes submarinos que se forman por erupciones efusivas de lava en la profundidad del piso oceánico, exhiben una fuerte simetría axial en los escenarios tempranos de su formación. Ejemplo, los pequeños volcanes submarinos que se forman en las dorsales oceánicas, son

comúnmente de cono redondo o subcircular y muchos desarrollaran calderas o cráteres en su cumbre (Figura 19) [Mitchell et al. 2001].

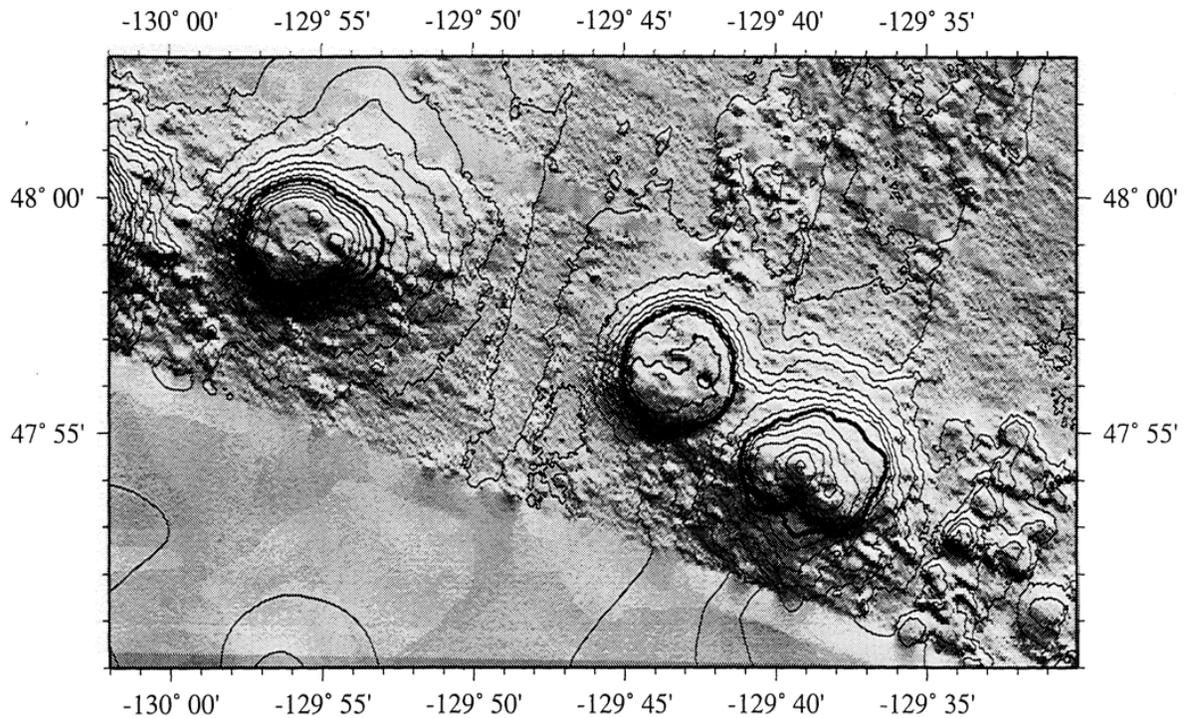


Figura 19. Una pequeña cadena de volcanes en una dorsal a mitad del océano, los contornos son cada 100m. Estos montes tiene una relativa estructura circular [Mitchell, 2001].

La forma circular de los montes podrá cambiar a una más elongada, eventualmente perdiendo su forma simétricamente axial debido a su distanciamiento del sitio de su origen [Mitchell, 2001]. Aunque es poco probable que un solo mecanismo pueda explicar la forma de los montes, se cree que la presencia de una cámara magmática somera dentro del volcán pueden modular el crecimiento del monte submarino [Mitchell, 2001].

La inestabilidad en los montes submarinos es el proceso de crecimiento volcánico, que crea laderas inestables debido a que se está añadiendo material volcánico a las pendientes de las cimas o a un aumento excesivo de las intrusiones magmáticas en los flancos del edificio volcánico.

2.5.7. Bases de datos de montes submarinos

La generación de bases de datos mundiales sobre montes submarinos como *Seamount Biogeosciences Network*, han creado catálogos de montes submarinos en archivos digitales de mapas batimétricos de los montes submarinos. Este catálogo contiene datos morfológicos,

información de muestras, archivos de datos multihaz, así como la contribución de los archivos aportados por los investigadores. Actualmente este catálogo contiene más de 1,800 montes submarinos en todos los océanos.

La Carta General Batimétrica de los Océanos (*General Bathymetry Chart of the Oceans* or GEBCO) mantiene y pone a disposición un diccionario geográfico digital de los Nombres Geográficos de las Características Submarinas (*GEBCO Gazetteer of Geographic Names of Undersea Features*), que incluyen las características generales y la posición geográfica en el fondo del mar de los montes submarinos reconocidos. Además de contener también un catálogo de nombres de otras estructuras en los océanos. La Figura 20, muestra la localización de los montes reconocidos actualmente en estas bases de datos en la parte central de RIV, lo que evidencia que aún no hay montes submarinos reconocidos ni registrados en esta base mundial de datos en el sector central de RIV.

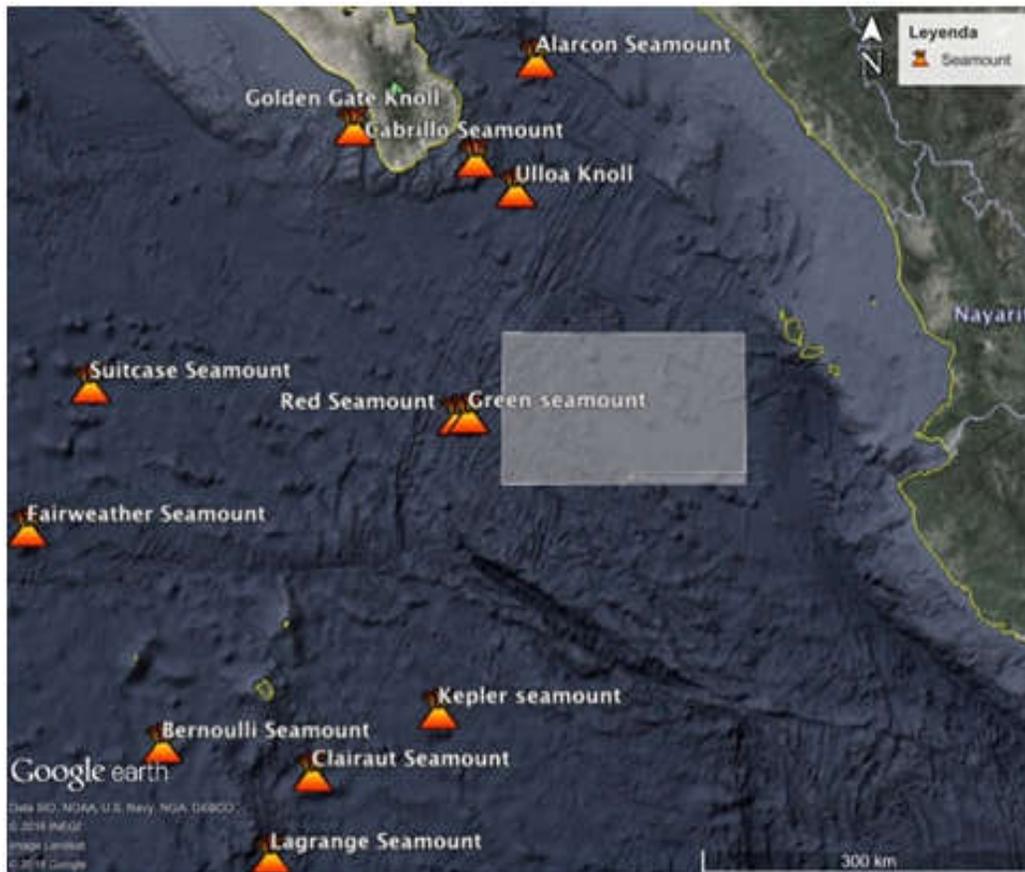


Figura 20. Mapa que muestra la localización de montes submarinos que han sido reconocidos cerca de la placa de RIV (triángulo naranja). El polígono blanco muestra el área de estudio, lo que indica que no hay montes reconocidos en esta región. Datos tomados de las bases de datos GEBCO *undersea features names gazetteer*, *Seamount Biogeosciences Network*. <http://earthref.org/SC/> y Google Earth 2019.

3. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS MARINOS

Campañas oceanográficas anteriores ya habían registrado la existencia de montes submarinos sobre la parte central-oeste de la placa de RIV, pero los datos batimétricos fueron esporádicos, porque en su mayoría son datos de transectos obtenidos por buques en tránsito que pasaron sobre esta región.

Para este estudio se utilizaron datos geofísicos marinos de batimetría multihaz y magnéticos, que provienen de las siguientes bases de datos: (1) de 7 campañas oceanográficas realizadas a bordo del Buque Oceanográfico "El Puma" de la UNAM en el sector central de la placa de RIV, y (2) GeoMap App que agrupa información de varias bases de datos marinos (3) de la batimetría basada de altimetría satelital por Sandwell and Smith [2009], con el fin de completar los espacios sin datos de las campañas oceanográficas para cada uno de los montes submarinos.

3.1. Ecosondeo monohaz y multihaz

A principios del siglo XIX se reconoció la posibilidad de conocer la profundidad del lecho marino midiendo el tiempo de viaje de una onda de sonido que se reflejaba en el piso oceánico, a principios del siglo XX, el desarrollo tecnológico permitió la aplicación de este principio, y para la tercera década del siglo XX, permitió la construcción de las herramientas e infraestructura necesarias para el desarrollo de las investigaciones oceanográficas.

La ecosonda monohaz está diseñada para obtener una medida de profundidad a la vez, directamente por debajo del barco en movimiento (Figura 21a). El sistema de ecosondeo monohaz lo conforman principalmente 4 componentes (a) sistema transmisor, (b) sistema receptor, (c) transductor y (d) la consola de control y desplegado. El piso marino no es completamente plano, si consideramos una onda de sonido que se propaga en todas las direcciones, se presenta incertidumbre acerca de la procedencia del eco. Mediante un transductor que incorpore cierta directividad tanto en la transmisión como en la recepción acústica, la energía se enfoca en un ángulo sólido estrecho o haz, y se puede tener control de la porción acústicamente iluminada del fondo marino. Otro problema radica en que al permanecer fijo respecto al barco, el sector acústico se mueve con el mismo (Figura 21b).

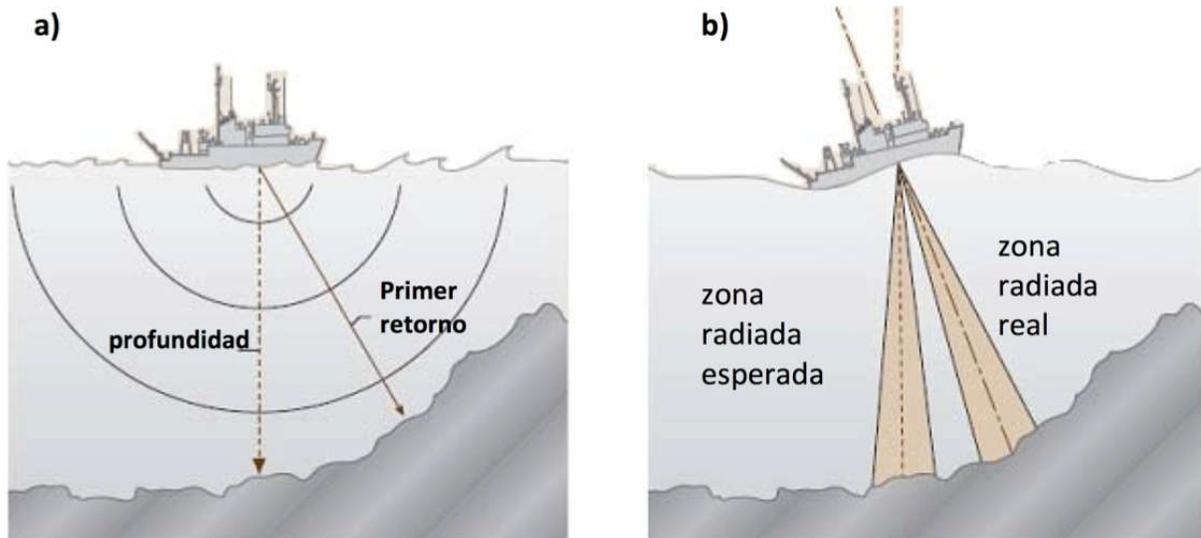


Figura 21. Problemática del ecosondeo. (a) la onda acústica se propaga en todas las direcciones, por lo que hay incertidumbre del punto de su procedencia. (b) Si la fuente permanece fija con respecto al barco, esta se moverá con el mismo. Tomado de Ponce [2010].

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. Las ecosondas multihaz pueden enviar una cantidad determinada de haces acústicos al mismo tiempo, transversalmente a la dirección del buque en forma de abanico. No obstante, estas múltiples mediciones batimétricas requieren ser corregidas por el movimiento del barco.

La ecosonda multihaz realiza ecosondeos transversales y están distribuidas de tal manera que cubren un área contigua, usualmente una serie de mediciones en dirección perpendicular a la línea de navegación '*acros-track*' (Figura 22b), formando un barrido lateral. A esta área se le refiere como '*swath*' (Figura 22a), y el ancho del '*acros-track*' se le conoce técnicamente como *swathwidth*. El ancho de barrido depende de la profundidad y de la frecuencia; por lo que, en la franja de sondeo del barrido lateral se obtiene los valores de batimetría multihaz.

Las ecosondas multihaz forman parte de un sistema que están conectados a los sistemas de navegación como el SEAPATH y mediciones del movimiento del buque en un marco de referencia.

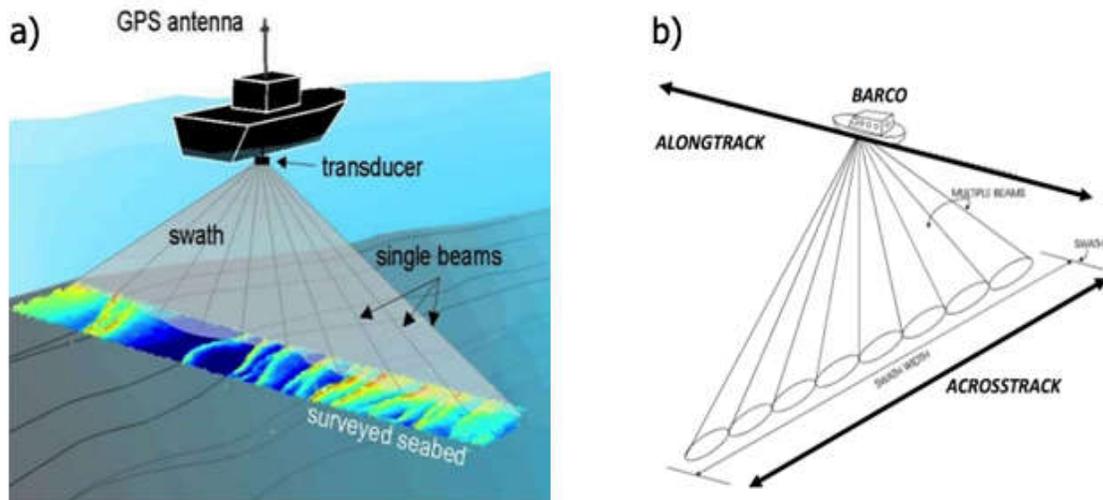


Figura 22. Esquema del sistema multihaz, (a) se muestra el Swath, posición del transductor, GPS y de los haces (*single beams*); (b) Se indican las direcciones del *alongtrack* y *acrosstrack* con respecto al barco. Tomado de <http://www.slideshare.net/eroskam/powerpoint-braveheart-shipping>.

3.2. Registros en los movimientos del buque

Los datos de batimetría, tanto monohaz como multihaz, son recolectados en una plataforma móvil como lo es el buque. En el agua, el buque se comporta como un cuerpo rígido, con seis grados de libertad, tres lineales (*translations*) y tres angulares (*rotation*), mostrados en la Figura 23. Para poder registrar adecuadamente estos movimientos, se coloca un sistema de referencia en el buque. Los registros de los movimientos son utilizados para corregir las posiciones de los multihaz por los seis movimientos en el registro de cada uno de los pings en los barridos laterales. Estos son:

Movimiento lineal (translation):

1. Deriva vertical (**Heave**) o la traslación vertical sobre el eje z (arriba / abajo).
2. Deriva horizontal (**Surge**), la traslación horizontal sobre el eje longitudinal (delante / detrás o proa / popa) movimiento impartido por las condiciones del mar.
3. Deriva horizontal (**Sway**), es la traslación horizontal sobre el eje transversal (de lado a lado o de babor a estribor).

Movimiento angular (rotation):

4. Cabeceo (**Pitch**), rotación alrededor del eje transversal Y (el eje de cabeceo es una línea imaginaria que corre horizontalmente a través del buque y pasa a través del centro de gravedad). Un movimiento de cabeceo es un movimiento hacia arriba la proa y en contra hacia abajo la popa del barco.

5. Balanceo (**Roll**), rotación alrededor del eje longitudinal X (es una línea imaginaria que corre horizontalmente a través de la eslora del buque, a través de su centro de gravedad, y paralela a la línea de flotación). Un movimiento de balanceo es un movimiento de inclinación de lado a lado o de babor a estribor del buque.
6. Guiñada (**Yaw**), rotación alrededor del eje Z (es una línea imaginaria que corre verticalmente a través del buque y a través de su centro de gravedad). Un movimiento de guiñada es un movimiento de lado a lado o de proa y la popa del buque.

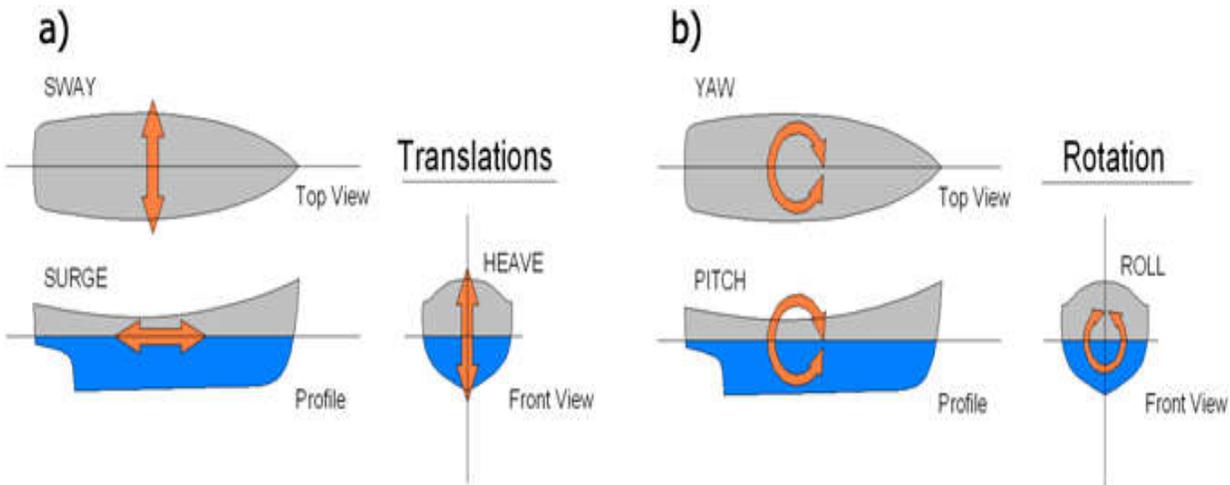


Figura 23. Diagramas que muestran los movimientos del buque. (a) Movimientos lineales o de traslación (Translations): *SWAY*, *SURGE* y *HEAVE*. (b) Movimientos angulares o de rotación (rotation): *YAW*, *PITCH* y *ROLL*. Tomado de (https://en.wikipedia.org/wiki/Ship_motions).

Usualmente la magnitud de estos movimientos depende de factores en el mar (oleaje, corrientes) y meteorológicos (vientos y tormentas), así como la operación y el diseño del buque.

3.3. Adquisición de datos de batimetría multihaz

Para procesar los datos batimétricos adquiridos con una ecosonda multihaz se requieren varias etapas de procesamiento, primero, corrigiendo un gran volumen de valores batimétricos por los errores sistemáticos que fueron introducidos durante la fase de adquisición (perfil de velocidades) y a errores debido a movimientos del barco (Heave), e invalidación de valores de profundidad fuera de rango. Posteriormente a este procedimiento, se genera un Modelo Digital del Terreno (*Digital Model Terrain* o DTM) que puede ser desplegado gráficamente para visualizar la rugosidad del lecho marino en 2D y 3D. Finalmente este DTM es complementado con la imagen de datos magnéticos de la región para caracterizar morfotectónicamente los montes submarinos en la región central de la placa de RIV.

Los datos batimétricos multihaz adquiridos durante 7 campañas oceanográficas abordo del B/O "El Puma" de la UNAM son: BABRIP06 (8-11 de octubre 2006), con 15 transectos, MAMRIV07 (12-22 de diciembre 2007) con 27 transectos, MAMRIV08 (17-24 de octubre 2008) con 37 transectos, MORTIC08 (18-22 de marzo 2009) con 19 transectos, GUAYRIV10 (18-25 noviembre 2010) con 41 transectos, BATIBAJA11 (7-13 septiembre 2011) con 23 transectos y MAMRIV12 (23 de mayo-1 junio 2012) con 44 transectos, siendo un total de 206 transectos (Figura 24). Durante las 7 campañas se realizaron los levantamientos a lo largo de transectos paralelos, con una orientación de E-W y viceversa, realizando así una cobertura continua de valores de batimetría multihaz y del campo magnético marino total en la región central de la placa de RIV.

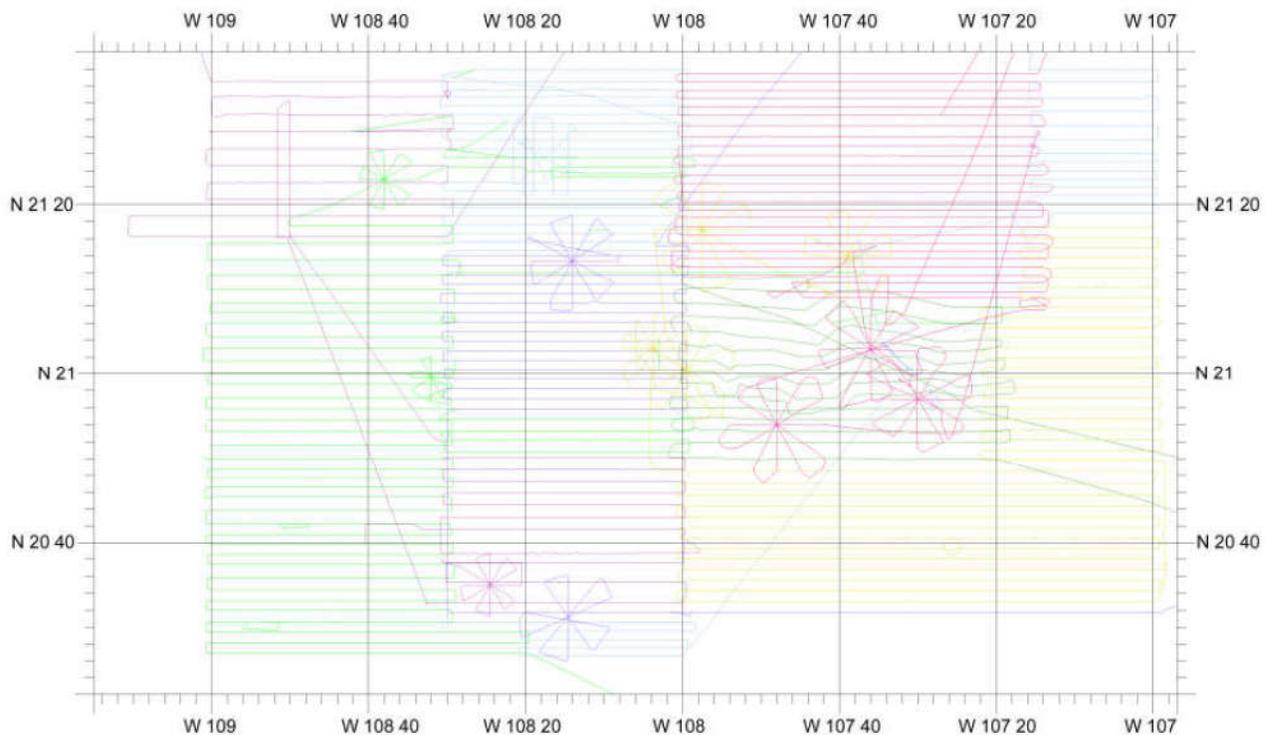


Figura 24. Mapa de los transectos realizados en las campañas oceanográficas: BABRIP06 (verde oscuro), MAMRIV07 (rosa), MORTIC08 (morado), MAMRIV08 (amarillo), GUAYRIV10 (azul claro), BATIBAJA11 (lila) y MAMRIV12 (verde claro).

También se realizaron levantamientos especiales en forma de estrellas sobre los montes submarinos encontrados (Figura 25), con el fin de tener una mejor cobertura de batimetría multihaz y observar con más detalle la morfología de los montes. Un total de 13 levantamientos en forma de estrellas fueron hechos, aunque se hallaron más montes submarinos en esta región, pero debido a la limitación en los tiempos de buque no se llevaron a cabo más levantamientos en estrella.

Cada levantamiento en forma de estrella está compuesto de 6 perfiles con un promedio en longitud de 6 mn (millas náuticas) en cada perfil y con rumbo a cada 30 grados (Figura 25). Localizando todos los montes submarinos a estudiar, se delimito el área de estudio dentro de un polígono con coordenadas al Sur de $20^{\circ} 25' N$ y al Norte a $21^{\circ} 36' N$, mientras que va del Este en $107^{\circ} W$ y al Oeste $109^{\circ} W$. El área del polígono cubre aproximadamente una superficie de $27,400 \text{ km}^2$.

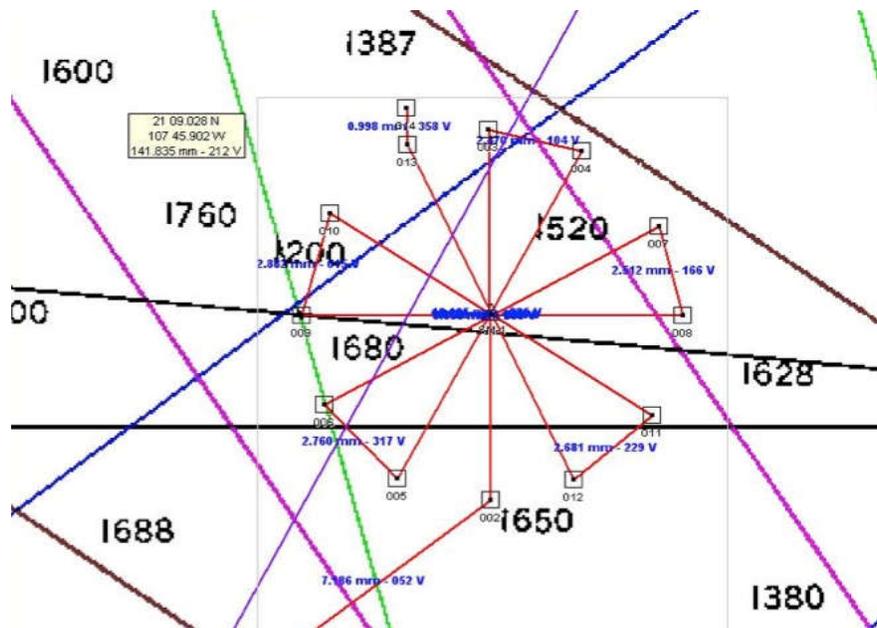


Figura 25. Ejemplo de Levantamiento en forma de estrella sobre un monte submarino (líneas rojas), para obtener datos batimétricos en la campaña MAMRIV07, está compuesto de 6 perfiles con una longitud promedio de 6 mn y con rumbo a cada 30 grados.

La adquisición de datos batimétricos multihaz en las siete campañas oceanográficas a bordo del B/O "El Puma", fueron obtenidas con una ecosonda multihaz EM300 de la marca Kongsberg, que trabaja a una frecuencia de 30 kHz (Figura 26), emitiendo simultáneamente 135 haces para las mediciones de profundidad y con una cobertura angular de hasta 150° , el ángulo se ajusta de acuerdo a la profundidad [Kongsberg Simrad EM300 Operation Manual, 2002]. Esta ecosonda mide un rango de profundidades entre 10 m a 5,000 m, y alcanza un ancho de swath de hasta 5 km [Kongsberg Simrad EM300 Operation Manual, 2002]. El rango de velocidades en la navegación para el registro estuvo entre 5 a 8 nudos, para tener una óptima cobertura y así reducir la dispersión en las medidas.

Los datos adquiridos con la ecosonda EM300 están influenciados por las condiciones de mar, la época del año, la operación de los instrumentos y de las variaciones en la estratigrafía en la columna de agua. Por esta razón, el B/O "El Puma" 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.

En cada área de los levantamientos, se hicieron mediciones de la velocidad del sonido en la columna de agua con una sonda acústica SVP Plus (*Sound Velocity Profiler*) modelo V2 AML montada en el carrusel del CTD, para determinar la geometría de los haces en función de la profundidad [Kongsberg Simrad EM300 Operation Manual, 2002].

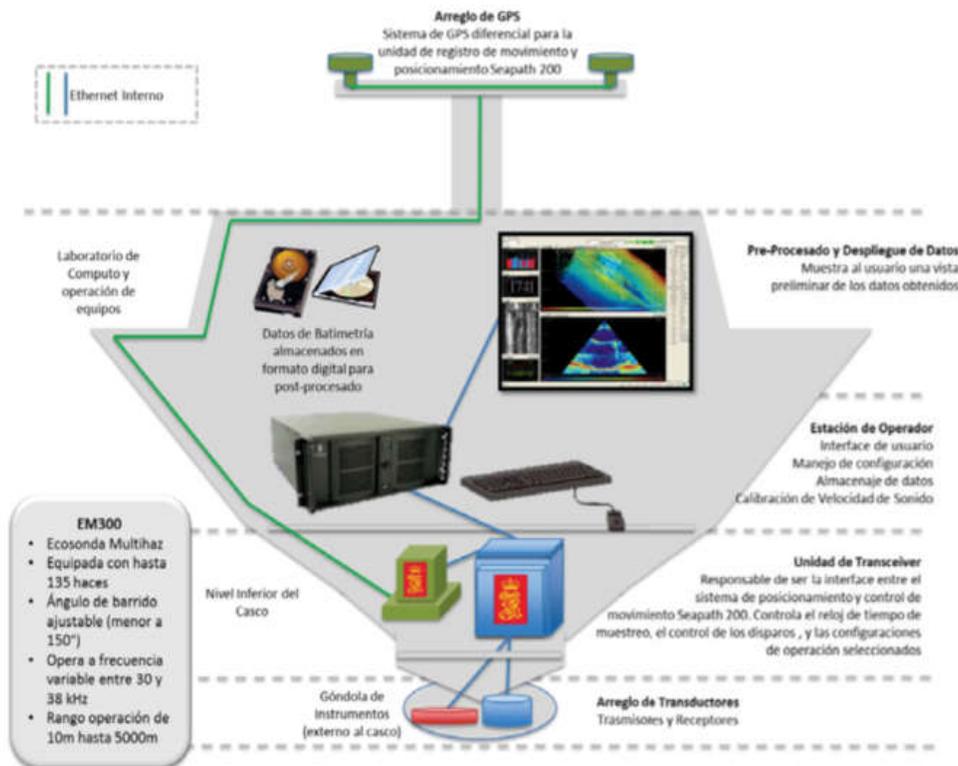


Figura 26. Esquema de configuración de la ecosonda multihaz EM300. Integración de los sistemas de navegación y sondeo con el registro de los datos en sección transversal del buque, sistema instalado en el B/O EL PUMA. (Modificado de Kongsberg Simrad EM300 Operation Manual, 2002).

Durante las 7 campañas oceanográficas, las coordenadas de navegación están referenciadas por el sistema de navegación del buque que combina datos del registro de movimientos del buque que es medido con la Unidad de Movimiento Referencial (MRU de Kongsberg), y el posicionamiento dado por dos antenas GPS en la parte superior del magistral que conforman el sistema diferencial, SEAPATH 200 de Kongsberg (Figura 27). Algunas ocasiones, el registro de los datos multihaz están afectados por el escoramiento del buque, a la dirección del viento por lo cual la frecuencia de las olas y la respuesta del buque a estos cambios repentinos,

requerirán un post-procesado de los datos multihaz para corregir su posicionamiento y medición de profundidad.

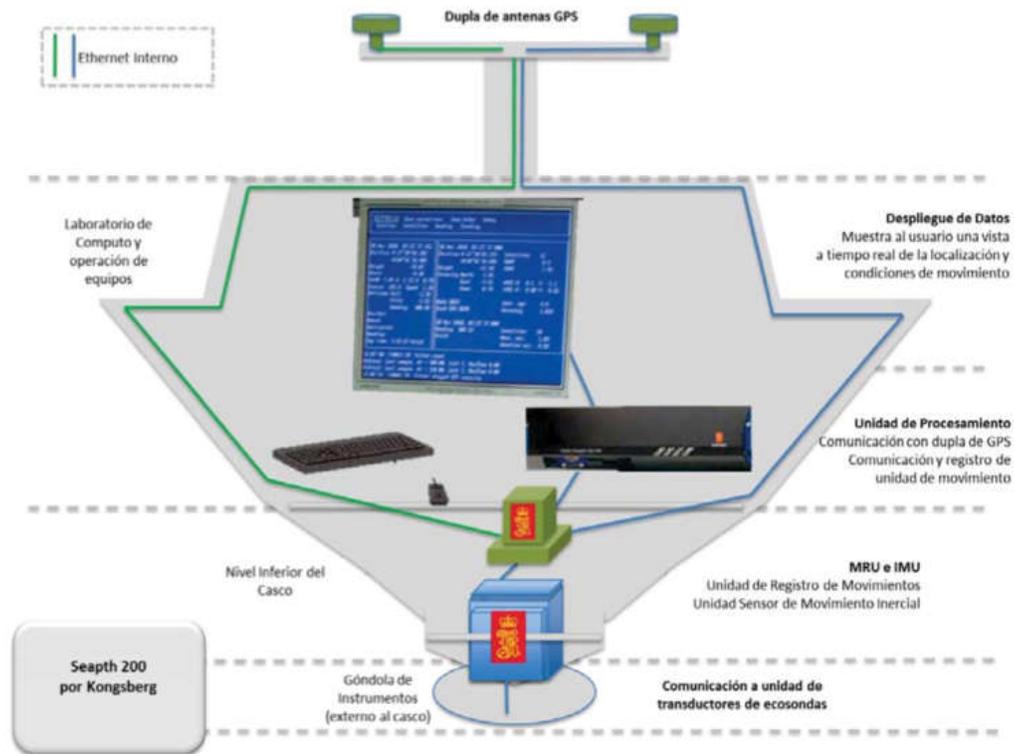


Figura 27 El sistema de navegación y movimiento SEAPATH 200. Esquema de instalación y funcionamiento de sistema de registro de movimiento, instalado en el B/O EL PUMA (Kongsberg Simrad EM300 Operation Manual, 2002).

La logística para el levantamiento batimétrico multihaz en la zona con la ecosonda EM300, se llevó a cabo con transectos de navegación paralelos entre ellos y con una separación que permitiera el traslape de los datos entre el 10 al 20%, con el objetivo de que no se tuviera zonas sin datos.

Esta ecosonda utiliza el software de adquisición SIS (*Seafloor Information System*) y durante la navegación, los monitores de la consola de operación del EM300 muestran los datos registrados de la batimetría del piso oceánico en tiempo real, estos son registrados en series de tiempo que contienen datos del posicionamiento y profundidad, para posteriormente procesarlos en gabinetes para elaborar los modelos digitales del terreno (DTM) e integrarlos a una carta batimétrica, como lo ilustra la Figura 28.

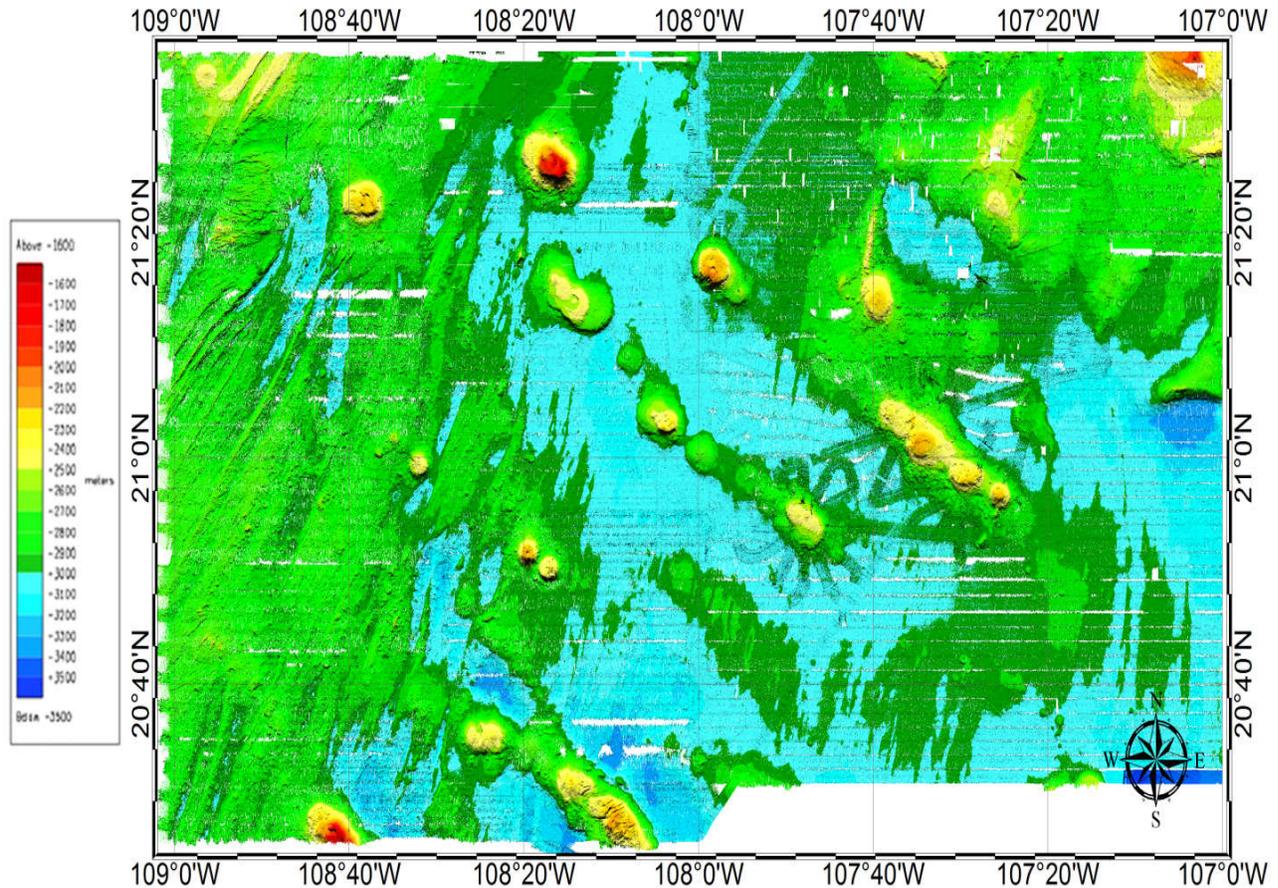


Figura 28. Carta Batimétrica del fondo marino en el sector central de la Placa de RIV. Las líneas de los transectos no se despliegan para tener una mejor visión del piso oceánico y distinguir mejor las estructuras del fondo marino como los montes submarinos.

3.4. Adquisición de datos magnéticos

El campo geomagnético total presente en el área, son 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 asociada a la corteza marina.

Para observar la geometría y magnitud de las anomalías magnéticas de las estructuras geológicas presentes en la zona de estudio, es recomendable emplear una orientación de navegación ortogonal a dichas estructuras durante las mediciones magnéticas.

Durante la adquisición de los datos magnéticos de cada campaña, estaciones base se colocaron cerca de la costa para obtener un registro continuo del campo magnético cercano a

la región del levantamiento de RIV. Un magnetómetro modelo GEOMETRICS G856, fue instalado en la estación base con coordenadas geográficas $19^{\circ} 07' 20.68''$ N y $104^{\circ} 23' 59.36''$ W, dentro de la Reserva de la Biosfera Chamela, Jalisco. Los datos se registraron a un intervalo de 1 minuto. Estas mediciones magnéticas en la costa son utilizadas para realizar las correcciones por variación diurna. Los requerimientos para esta estación temporal es que se encuentre en zonas de bajo gradiente geomagnético (< 4.5 nT/m), que estén ubicadas a no más de 160 km del área de estudio, alejadas a más de 61 m de edificios, vías, líneas de alta tensión y otros objetos que puedan generar perturbaciones magnéticas [Peláez, 2008].

Los datos magnéticos marinos fueron adquiridos durante las siete campañas oceanográficas con un magnetómetro marino modelo G877 de la marca GEOMETRICS. Este magnetómetro tiene una resolución de 0.1 nT. El registro de los datos geomagnéticos marinos fueron continuos y cada 2 seg sobre el perfil de adquisición. Debido a la sensibilidad magnética del sensor, el magnetómetro marino es tendido 250 m de la popa del buque (a una distancia de 5 veces del largo del buque). Esta distancia es requerida para disminuir el efecto del campo magnético que genera el buque [G-877 Marine Magnetometer Operation Manual, 2001].

La comunicación entre el sensor magnético y la consola de registro, es a través de un cable blindado. La captura de datos magnéticos fue hecha utilizando el software *Mag Log Lite* de Geometrics (Figura 29), y con el cual los datos magnéticos fueron georeferenciados con el sistema de posicionamiento SEAPATH 200 en el buque. El campo magnético generado por el buque puede inducir un error sistemático en el registro de los datos en función del rumbo. Este error puede corregirse utilizando valores de un levantamiento circular en una región conocida de reducido gradiente en la anomalía magnética del lecho marino [Pérez -Calderón, 2015]. El registro magnético solo es útil en los transectos rectos, mientras que los datos provenientes de los giros de tránsito entre perfiles no son utilizados.

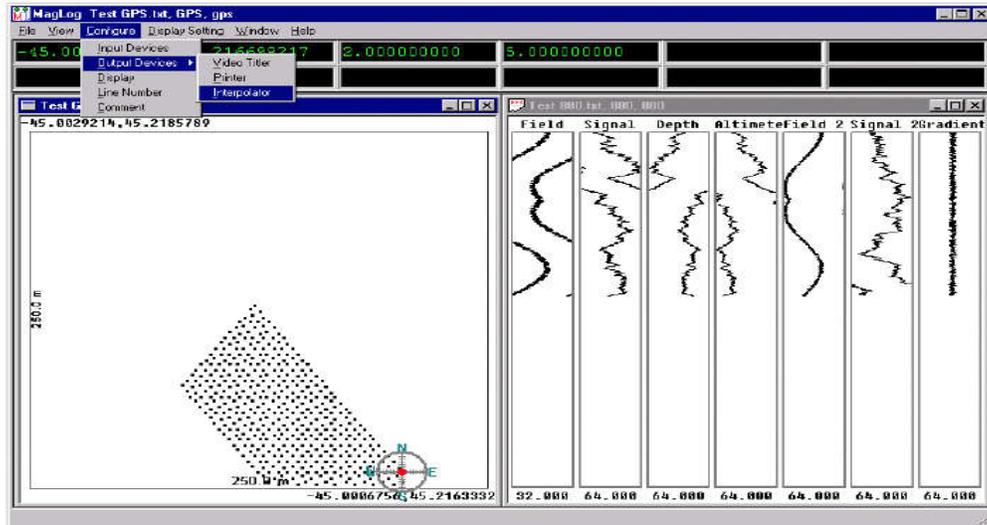


Figura 29. Software de adquisición *Mag Log Lite* para el magnetómetro Geometrics modelo G877 [G-877 Marine Magnetometer Operation Manual, 2001].

3.5. Procesamiento de datos batimétricos multihaz.

El objetivo principal del procesamiento de los datos batimétricos multihaz es la generación de un Modelo Digital de Terreno (*Digital Model Terrain* o DTM), a partir del cual se puedan generar cartas batimétricas (mallas de datos) que puedan aportar información geológica sobre los montes submarinos en la región. Por lo que para realizar el mallado de los datos es importante conocer el área radiada acústicamente por el haz, el tamaño del *swath* y la separación entre sondeos con el objetivo de que cada celda sea lo más representativa a la resolución real del levantamiento batimétrico.

Para la identificación de los montes submarinos en RIV, primero los datos de batimetría multihaz de las siete campañas oceanográficas fueron previamente integrados en una carta batimétrica para una revisión general, así, se identificaron un total de 24 montes submarinos, y se enumeraron de acuerdo a su latitud de norte a sur (círculos rosas, Figura 30). Algunos de los montes submarinos están conectados entre ellos, por lo que forman cadenas de montes submarinos.

Para aquellos montes que tienen levantamientos en forma de estrella, sus mallas de valores están delimitadas en forma rectangular, abarcando el área que cubre el levantamiento en forma de estrella. Para los montes que no tienen el levantamiento de estrella, su malla se delimitó en un área que cubriera lo mejor posible la forma del monte submarino. Donde hay una sucesión de montes submarinos muy contigua son definidas como cadenas de montes y la malla rectangular abarca toda el área que forma la cadena. Encontrando así 6 cadenas de montes submarinos (rectángulos negros, Figura 30).

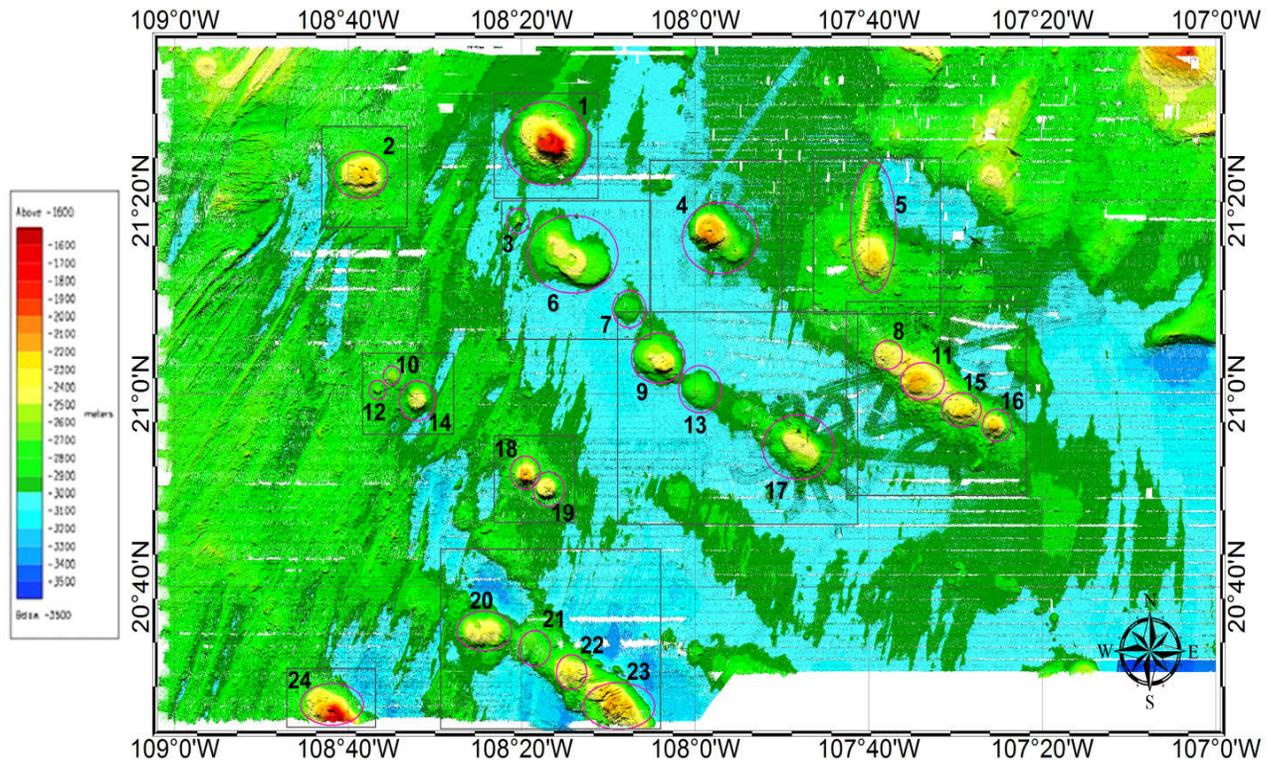


Figura 30. Carta Batimétrica del fondo marino en el sector central de la Placa de RIV. Las líneas de los transectos no se despliegan para tener una mejor visión del piso oceánico y distinguir mejor las estructuras como los montes submarinos. En círculos rosas los montes submarinos, en rectángulos negros las mallas de datos para cada monte.

Los paquetes de software que se emplearon para el procesamiento de los datos multihaz con sus respectivas correcciones es CARAIBES de IFREMER. Este software además genera el DTM y convierte los datos a un formato XYZ para las cartas batimétricas de cada monte. GeoMap App es utilizado para la consulta de la base de datos de geofísica marina existentes en la Placa de Rivera (Ryan et al., 2013) y que agrupa datos de GMRT, ASTER, NED. Softwares como SURFER, Global Mapper, Google Earth Pro y software GIS son utilizados para la visualización georeferenciada de los datos y la construcción de cartas del relieve oceánico.

En primera instancia para comenzar con el procesado de los datos batimétricos, se tiene que considerar las correcciones por movimientos del buque, el cual tiene desviaciones horizontales y verticales que afectan el posicionamiento de los valores de los haces que son adquiridos.

El sistema de la ecosonda EM300, compensa dinámicamente los movimientos del buque por balanceo (*roll*), cabeceo (*pitch*), guñada (*yaw*), y derivas horizontales (*surge*, *sway* y *heave*). Sin embargo, dichas compensaciones se hacen suponiendo que el arreglo del transductor se encuentra nivelado horizontalmente (las superficies del arreglo de transductores apuntan hacia abajo). Pero debido al oleaje del mar, los haces tienen un grado de incertidumbre en el registro

del movimiento, por lo que es de esperarse, que los valores batimétricos multihaz así como sus posiciones tengan que corregirse.

Una vez identificados los montes y delimitadas las coordenadas de cada una de las mallas, se procede a extraer los datos de cada monte. La mayoría de los montes tienen un empalme de datos provenientes desde dos hasta seis campañas oceanográficas. Las mallas de cada monte son desplegadas en el módulo COUNAV de BATHYVISU (CARAIBES), para su visualización. Posteriormente, la revisión de cada malla se realizó con el módulo ODDICE y se verificó que el empalme de todos los datos de las campañas oceanográficas para un mismo monte submarino se ajustaran a la misma tendencia (ANEXO 1), este análisis se hizo seleccionando franjas en las partes más planas posibles (Figura 31a). Sin embargo, las mallas de los montes 4, 5, 8, 9, 11, 13, 15, 16 y 17, no tuvieron un buen empalme de los datos (diferencia altura), mostrando también errores en la geometría de las mediciones del relieve con una forma cóncava (Figura 31b). Estos errores en los haces sobre estos montes se deben a que el perfil de velocidades y el movimiento vertical de traslación del buque (heave) fue impreciso. La campaña oceanográfica que tiene estos errores sistemáticos es MAMRIV07. Una vez que los haces son corregidos con el software CARAIBES, hay un módulo para la invalidación de los valores fuera de rango. El DTM se genera con los valores restantes y se crea la carta batimétrica de cada monte submarino.

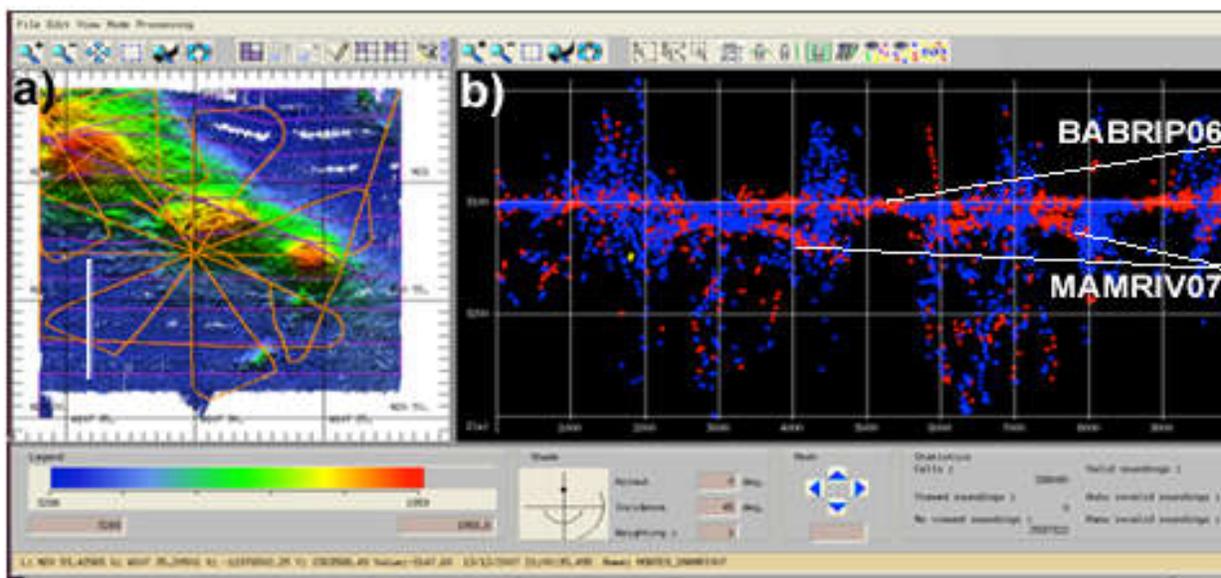


Figura 31. Ejemplo de los montes 11, 15 y 16 de la cadena 3 de montes, en el módulo de ODDICE, (a) Vista en malla, se toma una sección en la parte más plana de las bases de los montes (línea vertical blanca) donde coinciden datos de las campañas oceanográficas MAMRIV07 (líneas naranjas en forma de estrella) y BABRIP06 (líneas moradas horizontales) y (b) vista de perfil de la línea vertical blanca de los datos de las campañas oceanográficas MAMRIV07 y BABRIP06. Los datos de la campaña MAMRIV07 muestran una forma cóncava, indicando que el perfil de velocidades no es el correcto.

3.5.1. Corrección por el perfil de velocidad del sonido

La columna de agua se encuentra estratificada debido a los cambios en la temperatura, presión y densidad en función de la profundidad, estos cambios afectan la geometría de propagación de los haces a través de la columna de agua y es por eso que se debe obtener perfiles de velocidad del sonido en el área de estudio. Para verificar si la velocidad de sonido en la columna de agua es el correcto, se toman datos de batimetría multihaz en una zona donde el fondo es conocido y que esta lo más plano posible (Figura 31a), se debería mostrar que todos los datos sigan la misma tendencia del fondo marino. Pero si el perfil de velocidades no es el correcto se mostrarían estructuras como crestas (cóncavas) o valles (convexas) en el relieve (Figura 31b). El perfil es crítico para definir la geometría y las posiciones de los haces de retorno del lecho marino. Estos perfiles de velocidad en el agua son obtenidos con el uso del sistema CTD o la sonda SVP (Sound Velocity Profile).

De acuerdo a la Figura 31, los haces de la campaña MAMRIV07 mostraron que la forma del lecho marino es cóncava, indicando que el perfil de velocidades es más lento que el perfil de velocidades real. Por eso, a través del programa CARAIBES se realizó una búsqueda en todos los perfiles de velocidad usados en las otras 6 campañas y se graficaron en el módulo de TRACE de SOUND VELOCITY, con el fin de revisar que perfil de velocidad se ajustaría mejor a la campaña MAMRIV07.

Haciendo un análisis, la campaña BABRIP06 es la que tiene datos en la misma región que MAMRIV07, y sólo hay una diferencia de un año entre estas campañas, por lo que las condiciones en el mar son similares. Dado que los datos de BABRIP06 se acoplan muy bien a los datos de las otras cinco campañas, se usa el perfil de velocidades de BABRIP06 para corregir los datos de MAMRIV07.

Una vez seleccionado el perfil de BABRIP06 (Figura 32), es extraído con FUSCEL, después es extrapolado y suavizado sus variaciones con el módulo CELERI, y finalmente con el módulo CELMUL, los datos de la campaña MAMRIV07 se recalcularon con el perfil de velocidades de BABRIP06. Cuando se grafican de nuevo las mallas de los montes incluyendo los datos de MAMRIV07 corregidos en el módulo ODICCE, la tendencia cóncava desaparece y se ajusta más a la tendencia de la forma del piso oceánico y de los montes.

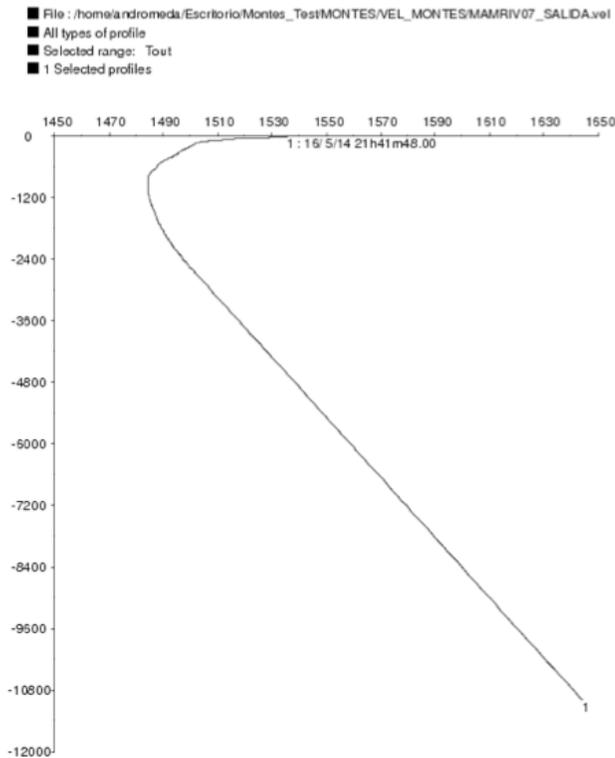


Figura 32. Corrección del perfil de velocidades para la campaña MAMRIV07. El perfil se seleccionó interactivamente de la campaña BABRIP06, recalculando así el conjunto de los datos batimétricos para eliminar la curvatura cóncava de los datos de MAMRIV07.

3.5.2. Corrección por Heave (deriva vertical)

Debido al desfase entre los datos batimétricos (diferencia de altura), los valores se tienen que ajustar y llevar de un plano a otro plano de referencia, y se tienen que empalmar de nuevo, este es el caso de la corrección por *Heave*. Para realizar la corrección, se utilizó el programa CARAIBES en el proceso de BATHYMETRY, en el módulo ODICCE. Los datos de las campañas son graficados para un monte en específico pero que involucren datos de la campaña MAMRIV07. Para este caso se tomó como ejemplo el monte 4, en ellos se seleccionan dos perfiles, uno de MAMRIV07 y el otro de MAMRIV08, que se traslapen entre sí de manera paralela (línea blanca, Figura 33a), en este caso, la campaña MAMRIV08 es la campaña de referencia a la que se tienen que ajustar los datos de MAMRIV07, seleccionando un área donde la batimetría es lo más plana posible. En la Figura 33b, en la vista de perfil se observa la forma cóncava y la diferencia de altura del perfil de MAMRIV07 con respecto a MAMRIV08.

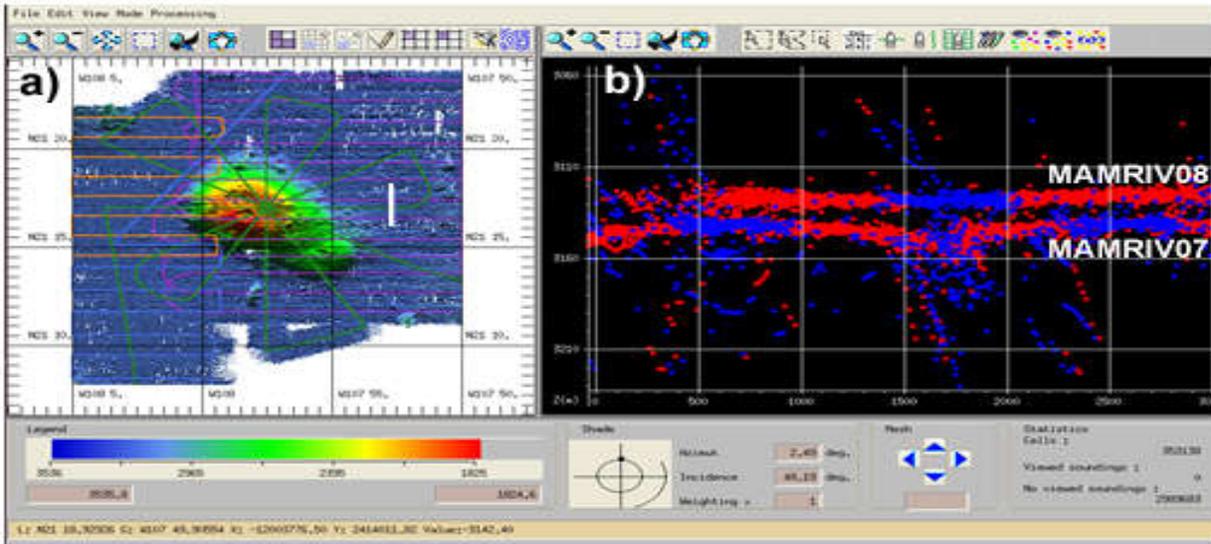


Figura 33. Corrección por Heave en el monte 4. (a) Vista en malla de los transectos de las campañas oceanográficas sobre este monte: MAMRIV07 (morado), MORTIC08 (azul), GUAYRIV10 (naranjas) y MAMRIV08 (verde en estrella), la línea blanca vertical en la base del monte es el perfil para corrección por Heave, en una zona donde el fondo es lo más plano y los datos de ambas campañas son paralelos. (b) Vista de perfil (de la línea vertical blanca). Los datos muestran una diferencia de altura entre las campañas MAMRIV07 y MAMRIV08.

Empleando el módulo CALBAT que grafica secciones de ambos perfiles en donde ambas campañas son paralelas y en una región lo más plano posible (Figura 34a), ayuda al ajuste de los datos de MAMRIV07 a MAMRIV08 (Figura 34b), para llevar los datos al mismo plano de referencia. Este módulo consiste en modificar el valor de los haces emitidos, reubicándolos espacialmente a una posición corregida.

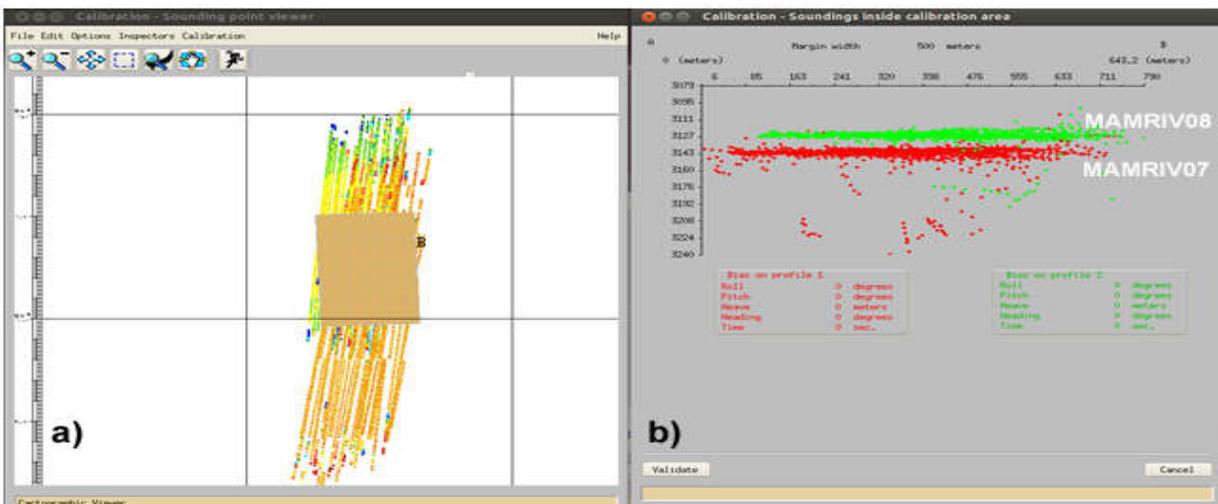


Figura 34. El módulo CALBAT. (a) Secciones de las campañas MAMRIV07 y MAMRIV08 en una zona de relieve batimétrico plano y donde los datos de ambas son casi paralelos. (b) Vista de perfil, despliegue la serie de datos de las campañas MAMRIV08 (verde) y MAMRIV07 (rojo), y muestra la diferencia de altura entre campañas, además de los parámetros a corregir.

En el módulo CALBAT (Figura 35a), permite interactivamente ingresar un valor en el parámetro de *HEAVE* de la campaña MAMRIV07, ajustando cuanto deben moverse angularmente los haces, encontrado el número de desfase (-16m), para colocarse en su posición óptima (Figura 35b).

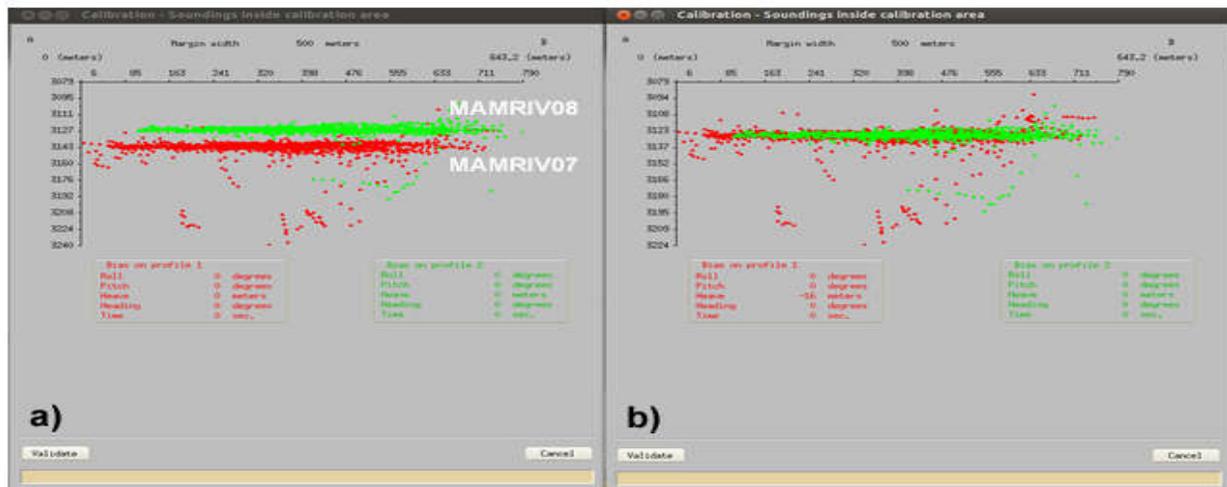


Figura 35. Corrección por efecto de *Heave*. (a) Con el módulo CALBAT se reajusta los datos la campaña MAMRIV07 con respecto de la campaña MAMRIV08. (b) Se determina el valor de *Heave* de -16 m, para esta campaña.

Así, este valor es aplicado a todos los datos de batimetría de la campaña MAMRIV07 usando el proceso BATHYMETRY en el módulo CORATT de CARAIBES, recalculando las mallas para los montes 4, 5, 8, 11, 15, 16 y 17. De esta forma todos los datos de las 7 campañas oceanográficas están en el mismo datum.

3.5.3. Invalidación de datos fuera de rango

Las mediciones registradas son inspeccionadas visualmente en volumen para invalidar valores que se salen del rango promedio de la profundidad del relieve batimétrico registrado por la ecosonda multihaz.

Usando como ejemplo el monte 4, con el módulo ODICCE del programa CARAIBES, interactivamente los datos son inspeccionados manualmente, seleccionando los datos fuera de rango. Este módulo nos permite observar los datos en forma de malla (Figura 36a y c) y en forma de perfil (Figura 36b y d), en un área seleccionada en forma de línea vertical blanca (Figura 36a y c), basándonos en la vista de perfil y tomando en cuenta la tendencia general de los datos (coherencia visual) son invalidados los datos que están alejados de la tendencia general (en amarillo, Figura 36d). Así cuando el nuevo DTM del relieve batimétrico es

generado, estos datos invalidados no se toman en cuenta. Este proceso se aplicó para cada una de las mallas de todos los montes submarinos (Figura 39c).

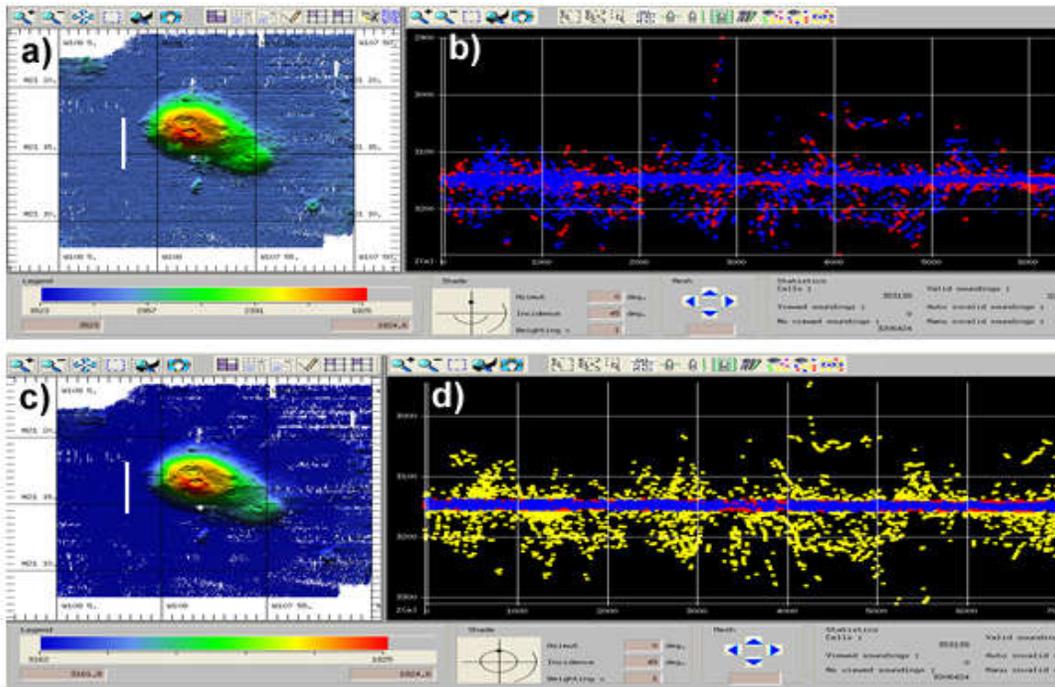


Figura 36. Invalidación manual de los datos fuera de la tendencia en ODICCE para el monte 4. (a) La línea blanca vertical es la selección de una sección sin invalidación de datos en la base del monte. (b) Vista de perfil de la misma sección, mostrando la tendencia del piso oceánico. (c) Vista del monte en malla con la invalidación de datos fuera de rango y (d) Los puntos en amarillo son los datos invalidados que se encuentran fuera de la tendencia del lecho marino y que no se toman en cuenta para la generación del DTM.

3.5.4. Modelo Digital de Terreno (DTM)

Una vez invalidados los valores fuera de rango, para generar el DTM se deben tomar en cuenta algunos aspectos cuando se llevó a cabo la adquisición, con el fin de definir los parámetros para el mallado de los datos, por lo que el tamaño de la celda y el área de influencia deben ser congruentes con el muestreo del piso oceánico [Ponce-Núñez, 2010].

Durante el levantamiento de las 7 campañas oceanográficas, la densidad de sondeos multihaz tuvo una resolución transversal de 30 m en promedio en el ancho de barrido (*swath*).

La Figura 37 muestra los procedimientos para el mallado. El primer tipo de mallado es seleccionado para los DTMs de los montes (Figura 37a (i-iii)). Este proceso asigna el promedio aritmético de los sondeos dentro del área de búsqueda al nodo de la malla. El tamaño del área depende del tamaño de la celda y el tipo de vecindario que se escoge [Ponce-Núñez, 2010]. Un tamaño de celda de 30 m, es seleccionado con base a la resolución espacial de los cuatro

sondeos por nodo. El valor de la celda vacía es calculado mediante la media de los valores de las celdas en un área definida alrededor de esta. El tamaño del entorno se definió de 3x3 celdas, en el proceso BATIMETRY, módulo MAILLA en CARAIBES.

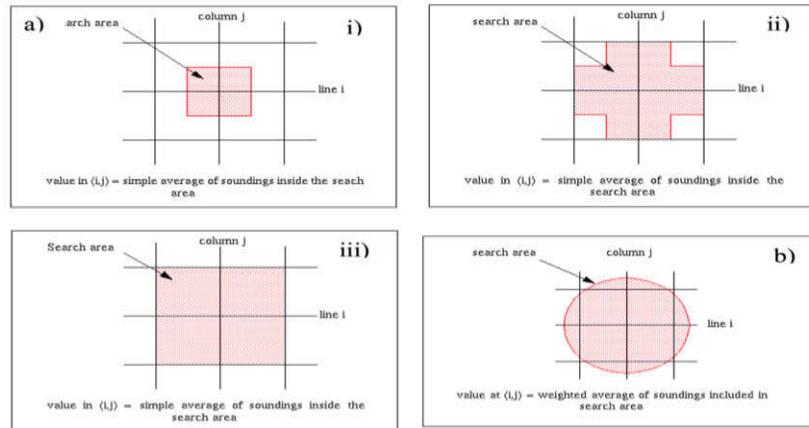


Figura37. Tipos de entornos para los procesos de malla. (a) entornos para el módulo *Mailla*: (i) entorno de 1 celda, (ii) entorno de dos celdas, (iii) entorno de 3 celdas; (b) entorno para el módulo *Maillap*. Tomado de Ponce-Núñez [2010].

Los DTMs de los montes son suavizados en el módulo SPLINE para eliminar los efectos que fueron creados durante el procesamiento. Tres tipos de suavizado fueron estimados (alto, mediano y bajo grado). La mejor visualización se obtuvo con la interpolación de bajo grado.

Al generar el mosaico quedarán varias celdas sin valor entre cada swath, ya que algunas regiones no se alcanzaron a cubrir durante los levantamientos, con el objetivo de asignar un valor batimétrico a las celdas vacías se realizó un proceso de interpolación, usando el módulo INVMNT y así se genera el DTM para cada uno de los montes submarinos (Figura 38).

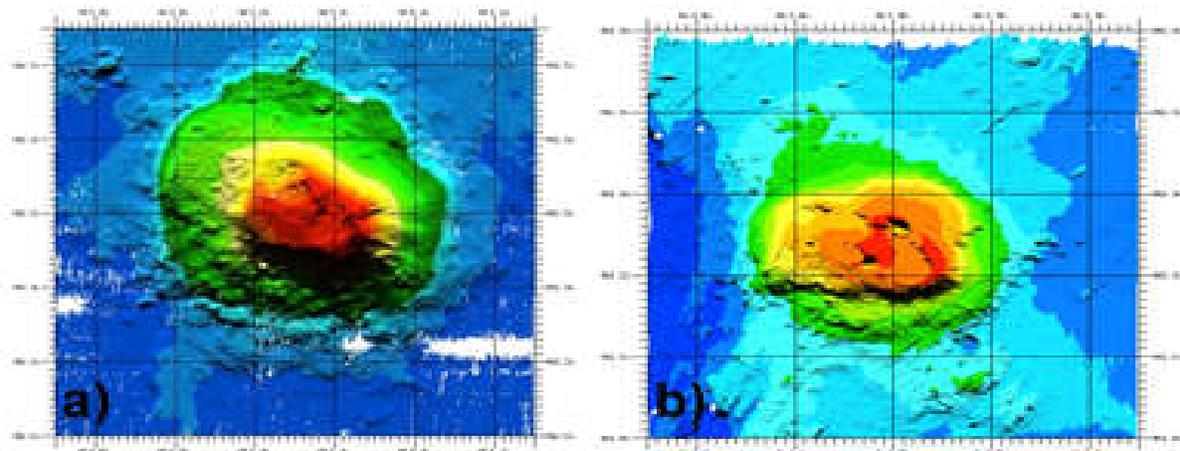


Figura 38. Figuras que muestran el DTM para dos montes submarinos, con sus correspondientes correcciones, suavizado e interpolación. (a) MONTE 1 (profundidad entre -3251 a -1365 m). (b) MONTE 2 (profundidad entre -3256 a -1970 m).

3.6. Reducción de datos magnéticos.

El campo magnético registrado por el magnetómetro marino en el océano, está compuesto por los valores del campo magnético total terrestre, que está dominado por la componente magnética bipolar de la Tierra y el magnetismo remanente, además de registrar las variaciones diurnas y las influencias generadas por el rumbo del barco. El magnetismo remanente constituye las anomalías magnéticas de interés, por lo que es necesario reducir los valores de campo total registrados respecto a las variaciones magnéticas diurnas, a los efectos inducidos por el rumbo del barco y la fórmula teórica del Campo Geomagnético Internacional de Referencia 12 (*International Geomagnetic Reference Field 12* o IGRF-12).

Los datos magnéticos adquiridos en los transectos rectos de los 7 campañas oceanográficas (Figura 39), fueron reducidos a anomalías magnéticas, aplicando el cálculo de la fórmula IGRF-12, así como por Variación Diurna y por Efecto de Rumbo del Barco [Pérez-Calderón, 2015].

El cálculo de las anomalías magnéticas se obtiene usando la siguiente ecuación:

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

De donde ΔF anomalía magnética, F_{OBS} valores magnéticos marinos del campo total, F_{IGRF} valores teóricos IGRF, F_{VD} Variación diurna, obtenido de una estación base en tierra durante la campaña, F_{ER} efecto por el rumbo del buque respecto al norte geográfico.

Para la reducción de datos por las variaciones diurnas, fueron registradas las variaciones en el campo magnéticos en una estación base magnética temporal en Tierra para cada crucero, localizadas en Chamela, Jalisco.

Reducción por Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF).

Los valores teóricos de la fórmula del IGRF son obtenidos de valores registrados en la superficie de la Tierra y de satélites del campo geomagnético durante un periodo de 5 años desde 1940. Estas fórmulas son elaboradas y publicadas por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (*International Association of Geomagnetism and Aeronomy* o IAGA) [Blakely, 1996].

Para los datos magnéticos obtenidos en las siete campañas oceanográficas, se obtienen los valores teóricos utilizando el IGRF-12 [Pérez-Calderón, 2015]. Para el cálculo del valor teórico IGRF-12 solo se requiere la longitud, colatitud, hora del registro y día del registro.

Reducción por variación diurna

Para hacer la reducción de los datos magnéticos por variación diurna obtenidos en las siete campañas oceanográficas, se obtiene 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.

$$F = mt + b$$

A través del método de mínimos cuadrados, se estima el modelo de 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 depende de los valores t y F . Con este modelo se calculan los valores de las variaciones diurnas en la estación base temporal [Pérez-Calderón, 2015].

Debido a que 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 y son medidas durante 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 oceanográfica.

Reducción por Variación de Rumbo del Barco

La corrección por rumbo del buque está definida por la variación del campo magnético observado en el círculo de calibración respecto al rumbo del barco. Los datos del círculo de calibración fueron reducidos respecto al IGRF-12 y respecto a las variaciones diurnas, para realizar luego el ajuste mediante el método de *Buchanan et al.* [1996]. El círculo de calibración se hizo en la campaña MAMRIV08, los coeficientes finales para la corrección por efecto de rumbo son calculados y reportados en Pérez-Calderón [2015]. Luego de tener las respectivas correcciones en magnitud tanto para cada valor de tiempo en segundos de cada día, como para cada valor de rumbo en grados, se calcularon las anomalías magnéticas para cada conjunto de datos registrados en las 7 campañas oceanográficas.

Una vez corregidos los datos magnéticos, permitirán identificar la forma y geometría del campo magnético remanente de las estructuras geológicas en la región de estudio; sobre todo aquellas estructuras de origen ígneo que contienen materiales ferromagnéticos, y que en el tiempo de su formación adquirieron un campo magnético orientado diferente al campo geomagnético presente.

La reducción por efecto de rumbo del barco se calcula a partir de los datos magnéticos registrados en un círculo de calibración realizado durante la campaña oceanográfica en la región de estudio. Para hacer uso de esta reducción, los datos magnéticos deben ser corregidos por variación diurna y reducirlos restando los valores del IGRF. Después se utiliza el método descrito por Bullard and Manson [1961].

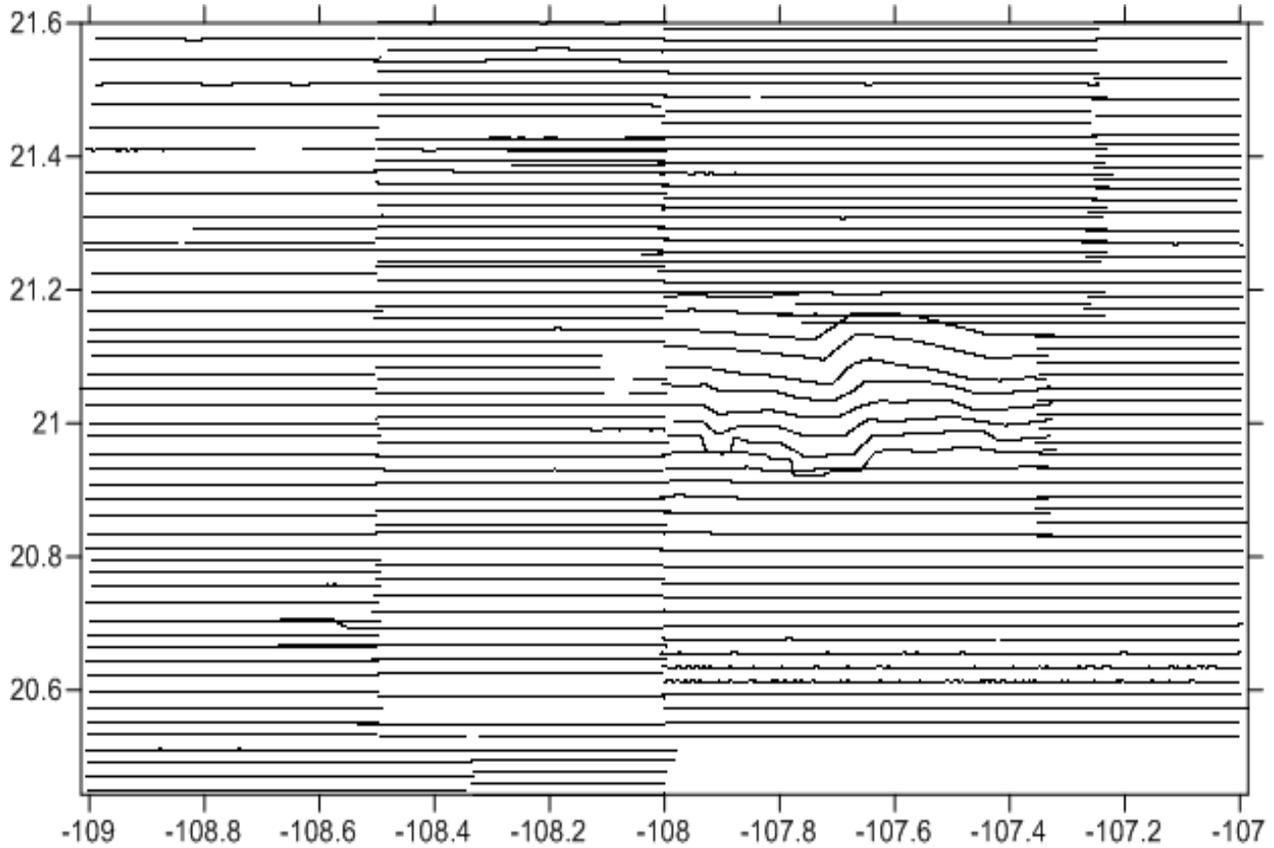


Figura 39. Mapa que muestra todos los transectos obtenidos durante las 7 campañas oceanográficas, solo se usan los transectos que están lo más rectos posibles, para su mejor procesamiento para las reducciones de IGRF-12, variación diurna y de efecto de rumbo del buque.

4. RESULTADOS

Los datos de las 7 campañas oceanográficas que cubrieron los montes submarinos en el sector central de la placa de RIV han sido sintetizados en la Figura 40 y su asociada anomalía magnética en la Figura 41.

Para tener un contexto de la morfología alrededor de los montes submarinos, las cartas batimétricas de los 24 montes son acopladas con las bases de datos de la topografía de Sandwell and Smith [2009] y de la base de GMRT de la aplicación de GeoMap App [Ryan et al., 2013]. Estos datos son usados para rellenar los lugares sin cobertura de datos batimétricos multihaz, realizando así un mapa integral de la zona de estudio (Figura 40).

Dentro de la textura del piso oceánico que rodea a los montes submarinos, se divide en dos sectores: al Oeste se observan estructuras lineales de NE-SW que coinciden con los lineamientos formados por el nuevo piso oceánico. Al Este, el relieve casi no exhibe esta textura, ya que los sedimentos cubren parcialmente a las estructuras asociadas al proceso de formación de corteza oceánica. El mapeo de estos montes con su respectiva descripción están presentados desde las Figuras 42 a la 52.

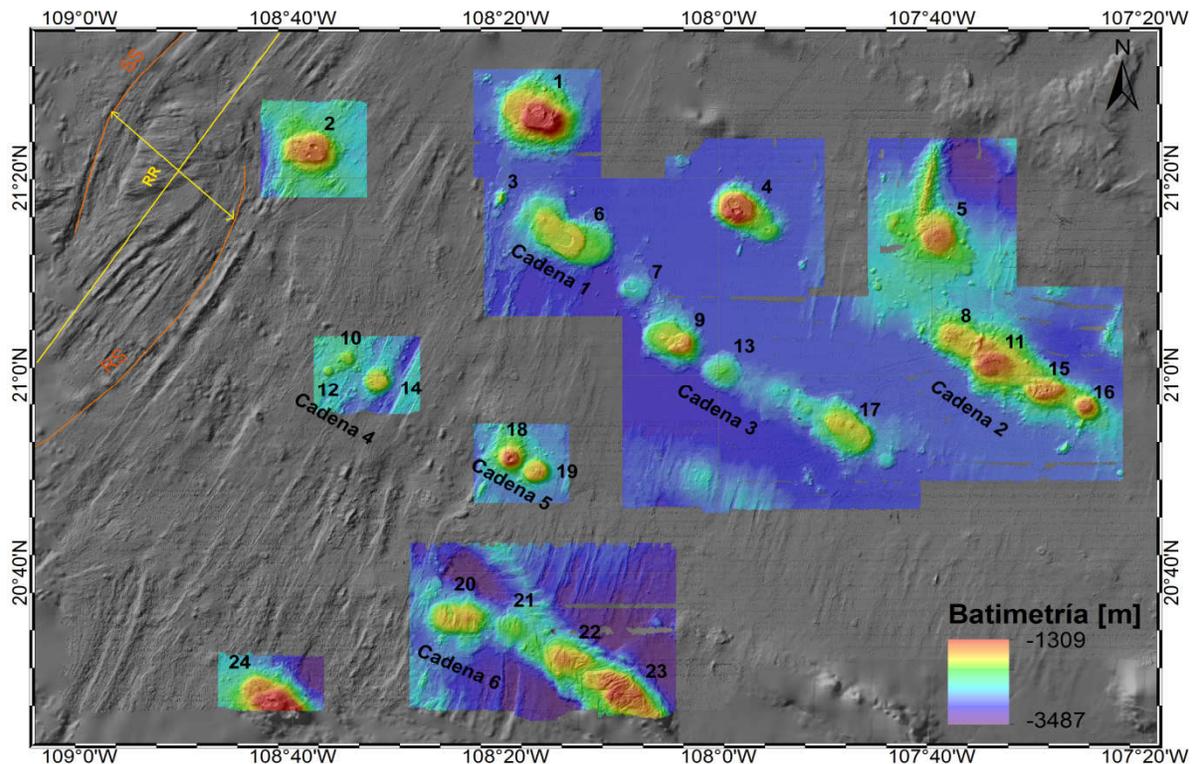


Figura 40. Carta batimétrica. Integración de los DTM de todos los montes submarinos con los valores batimétricos de GMRT y Sandwell and Smith [2009]. Los montes están enumerados de acuerdo a su latitud de Norte a Sur; además incluye la identificación de las cadenas de montes submarinos en la placa de RIV. El eje de la dorsal Rivera (RR) está marcada con líneas amarillas y sus segmentos SS y RS en líneas naranjas.

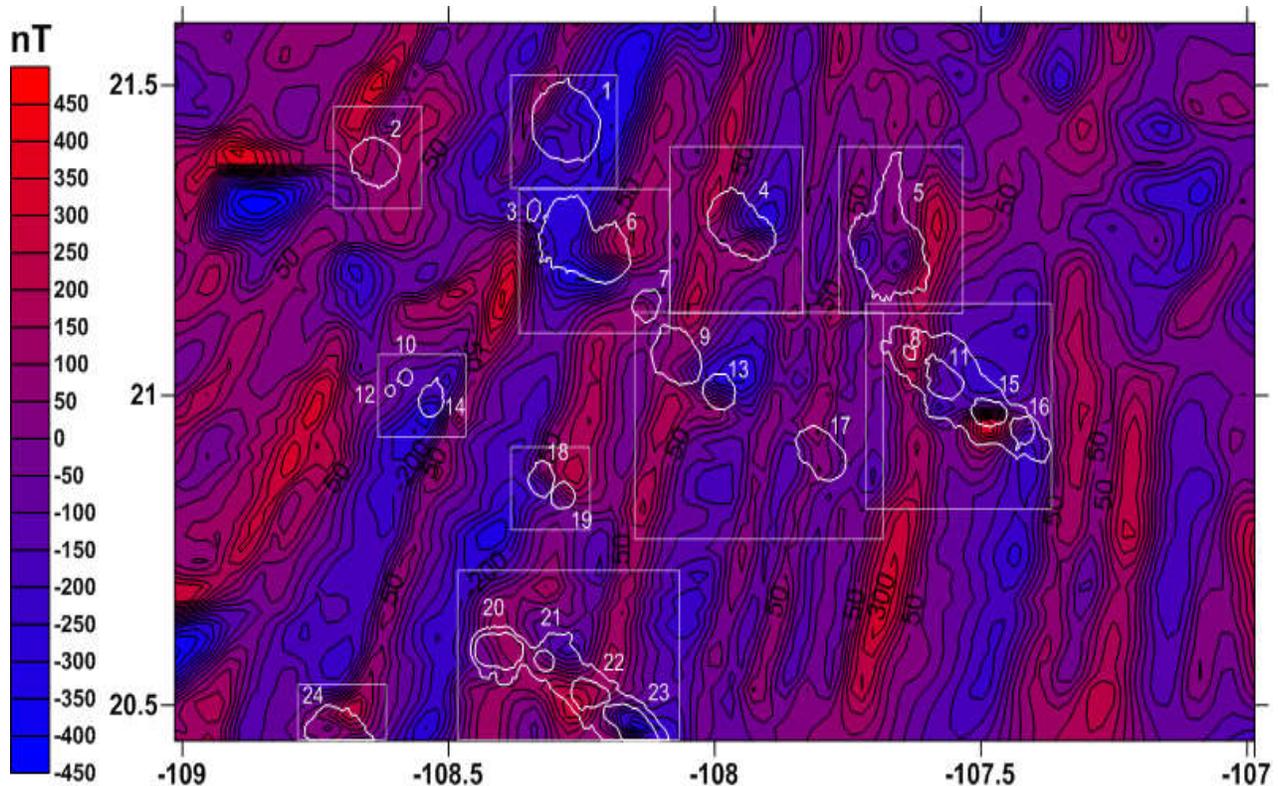


Figura 41. Mapa de contornos de la anomalía magnética en 2D. En polígonos blancos se muestran la forma de los 24 montes submarinos. Los rectángulos blancos muestran el área que cubre cada malla para cada monte o cadena de montes.

4.1. Descripción de la carta batimétrica por monte submarino

Este catálogo contiene una base de datos para cada uno de los montes submarinos. El área total de la suma de cada malla por cada monte cubrió aproximadamente 8,211 km². Los datos batimétricos y magnéticos de cada monte, son manejados gráficamente con el uso de Surfer y Software GIS, utilizando varios módulos, para su edición, análisis y el mejoramiento visual de sus estructuras, texturas y patrones en la morfología de los montes submarinos y del piso oceánico que rodea a cada uno de los montes submarinos.

Los datos son adquiridos en referencia al sistema de coordenadas GCS (*Geographic Coordinate System*). Utilizando el paquete de software CARAIBES cada dato del DTM está referido al sistema de coordenadas geográficas y en un formato xyz (latitud, longitud y profundidad).

Sin embargo, para calcular algunos parámetros como el área y la altura de los montes, el software GIS requiere que el posicionamiento de los valores en el DTM esté en el sistema de coordenadas UTM (*Universal Transverse Mercator*). Este sistema de coordenadas UTM

despliega los valores en un plano horizontal isométrico que sus coordenadas son en metros. Entonces, los DTM de cada monte son generados en mallas con una resolución espacial de 30 m. El paquete de software GIS, es utilizado para obtener mediciones propias de cada monte, como lo son: perímetro, área, volumen, altura del monte con respecto a la superficie del piso oceánico, carta de isobatas para determinar la forma del monte (circular, elíptica, etc.), mapa de contornos, longitud de la cadena de montes submarinos y carta de pendientes.

En base a las mediciones batimétricas y a la geología regional, los principales rasgos en la morfología de los montes son resultados de la actividad volcánica submarina y que en algunas cimas presentan una serie de calderas, resultado de varios episodios eruptivos. La elevación de estos montes submarinos varía desde los 172 m hasta los 1,539 m con respecto al piso oceánico que los rodea.

Varios de estos montes forman cadenas volcánicas en el piso oceánico de esta región central en la placa de RIV. Este levantamiento batimétrico identifica seis cadenas con una dirección preferencial NW-SE que pudiesen estar asociados a puntos calientes que atraviesan la región del flanco oriental de la dorsal RR. La mayoría de estos montes están rodeados por el piso oceánico de textura rugosa producto del esparcimiento oceánico.

Para los montes más distantes de la *Rivera Rise*, la rugosidad del piso oceánico alrededor de los montes es de menor escala a consecuencia de una mayor acumulación de sedimentos pelágicos. Las características de las formas de cada monte en este catálogo son descritos subsecuentemente.

La tabla con los datos de las características geofísicas de los montes submarinos se encuentran en el ANEXO 1.

Monte Submarino 1

El monte 1 (Figura 42), localizado en el flanco este del segmento SS de la dorsal RR en la placa RIV, tiene su centro en las coordenadas $21^{\circ}26'$ N y $108^{\circ}17'$ W. El monte alcanza una elevación de 1,539 m sobre el piso oceánico (Figura 42a), tiene una forma elíptica, con perímetro de casi 49.67 km, abarca un área de aproximadamente 140 km^2 y teniendo un volumen aproximado de 69.2 km^3 . Su principal eje está en dirección NW-SE. La cima del monte, tiene tres estructuras, conocidas como embayments, lóbulos semicirculares o arcos generalmente formados por colapso gravitacional de la caldera [Mitchel et al., 2001]. Estas estructuras indican que este volcán, podría haber tenido tres etapas eruptivas. Las caras de los colapsos están orientadas hacia la dorsal RR. En la Figura 42b, el monte submarino muestra que su flanco NW tiene una pendiente escalonada, donde exhibe dos escalones ambos con

una pendiente entre 31° a 40° , a diferencia de su flanco SE, que de la cima hacia el piso oceánico del monte la pendiente es más suave, uniforme y continua entre 21° a 30° . Mientras sus flancos NE y SW son simétricos y ambos presenta una pendiente suave, homogénea y plana con una pendiente empinada entre los 21° a 40° . Los tres flancos de las calderas colapsadas miran hacia el NW-SE. Alrededor de la base del monte, sobre todo en el flanco N y SE hay estructuras que exhiben textura similar al relieve del piso oceánico. Además en la base del monte no hay evidencias de acumulación de escombros debido a deslizamientos causados por el colapso de las calderas. La Figura 42d muestra su asociada anomalía magnética del monte submarino (líneas blancas desvanecidas) que se desvían de la tendencia en la anomalía magnética, es decir, tiene un cambio de polaridad muy claro, lo que podría indicar que el monte se formó después del piso oceánico que lo rodea.

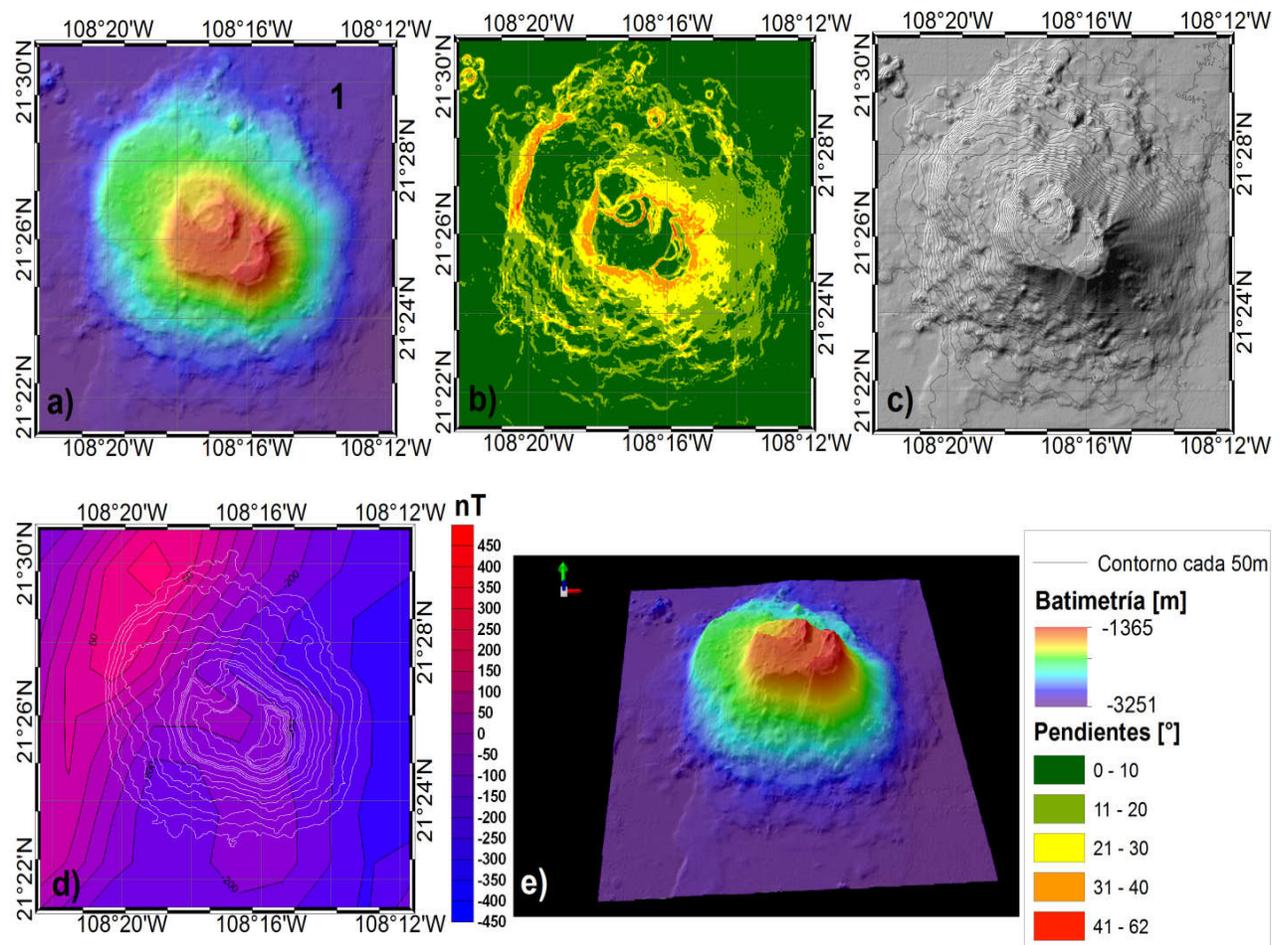


Figura 42. Monte Submarino 1. Los cinco cuadrantes muestran las características del monte. a) Relieve batimétrico del monte, b) Mapa de pendientes, c) Contornos de isóbatas, d) Los contornos del relieve del monte (líneas blancas) sobre los contornos de la anomalía magnética (azul-rojo) asociadas al piso oceánico, y e) el relieve batimétrico en 3D (la flecha verde indica la dirección norte).

Monte Submarino 2

El monte 2 está ubicado al este del segmento SS de la dorsal RR sobre la placa RIV con coordenadas $21^{\circ}23' N$ y $108^{\circ}38' W$, tiene una elevación aproximada de 689 m sobre el piso oceánico (Figura 43), de un perímetro de 35.57 km, un área de 56.2 km^2 y un volumen aproximado de 17 km^3 (Figura 43a). Este monte se ha formado muy cerca de un sistema tensional de una zona *overlapping* de la dorsal RR. La cima del monte tiene una pequeña abrupta y afilada cumbre en forma de arco, la pared de este pequeño arco afilado está orientada de NE-SW hacia la dorsal RR. Continuando en dirección SE-NW, la cima del monte muestra una pequeña región plana y casi en el extremo de la cumbre se encuentran dos calderas colapsadas y alineadas NE-SW, que coinciden con la tendencia de la textura del esparcimiento del piso oceánico. Este monte tiene una forma un poco irregular pero con una forma de tendencia elíptica, y su eje mayor con una orientación E-W.

En la Figura 43b, tiene una expresión estructural que muestra todas sus pendientes asimétricas. En el flanco NE, el relieve muestra una pendiente con una inclinación entre los 31° a 40° . El flanco SE muestra una pendiente ligeramente más suave con una inclinación entre 21° a 30° . La base del monte tiene un pequeño hundimiento con geometría circular. Los flancos SW y W, presenta una topografía que exhiben varios escalones con inclinaciones desde 21° a 62° . El flanco NW presenta una pendiente entre 21° a 40° , y la pared de este flanco tiene una forma un poco circular. Debido a que este monte se formó muy cerca de la dorsal Rivera, no presenta evidencias de escombros por deslizamientos en el piso oceánico que lo rodea. En la Figura 43d, muestra su asociada anomalía magnética del monte submarino (en líneas blancas desvanecidas), presentando muy poco cambio en su forma, lo que podría indicar que el monte se formó al mismo tiempo que el piso oceánico que lo rodea.

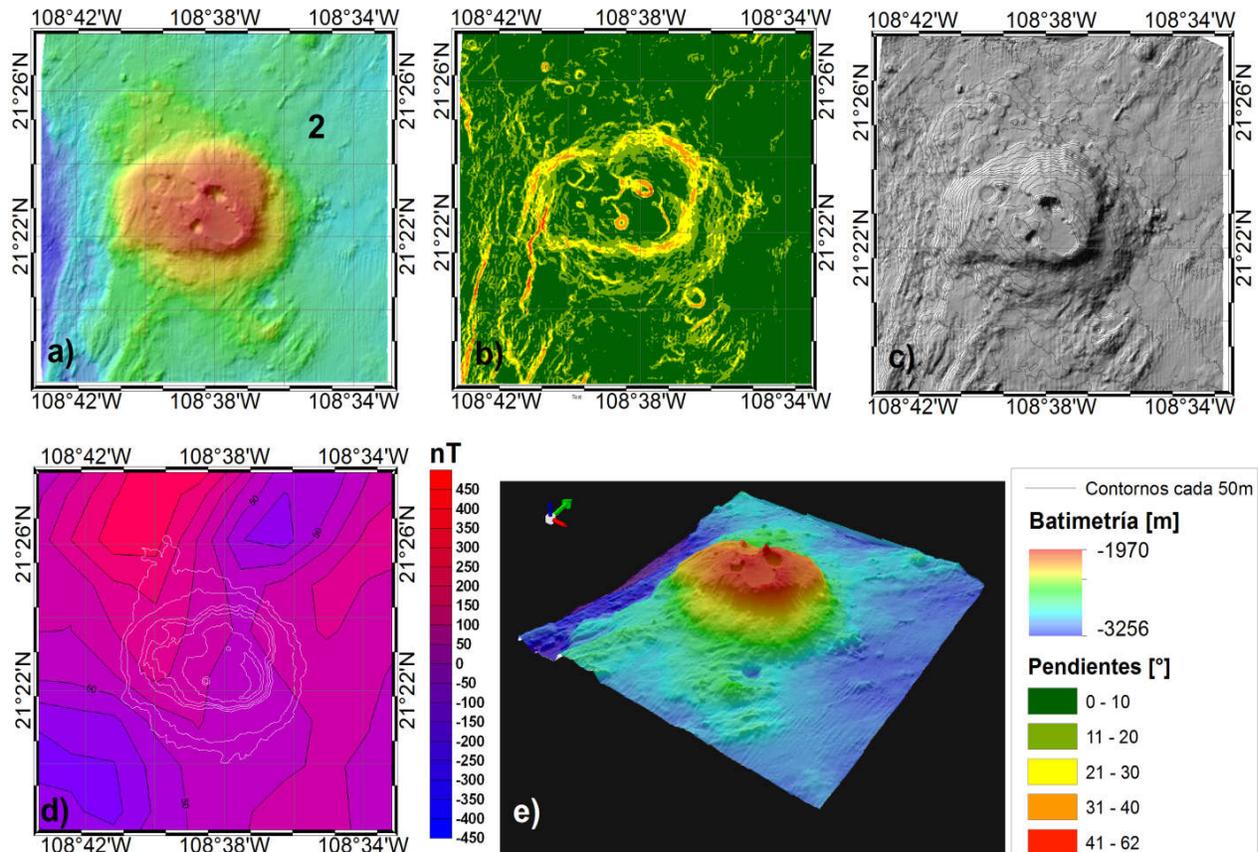


Figura 43. Monte Submarino 2. Los cinco cuadrantes muestran las principales características del monte. Descripción de los cuadrantes en la Figura 42.

Cadena 1 de montes submarinos (Montes 3, 6 y 7)

Estos tres montes (3, 6 y 7) forman una cadena submarina de montes que son resultado de un posible punto caliente de magma proveniente del manto que atraviesa la litósfera oceánica. Esta cadena de montes está posicionada en la parte central de la placa de RIV. La cadena tiene una longitud de 32 km, con una orientación NW-SE.

Monte Submarino 3

El edificio del monte 3 (Figura 44a) es de dimensiones menores y en forma de pico. Se ubica al este del segmento SS de la dorsal RR sobre la placa RIV. El monte 3 está en el extremo NW de la cadena con coordenadas 21°18'N y 108°25'W, tiene una elevación aproximada de 629 m sobre el piso oceánico, con un perímetro de 13 km, un área de 7.47 km² y un volumen aproximado de 1.45 km³. La cumbre del monte submarino muestra una forma geométrica elíptica orientada SW-NE, no se observa ninguna caldera y presenta solo una estructura afilada (Figura 44a, c y e).

Este monte tiene una expresión estructural que muestra pendientes simétricas entre los flancos NW y SE (Figura 44b), con pendientes abruptas entre 31° a 62° . Las paredes de sus márgenes tienen una forma casi vertical y plana. Mientras que los flancos NE y SW, sus paredes son angostas y muy abruptas, con inclinaciones que van desde los 31° a 62° . Las paredes de estos flancos son totalmente homogéneas. En la Figura 44d la anomalía magnética del monte submarino no muestra cambio, lo que podría indicar que el monte se formó al mismo tiempo del piso oceánico que lo rodea.

Monte Submarino 6

El monte 6 (Figura 44) está localizado al este del segmento SS de la dorsal RR sobre la placa RIV con coordenadas $21^\circ 14' N$ y $108^\circ 14' W$. El monte tiene una elevación aproximada de 704 m sobre el piso oceánico, con un perímetro de 68 km, abarca un área de 158 km^2 y con un volumen de casi 49.2 km^3 (Figura 44a). El monte está elongado en dirección SE-NW y tiene unas cimas generales, la primera cima está orientada de E-W en forma de arco, al parecer es una caldera que fue abandonada y que posteriormente colapso. La otra cima muestra una estructura en forma de cono con un cráter y su orientación cambia con respecto al eje de la primera caldera.

El monte 6 tiene pendientes asimétricas en todos sus flancos (Figura 44b). El flanco N muestra una pendiente abrupta, con pendientes entre 31° y 40° . La pared del monte tiene una forma de arco, además no hay evidencias de escombros en la base del monte en este flanco que muestre que esta forma geométrica sea el resultado a un colapso gravitacional. El flanco E se muestra una pendiente abrupta y escalonada. Su flanco S muestra un margen totalmente abrupto con una inclinación entre 31° a 40° . Los flancos W y NW son más suaves, con una inclinación que van de los 11° y 30° .

En la Figura 44d, el monte submarino muestra un cambio de polaridad con una geometría similar a la forma del monte, lo que podría indicar que el monte se formó después del piso oceánico que lo rodea.

Monte Submarino 7

Este monte 7 (Figura 44) se ubica al este del segmento RS de la dorsal RR sobre la placa RIV con coordenadas en $21^\circ 08' N$ y $108^\circ 08' W$, con una elevación aproximada de 301 m sobre el piso oceánico, con perímetro 23.42 km, abarca un área de 27.16 km^2 y tiene un volumen aproximado de 3 km^3 (Figura 44a). Este monte tiene una forma de tendencia circular. La estructura de la cima del monte está orientada hacia el norte. En su cumbre tiene la forma de un arco, con una orientación SE-NW, que corresponde al colapso de una caldera.

La estructura del monte tiene pendientes simétricas en sus flancos NW, SW y SE, sus pendientes son suaves y van de 11° y 20° (Figura 44b). La base del monte no muestra indicios de escombros que se hayan formado por un deslizamiento o a un colapso gravitacional. El flanco NW muestra una pendiente más suave con inclinaciones que van desde los 0° a los 10° . En la Figura 44d, la anomalía magnética del monte submarino cambia en relación a las otras anomalías, es decir, que hubo un cambio de polaridad, lo que podría indicar que el monte se formó después que el piso oceánico que lo rodea. Al SW de esta cadena de tres montes submarinos, el piso oceánico que los rodea exhibe estructuras lineales orientadas SW-NE que forman la textura del piso oceánico debido al esparcimiento oceánico.

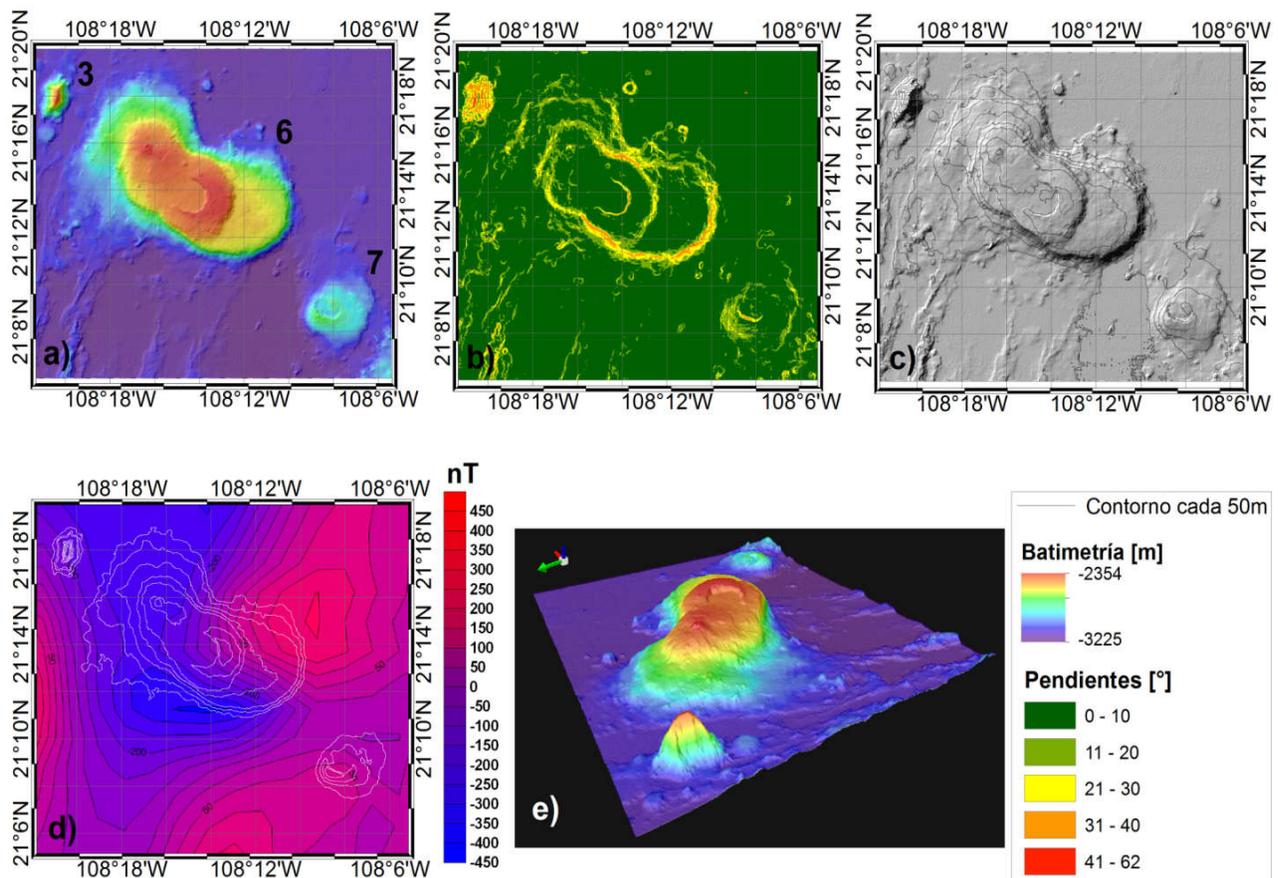


Figura 44. Cadena 1 de Montes Submarinos. Los cinco cuadrantes muestran las principales características de la cadena de los montes submarinos 3, 6 y 7. La descripción de los cuadrantes es similar a la Figura 42.

Monte Submarino 4

El monte 4 (Figura 45) está al este del segmento SS de la dorsal RR sobre la placa RIV, con coordenadas en $21^\circ 17' N$ y $107^\circ 58' W$, tiene una elevación de 1,280 m sobre el piso oceánico, con un perímetro de 48.1 km, abarca un área de 106.6 km^2 y tiene un volumen aproximado de

47.8 km³ (Figura 45a). La cumbre del monte, presenta dos pequeñas calderas con geometría circular. El monte tiene una forma elíptica. Este monte tiene una expresión estructural que muestra pendientes casi simétricas en los flancos NE y SW (Figura 45b) entre 21° y 40°. El flanco NW tiene una pendiente suave entre 21° y 30°. El flanco SE exhibe una pendiente escalonada, el escalón de la base del monte tiene una inclinación entre 21° y 30°

En la base de este monte submarino, el piso oceánico que lo rodea, exhibe muy poca textura asociada a los lineamientos del esparcimiento oceánico y tampoco hay evidencia de algún escombro que pudiese ser asociado al colapso de las calderas o a un deslizamiento. En la Figura 45d, la asociada anomalía magnética del monte submarino presenta un cambio en la tendencia de la polaridad de la anomalía magnética, lo que podría indicar que el monte se formó después del piso oceánico que lo rodea.

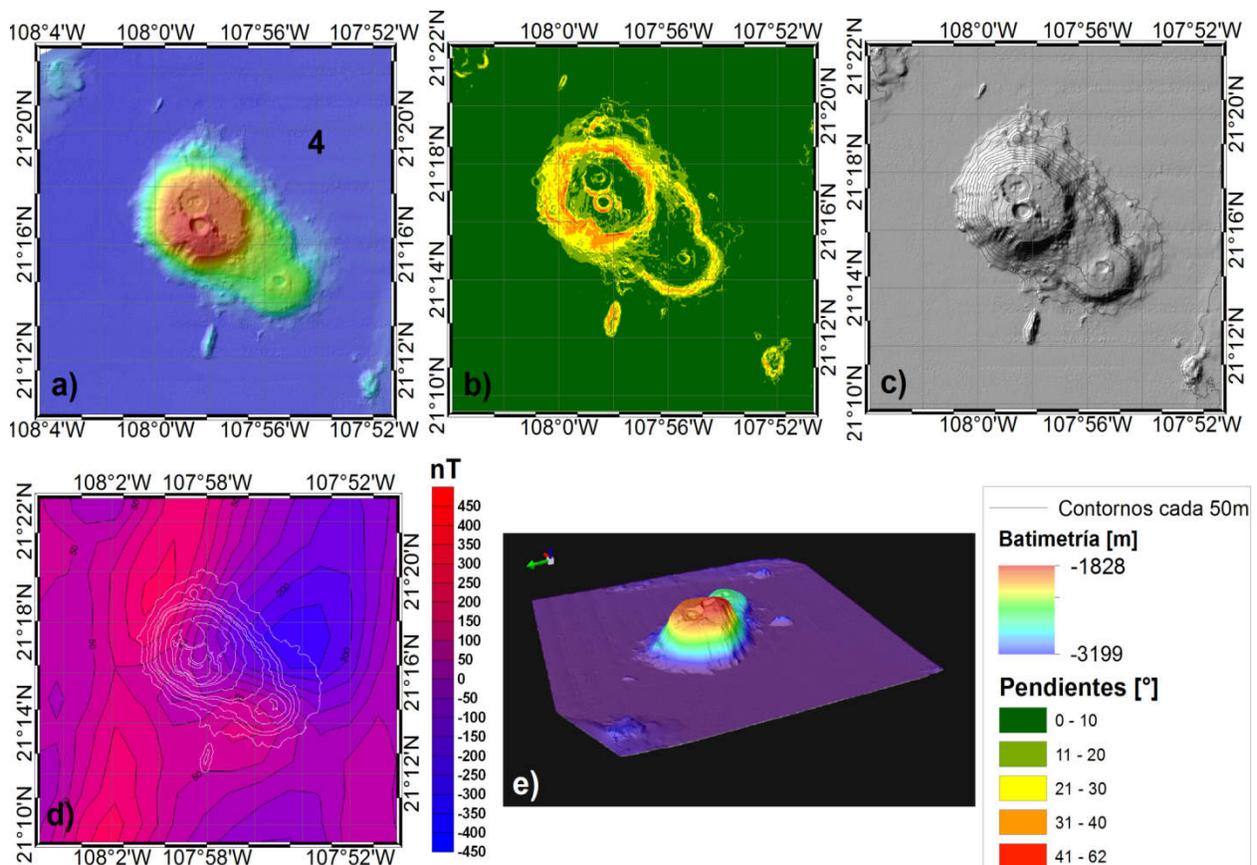


Figura 45. Monte Submarino 4. Los cinco cuadrantes muestran las principales características del monte. Descripción de los cuadrantes en la Figura 42.

Monte Submarino 5

El monte submarino 5 (Figura 46), está ubicado en la parte este de la dorsal RR sobre la placa de RIV, con coordenadas en 21°14' N y 107°39'W. El monte 7 (Figura 46a) tiene una elevación

de 779 m sobre el piso oceánico con un perímetro 85.9 km, abarca un área de 188.2 km² y contiene un volumen aproximado de 42.6 km³. El monte está próximo a la dorsal de Magdalena y al sur del archipiélago de las Islas Marías, Nayarit. El monte culmina con una sola cumbre que presenta una pequeña depresión circular, que parece ser el cráter de una caldera. La forma del monte es elongado con una orientación NW-SE. Los flancos del monte submarino 5 tienen pendientes asimétricas. El flanco N presenta una elongación estructural lineal que se conecta con el monte, con una longitud aproximada de 500 m y que corre de S-N, coincidiendo con los lineamientos de la textura del piso oceánico debido al esparcimiento oceánico. La cima de este lineamiento estructural tiene pequeñas cúspides, formadas posiblemente por derrames magmáticos. En el flanco NE, el monte tiene una ladera abrupta y escalonada, las pendientes van de 31° a 40° (Figura 46b). En los flancos SE, S, SW y NW, tienen pendientes suaves entre 21° a 40°.

En la Figura 46d muestra que la forma de la anomalía magnética del monte submarino no se desvía de la textura del esparcimiento oceánico que lo rodea, lo que podría indicar que el monte se formó casi al mismo tiempo que el piso oceánico que lo rodea.

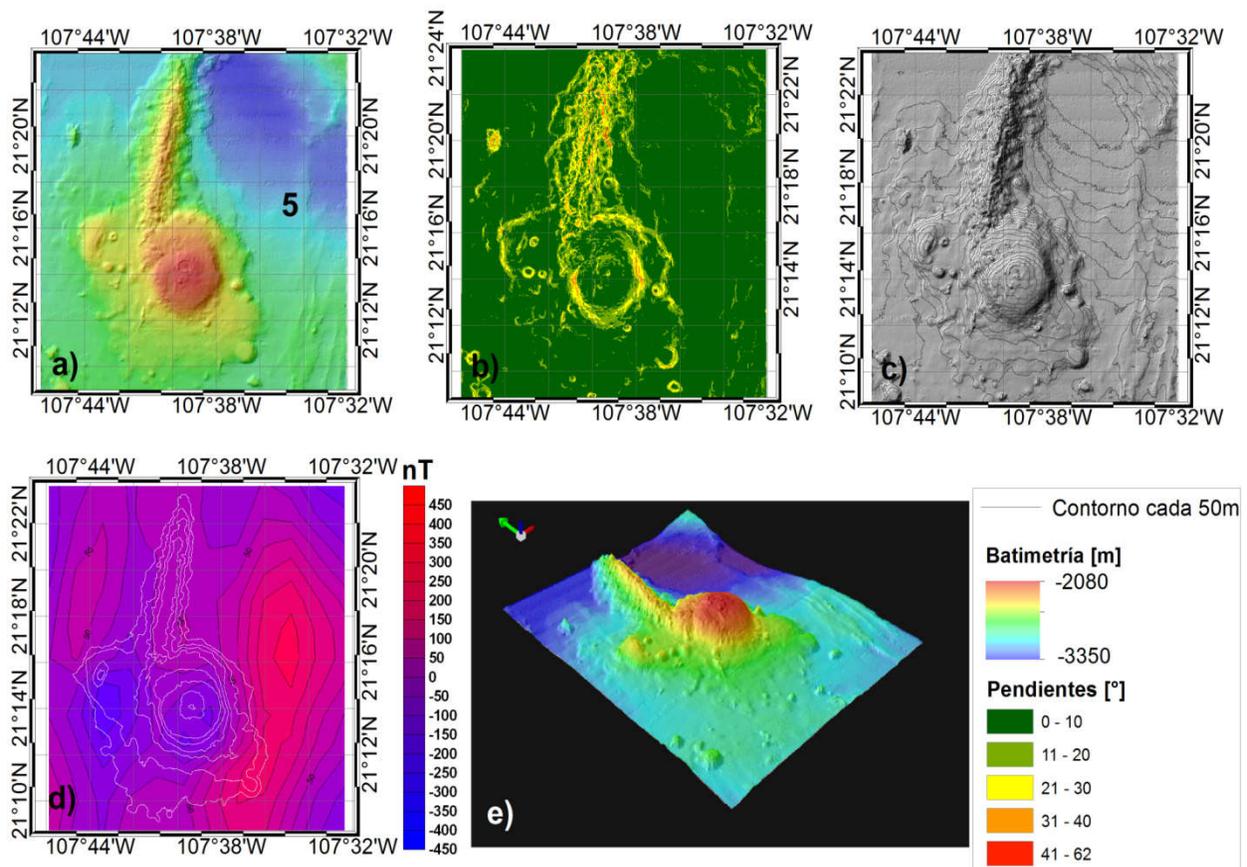


Figura 46. Monte Submarino 5. Los cinco cuadrantes muestran las principales características del monte. Descripción de los cuadrantes en la Figura 44.

Cadena 2 de montes submarinos (Montes 8, 11, 15 y 16)

Los cuatro montes 8, 11, 15 y 16 forman parte de una cadena de montes submarinos (Figura 47) que posiblemente fueron resultado de una pluma de magma que atravesó la litósfera oceánica y que el movimiento de la placa dio forma a esta cadena de montes. La cadena tiene una longitud de 35 km, con una orientación NW-SE.

Monte Submarino 8

El monte submarino 8 (Figura 47a) está ubicado al este del segmento RS de la dorsal RR sobre la placa RIV, con coordenadas en 21°04'N y 107°37'W, tiene una elevación de 616 m sobre el piso oceánico, con un perímetro 12.8 km, cubriendo un área de 5.9 km² y un volumen aproximado de 0.3 km³. El monte tiene una pequeña cima, en forma de mesa, orientada de NW-SE, y de forma circular.

El monte 8 tiene una forma estructural que muestra pendientes simétricas (Figura 47b). Los flancos NE, NW y SW presentan paredes con relieve suave y con inclinaciones entre 21° a 30°. Mientras que el flanco SE tiene una pendiente más suave entre 0° y 10°. A la mitad de su elevación, este flanco tiene una pequeña y estrecha planicie que se conecta con el siguiente monte en dirección NW-SE.

La Figura 47d, muestra la anomalía magnética asociada al monte submarino y que no varía de la textura magnética del piso oceánico que lo rodea, lo que podría indicar que el monte se formó casi al mismo tiempo que el piso oceánico.

Monte Submarino 11

El monte 11 (Figura 47a) está localizado al este del segmento RS de la dorsal RR, con coordenadas en 21°01'N y 107°34'W, tiene una elevación de 903 m sobre el piso oceánico. De norte a sur es el segundo monte de la cadena. El edificio del monte tiene un perímetro 34.6 km, cubriendo un área de 37.6 km² y con un volumen aproximado de 6.91 km³. La cumbre del monte tiene una forma elongada, orientada SW-NE.

El monte tiene pendientes relativamente simétricas en los flancos N y S (Figura 47b). Las pendientes de estos flancos son ligeramente suaves, con inclinaciones entre 21° y 30°. El flanco W exhibe una pendiente abrupta con inclinaciones entre 31° y 40°. La pared de este flanco parece ser cortado por un escarpe que está alineado S-N. Mientras el flanco SE exhibe una pendiente más suave, con una inclinación de entre 0° y 10°. Su base es pequeña y conforma una planicie que conecta con el siguiente monte hacia él SE.

La Figura 47d no muestra cambio en la polaridad de la anomalía magnética del monte submarino, lo que podría indicar que el monte se formó al mismo tiempo que el piso oceánico que lo rodea.

Monte Submarino 15

El monte 15 (Figura 47a) está ubicado al este del segmento RS de la dorsal RR sobre la placa RIV, con coordenadas en $20^{\circ}58'N$ y $107^{\circ}29'W$, con una elevación de 764 m sobre el piso oceánico y de norte a sur es el tercer monte de la cadena. El monte tiene un perímetro 20 km, con un área de 21.7 km^2 y un volumen aproximado de 3.8 km^3 . La forma de la cima del monte está orientada de E-W. La superficie de la cima tiene una forma muy irregular en donde se distingue una serie de pliegues y un pequeño macizo que podría interpretarse como la cumbre del volcán. La forma de la base del monte tiene una tendencia elíptica.

El monte tiene pendientes relativamente simétricas en los flancos SE y NW (Figura 47b). Estos flancos son ligeramente suaves, con inclinaciones entre 21° a 30° , las bases de estos flancos están conectados por una planicie angosta al monte 16 por el SE y al NW con el monte 11. El flanco NE exhibe una pendiente abrupta con inclinaciones entre 31° a 40° .

La Figura 47d muestra una clara evidencia del cambio de polaridad de la anomalía magnética; esta tiene una forma circular que se asocia fuertemente a la forma del monte submarino, lo que indica que el monte se formó tiempo después del piso oceánico que lo rodea.

Monte Submarino 16

El monte 16 (Figura 47) está localizado al este del segmento RS de la dorsal RR, con coordenadas en $20^{\circ}57' N$ y $107^{\circ}25' W$, con una elevación de 816 m sobre el piso oceánico y de norte a sur es el cuarto monte de la cadena. El monte tiene un perímetro de 14.3 km, abarca un área de 14 km^2 y un volumen aproximado de 3.4 km^3 . La cima tiene una pequeña cumbre, ligeramente orientada SE-NW, con una forma circular.

Este monte tiene pendientes casi simétricas en todos sus flancos (Figura 47b). Las pendientes de estos flancos son ligeramente escarpados, con inclinaciones entre 31° a 40° . Mientras que la pared del flanco SW, exhibe un pequeño lineamiento estructural transversal, con una longitud de 3.5 km y una altura aproximada de 400 m, con orientación NE-SW, que quizás se haya formado por una fisura a través de la corteza oceánica. Mientras que el flanco NW está conectado por una planicie angosta al monte 15. La Figura 47d muestra cambio de polaridad de la anomalía magnética, lo que podría indicar que el monte se formó tiempo después del piso oceánico que lo rodea.

El piso oceánico que rodea esta cadena de cuatro montes no exhibe campos de escombros que muestren deslizamientos submarinos en los montes.

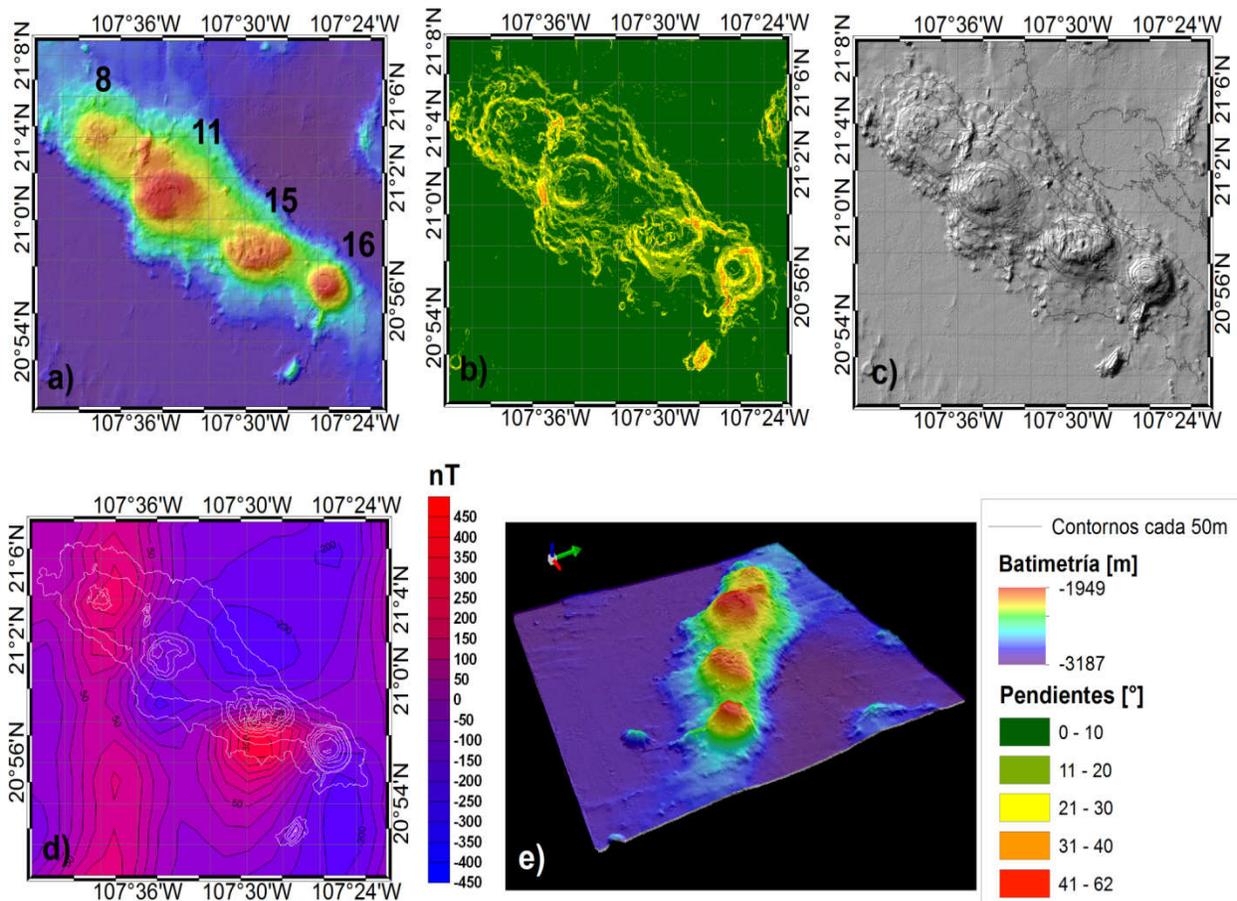


Figura 47. Cadena 2 de Montes Submarinos. Los cinco cuadrantes muestran las principales características de la cadena de los montes submarinos 8, 11, 15 y 16. La descripción de los cuadrantes en la Figura 42.

Cadena 3 de montes submarinos (Montes 9, 13 y 17)

Los montes 9, 13, y 17 forman una cadena de montes submarinos (Figura 48a) que posiblemente fueron formados por una pluma de magma del manto que atravesó la litósfera oceánica y que el movimiento de la placa dio forma a esta cadena de montes. La cadena tiene una longitud de 45 km, con una orientación NW-SE, y está localizada en la parte central de la placa de RIV.

Monte Submarino 9

El monte 9 (Figura 48) está ubicado al este del segmento ES de la dorsal RR, con coordenadas en 21°13' N y 107°04'W, tiene una elevación de 840 m sobre el piso oceánico, con un perímetro de 35.5 km, abarca un área de 71.4 km² y un volumen aproximado de 22.5 km³. La

cumbre del monte está orientada de NW-SE, y tiene forma de semi-arco. Mientras que la base del monte tiene forma elíptica. De norte a sur, el monte 9 es el primero de esta cadena.

El monte tiene pendientes simétricas en los flancos NE y SW (Figura 48b) Las paredes de estos flancos son abruptas, con inclinaciones entre 31° a 40°. El flanco SE tiene una pendiente de menor grado desde la cima hasta la base del monte con una inclinación entre 21° y 30°. En el flanco NW la pendiente es escalonada.

En la Figura 48d, la polaridad de la anomalía magnética asociada al monte no varía significativamente de las anomalías magnéticas del piso oceánico, lo que podría indicar que el monte se formó casi al mismo tiempo que el piso oceánico que lo rodea.

Monte Submarino 13

El monte 13 (Figura 48a, c y e) está localizado al este del segmento RS de la dorsal RR, con coordenadas en 21°00'N y 108°00' W. El monte tiene una elevación aproximada de 380 m sobre el piso oceánico y de norte a sur es el segundo monte de la cadena. Con un perímetro de 22.3 km, un área de 30.2 km² y un volumen aproximado de 4.7 km³. La cima del monte submarino tiene una forma circular.

Además sus pendientes en sus flancos son casi simétricos (Figura 48b). Las pendientes son suaves con una textura homogénea, con inclinaciones entre 11° y 20°. La base del flanco SE tiene una planicie larga y angosta que conecta con el monte 17 hacia el SE.

La Figura 48d muestra un cambio en la tendencia de la polaridad de la anomalía magnética asociada al monte, lo que podría indicar que el monte se formó tiempo después del piso oceánico que lo rodea.

Monte Submarino 17

El monte 17 (Figura 48) está ubicado al este del segmento RS de la dorsal RR, con coordenadas en 20°54'N y 107°48'W, tiene una elevación de 485 m sobre el piso oceánico. De norte a sur, el monte es el tercer edificio de la cadena, además tiene un perímetro de 35.3 km, un área de 60.4 km² y un volumen aproximado de 14.4 km³. Su cima tiene una forma irregular, con una orientación NW-SE. Mientras que su base del monte tiene una forma elíptica.

Las flancos NE y SW del monte son casi simétricas (Figura 48b), con inclinaciones entre 21° y 40°. El flanco NW exhibe una pendiente suave con inclinaciones entre 11° y 20°. En la base de este monte hay una planicie larga y angosta que conecta con el monte 13 hacia el NW.

La Figura 48d muestra que la tendencia de la polaridad de la anomalía magnética asociada al piso oceánico no se desvía debido a la presencia del monte, lo que podría indicar que el monte se formó casi al mismo tiempo del piso oceánico que lo rodea.

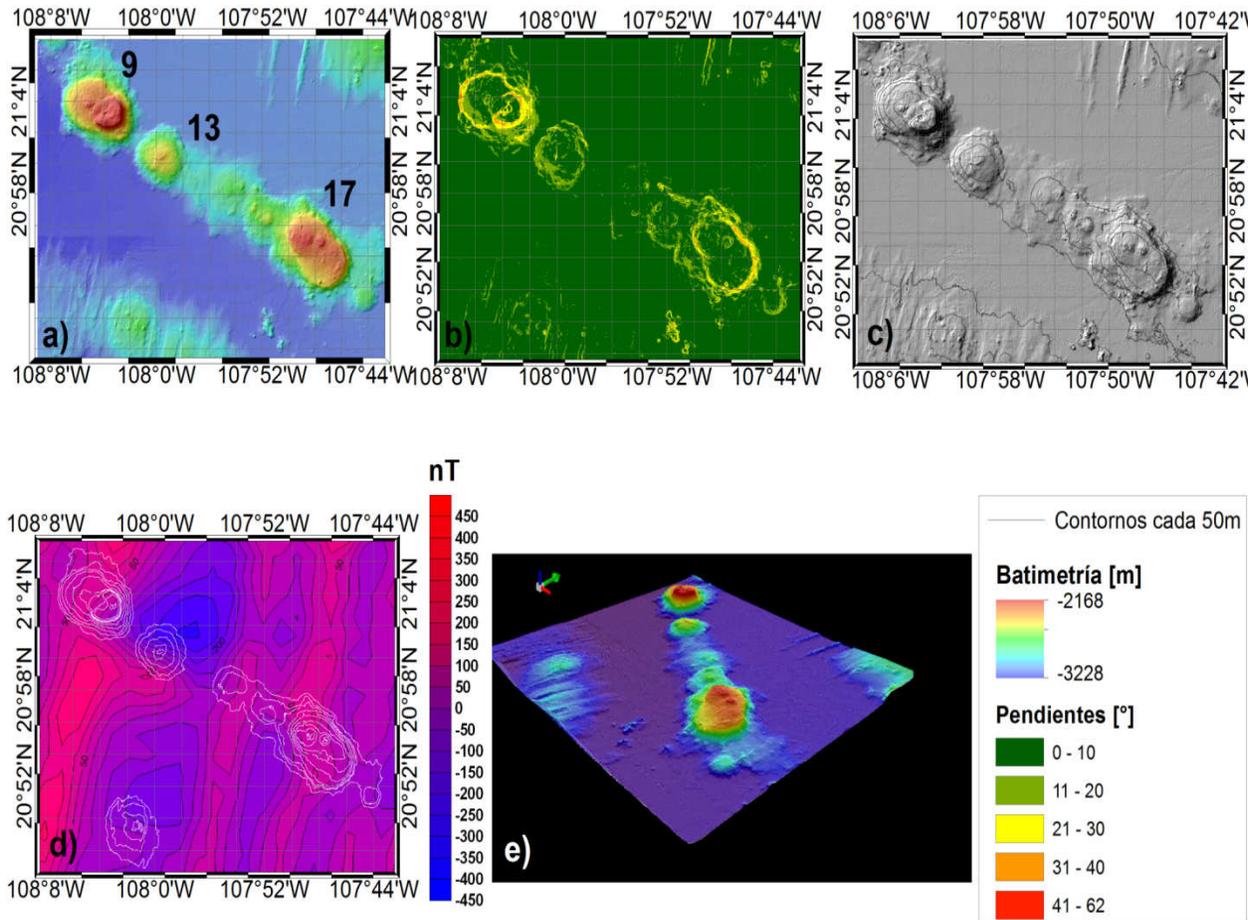


Figura 48. Cadena 3 de Montes Submarinos. Los cinco cuadrantes muestran las principales características de la cadena de los montes 9, 13 y 17. La descripción de los cuadrantes en la Figura 42.

Dentro de los rasgos estructurales del piso oceánico que rodea a esta cadena de montes submarinos, la textura del piso oceánico es casi plana. Los lineamientos típicos del esparcimiento oceánico corren casi de N-S. En particular al SW, la cadena de montes contiene un pequeño pináculo, con geometría casi circular. En general, el piso oceánico que rodea esta cadena, no exhibe campos de escombros que pudiesen indicar deslizamientos de rocas en sus flancos.

Cadena 4 de montes submarinos (Montes 10, 12 y 14)

Los montes 10, 12 y 14 forman una cadena de 3 montes submarinos (Figura 49) los montes 10 y 14 están alineados con una orientación NW- SE, y los montes 10 y 12 están alineados con una orientación NE-SW, posiblemente fueron formados por una pluma de magma del manto que atravesó la litósfera oceánica y que el movimiento de la placa dio forma a esta cadena de

montes. La cadena tiene una longitud de 11.5 km, en dirección NW-SE, y se localiza en la parte central de la placa de RIV.

Monte Submarino 10

El monte 10 (Figura 49a, c y e) se localiza al este del segmento RS de la dorsal RR, con coordenadas en 21°02'N y 108°34'W. El monte tiene una elevación de 227.3 m sobre el piso oceánico, con un perímetro de 10.56 km, un área de 5.8 km² y un volumen aproximado de 0.65 km³. El monte tiene una forma con tendencia circular orientado hacia el NW-SE y no se observa estructura alguna de una cráter.

Los flancos del monte son casi simétricos (Figura 49b). El flanco N tiene pendientes no muy inclinadas entre 21° a 30°. El flanco S muestra una pendiente menos inclinada que van de 11° a 20°.

Figura 49d no muestra cambio en la tendencia de la polaridad de la anomalía del piso oceánico en la ubicación del monte, lo que podría indicar que el monte se formó al mismo tiempo que piso oceánico que lo rodea.

Monte Submarino 12

El monte 12 (Figura 49a, c y e) está ubicado al este del segmento RS de la dorsal RR, con coordenadas en 21°01'N y 108°37'W, tiene una elevación de 235 m sobre el piso oceánico, con un perímetro de 5.8 km, con un área de 2.47 km² y un volumen aproximado de 0.3 km³. El monte tiene una forma circular y en su cumbre hay un pequeño cráter. Los flancos del monte son simétricos (Figura 49b). Los flancos NW, SW y SE tiene pendientes abruptas con inclinaciones entre 31° a 40°. El flanco NE tiene una pendiente suave con inclinaciones entre 11° a 20°.

La Figura 49d no exhibe cambio en la tendencia en la polaridad de la anomalía magnética del piso oceánico en la ubicación del monte, lo que podría indicar que el monte se formó al mismo tiempo que el piso oceánico que lo rodea.

Monte Submarino 14

El monte 14 (Figura 49a, c y e) está localizado al este del segmento RS de la dorsal RR, con coordenadas en 20°59'N y 108°32'W, tiene una elevación de 534 m sobre el piso oceánico, tiene un perímetro 20.5 km, abarca un área de 22.37 km² y un volumen aproximado de 6.12 km³. La cima del monte tiene un pequeño cráter y su forma es circular. Los flancos del monte son casi simétricos (Figura 49b). Los flancos NW, SW y SE tienen pendientes abruptas con inclinaciones entre 31° a 40°. El flanco NE tiene una pendiente suave con inclinaciones entre

21° a 30°. La Figura 49d no presenta cambio en la tendencia de la polaridad de la anomalía magnética del piso oceánico donde se encuentra el monte, lo que podría indicar que el monte se formó al mismo tiempo que el piso oceánico que lo rodea.

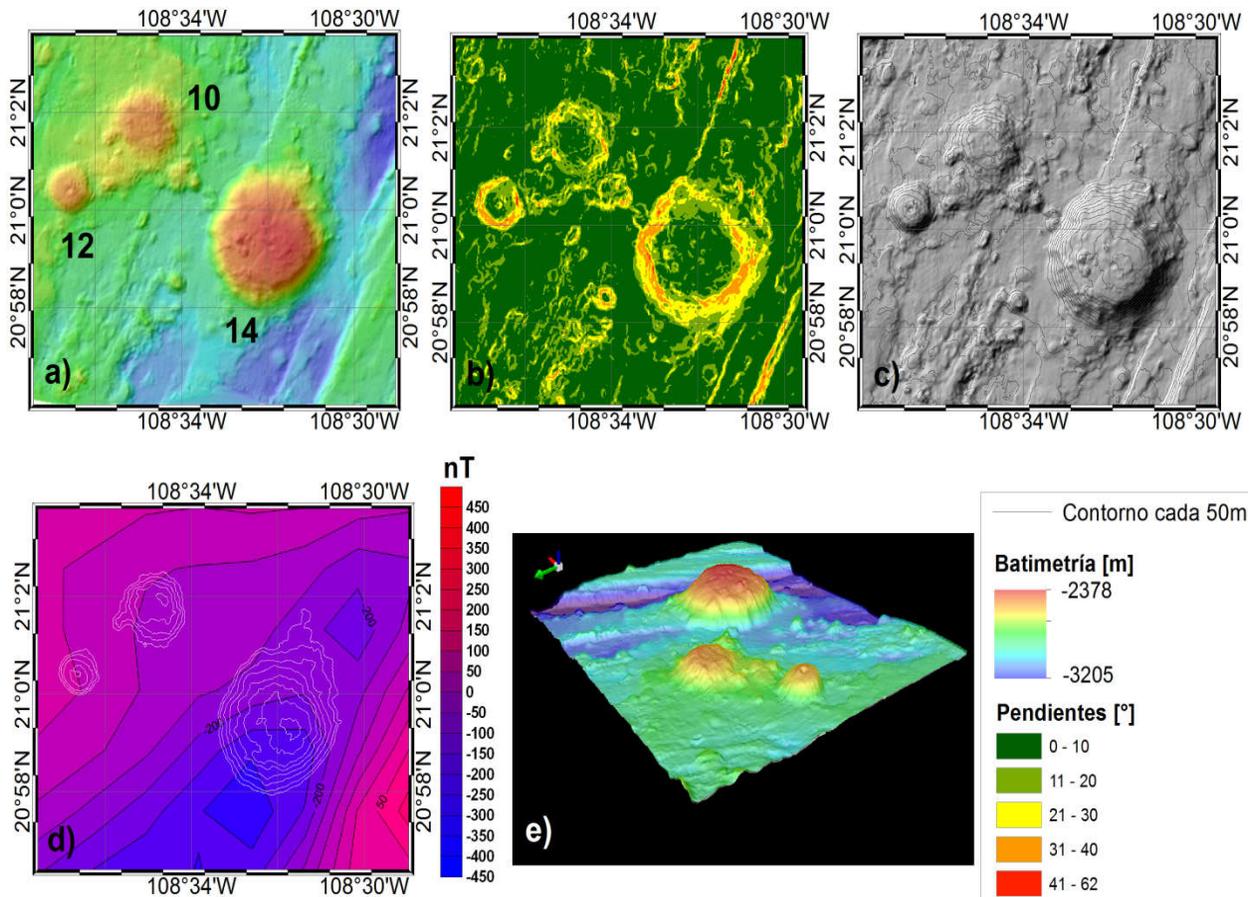


Figura 49. Cadena 4 de Montes Submarinos. Los cinco cuadrantes muestran las principales características de los montes submarinos 10, 12 y 14. La descripción de los cuadrantes es similar a la Figura 42.

Dentro de los rasgos estructurales del piso oceánico que rodea a esta cadena de montes submarinos, la textura del piso oceánico muestra lineamientos típicos del esparcimiento oceánico que corren de N-S. En general, el piso oceánico que rodea a la cadena de tres montes, no presenta campos de escombros que indiquen deslizamientos de rocas en sus flancos.

Cadena 5 de montes submarinos (Montes 18 y 19)

Los montes 18 y 19 forman la cadena de montes submarinos 5 (Figura 50). Estos montes están ligados entre ellos; posiblemente fueron formados rápidamente por una pluma de magma del

manto que atravesó la litósfera oceánica y que el movimiento de la placa dio forma a esta cadena de montes. La cadena tiene una longitud de 12 km, en dirección NW-SE, y se localiza en la parte central de la placa de RIV.

Monte submarino 18

El monte 18 (Figura 50a, c y e) está ubicado al este del segmento RS de la dorsal RR, con coordenadas de 20°51'N y 108°20'W, tiene una elevación de 795 m sobre el piso oceánico, con un perímetro de 20.5 km, un área de 23.5 km² y un volumen aproximado de 6.5 km³. El monte tiene una forma circular, en su cima hay un pequeño cráter. Mientras que en el flanco NW, exhibe cuatro pequeñas depresiones similares a cráteres. De norte a sur, el monte 18 es el primer monte de esta cadena. Los flancos del monte son casi simétricos (Figura 50b), sus pendientes son suaves y homogéneas, con inclinaciones entre 21° y 40°.

La Figura 50d exhibe un cambio mayor en la tendencia de la polaridad de la anomalía magnética del piso oceánico donde se encuentra el monte, lo que podría indicar que el monte se formó tiempo después del piso oceánico que lo rodea.

Monte submarino 19

El monte 19 (Figura 50a, c y e) se localiza al este del segmento RS de la dorsal RR, con coordenadas 20°50'N y 108°17'W, con una elevación de 526 m sobre el piso oceánico, perímetro de 13.6 km, un área de 14.2 km² y un volumen aproximado de 3.8 km³. El monte tiene una forma con tendencia circular y a la vez su cumbre presenta un pequeño cráter. De norte a sur, el monte 19 es el segundo de esta cadena de montes. Los flancos del monte son casi simétricos (Figura 50b), sus pendientes son abruptas, con inclinaciones entre 31° y 62°.

La Figura 50d muestra un cambio en la tendencia en la polaridad de la anomalía magnética del piso oceánico donde el monte se ubica, lo que podría indicar que el monte se formó casi al mismo tiempo del piso oceánico que lo rodea.

Mientras que los rasgos estructurales del piso oceánico que rodea a esta cadena hacia su flanco SW de la cadena de montes presenta una pequeña cúspide, con geometría lineal orientada NE-SW, que corresponde a la textura del esparcimiento oceánico con tendencia NE-SW. En general, el piso oceánico que rodea a la cadena de montes, no presenta campos de escombros que indique desprendimiento de rocas en sus flancos.

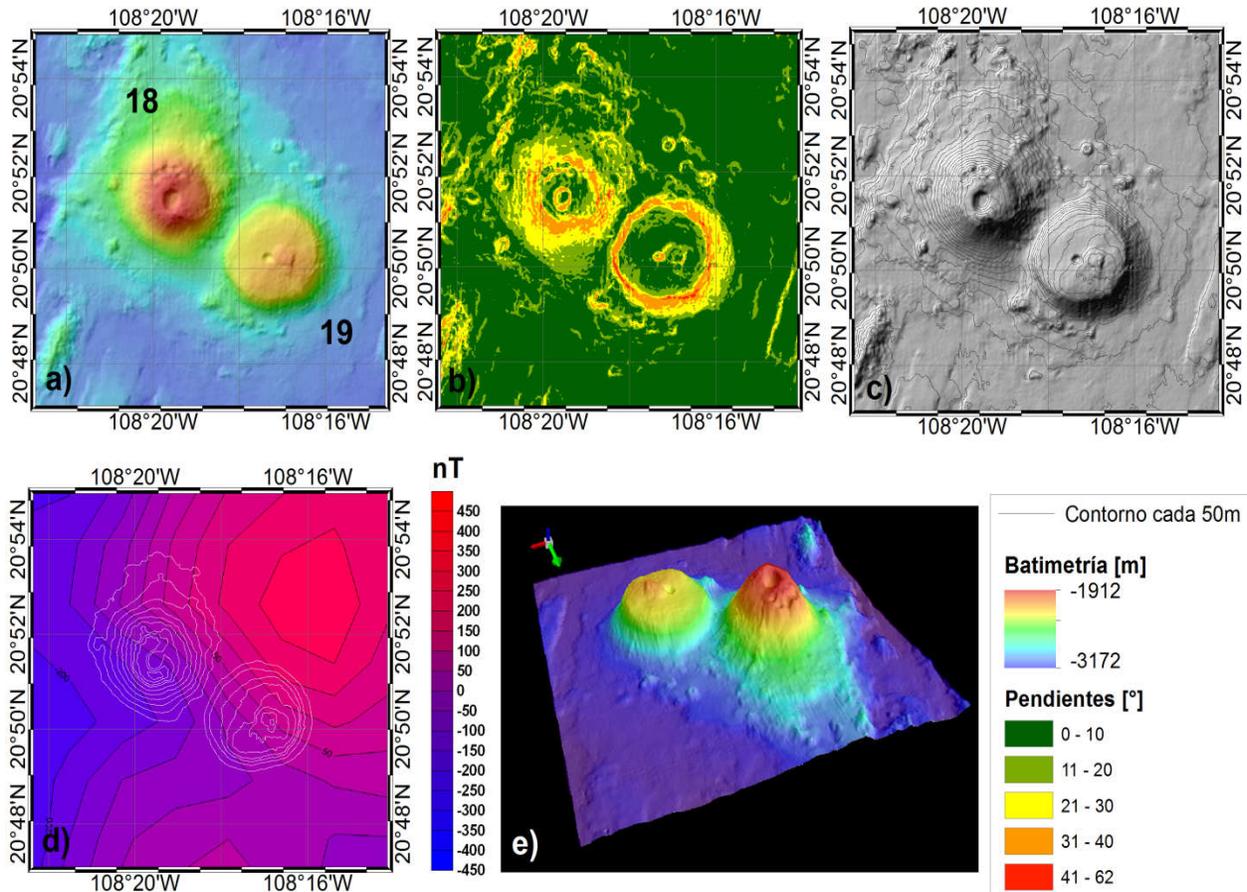


Figura 50. Cadena 5 de Montes Submarinos. Los cinco cuadrantes muestran las principales características de la cadena de los montes submarinos 18 y 19. La descripción de los cuadrantes en la Figura 42.

Cadena 6 de montes submarinos (Montes 20, 21, 22 y 23)

Los montes 20, 21, 22 y 23 forman parte de la cadena 6 de montes submarinos (Figura 51). Estos montes están ligados entre ellos, posiblemente fueron formados por una pluma de magma del manto que atravesó la litósfera oceánica y que el movimiento de la placa dio forma a esta cadena de montes. Sin embargo, el monte 20 tiene una orientación E-W, a diferencia de los montes 21, 22 y 23 que tienen una orientación NW-SE. La cadena tiene una longitud de 32 km (montes 21, 22 y 23), en dirección NW-SE, y se localiza en la parte central de la placa de RIV.

Monte Submarino 20

El monte 20 (Figura 51a, c y e) está ubicado al este del segmento RS de la dorsal RR, con coordenadas $20^{\circ}35'N$ y $108^{\circ}25'W$, tiene una elevación de 668 m sobre el piso oceánico, un perímetro 38.5 km, un área de 62.9 km^2 y un volumen aproximado de 18.8 km^3 . El edificio del

monte exhibe una forma elíptica con una orientación E-W. La cumbre del monte tiene una forma irregular, aunque presenta lineamientos estructurales que corren de N-S. La cima exhibe una caldera de forma triangular. De norte a sur, el monte es el primero de la cadena.

Los flancos N y S del monte son casi simétricos (Figura 51b), sus pendientes son suaves, con inclinaciones entre 21° y 40°. El flanco N tiene una forma triangular. La Figura 51d no exhibe cambio en la tendencia de la polaridad de la anomalía magnética del piso oceánico donde se encuentra el monte, lo que podría indicar que el monte se formó casi al mismo tiempo del piso oceánico que lo rodea.

Monte Submarino 21

El monte 21 (Figura 51a, c y e) está localizado al este del segmento RS de la dorsal RR, con coordenadas 20°34'N y 108°19'W, tiene una elevación de 172 m sobre el piso oceánico. De norte a sur, el monte es el segundo de la cadena. El monte tiene un perímetro de 19 km, abarca un área de 14 km² y un volumen aproximado de 1.07 km³. El monte tiene una forma elongada y su cumbre del monte está orientada de NW-SE. El edificio del monte tiene una forma irregular que presenta pequeños lineamientos de N-S. Los flancos del monte son casi simétricos (Figura 51b), con inclinaciones entre 11° a 20°. El monte está conectado por una planicie angosta al monte 22 hacia él SE.

La Figura 51d no muestra cambio en la tendencia de la polaridad de la anomalía magnética del piso oceánico donde se encuentra el monte, lo que podría indicar que el monte se formó casi al mismo tiempo del piso oceánico que lo rodea.

Monte Submarino 22

El monte 22 (Figura 51a, c y e) está ubicado al este del segmento RS de la dorsal RR, con coordenadas de 20°31'N y 108°15'W, con una elevación de 337 m sobre el piso oceánico y de norte a sur es el tercer monte de la cadena. El monte tiene un perímetro de 26.3 km, abarca un área de 29.78 km² y un volumen aproximado de 4.61 km³. El monte tiene una forma con tendencia elongada orientada E-W. La cumbre del monte presenta lineamientos estructurales que podría representar pliegues.

Los flancos N y S son casi simétricos (Figura 51b). Las paredes de los flancos tienen una forma irregular con pendientes escalonadas abruptas, con inclinaciones entre 31° a 40°. El monte 22 está conectado por una pequeña planicie irregular con el monte 23 hacia él SE. La Figura 51d muestra una tendencia diferente a la anomalía magnética en el piso oceánico que corresponde a una polaridad diferente asociada al monte, lo que podría indicar que el monte se formó después de la creación de la corteza oceánica que lo rodea.

Monte Submarino 23

El monte 23 (Figura 51a, c y e) está ubicado al este del segmento RS de la dorsal RR, con coordenadas de 20°27'N y 108°10'W, con una elevación de 412.7 m sobre el piso oceánico y de norte a sur es el cuarto monte de la cadena. Las características físicas del monte no se pudieron obtener por no estar del todo completo. La forma del monte en general está orientada de NW-SE, tiene una forma elongada y no se logra distinguir la cima del volcán, lo que si se identifica son lineamientos muy irregulares que corren de NE-SW. Los flancos NE y SW son casi simétricos (Figura 51b). Las paredes de los flancos tienen pendientes abruptas con inclinaciones entre 31° a 40°. La Figura 51d no exhibe anomalía magnética en el piso oceánico que pudiese indicar que el monte se formó casi al mismo tiempo del piso oceánico o tiempo después.

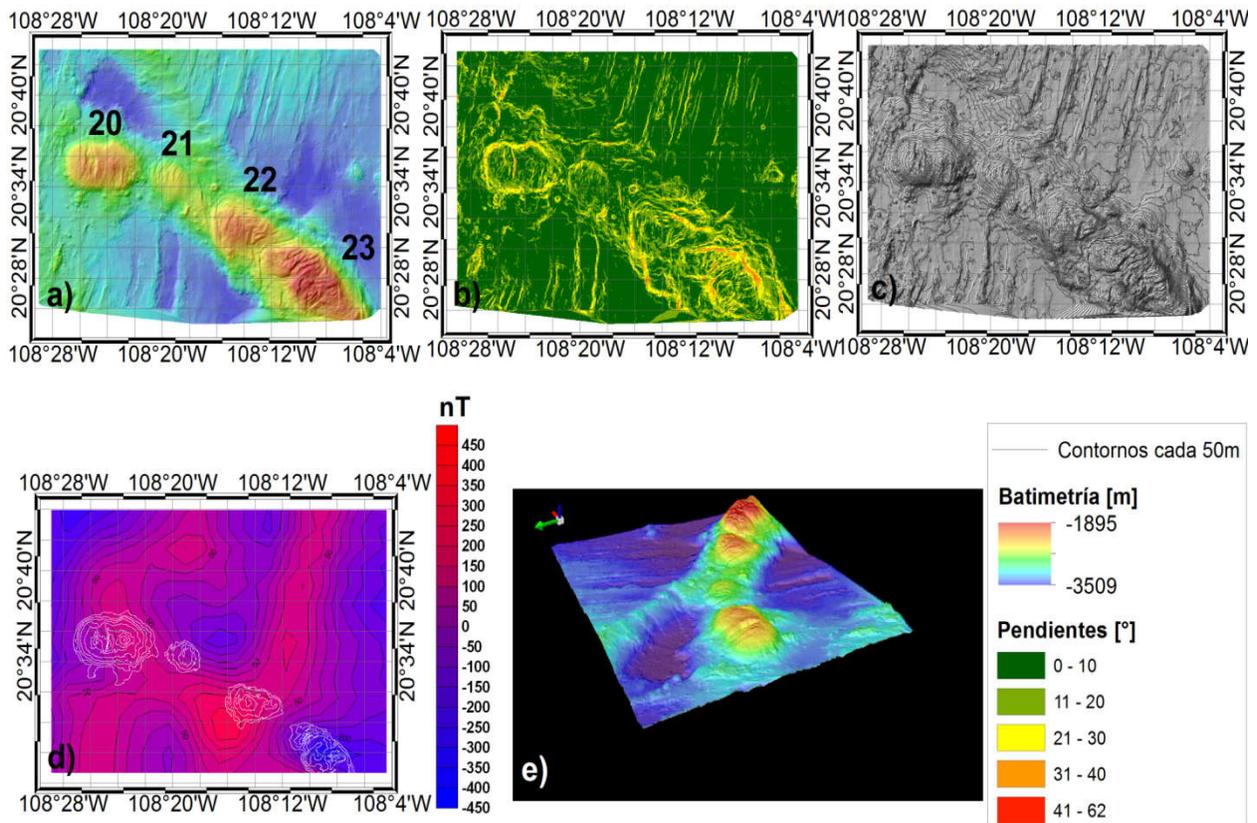


Figura 51. Cadena 6 de Montes Submarinos. Los cinco cuadrantes muestran las principales características de los montes submarinos 20, 21, 22 y 23. La descripción de los cuadrantes en la Figura 42.

Dentro de los rasgos estructurales del piso oceánico que rodea a esta cadena, hay dos pequeñas cuencas al NE, todo el piso oceánico tiene una textura de lineamientos que corren de N-S debidos al esparcimiento oceánico.

Al SW, el piso oceánico muestra estructuras lineales que corren de N-S y en una orientación diferente al flanco NE. El cambio de dirección puede deberse a una falla en esta zona. En general, el piso oceánico que rodea a la cadena de cuatro montes no presenta campos de escombros que indiquen deslizamientos de rocas en sus flancos.

Monte Submarino 24

El monte 24 (Figura 52) está localizado al este del segmento RS de la dorsal RR, con coordenadas de 20°27' N y 108°42' W, con una elevación aproximada de 1,350 m sobre el piso oceánico. Al no estar el monte completo, no se pudo tener datos de perímetro, área o volumen. La forma del monte (Figura 52a) tiene una tendencia elíptica y tiene una orientación NW-SE. La cumbre tiene los remanentes de cinco calderas colapsadas. El flanco NW (Figura 52b), tiene una pendiente abrupta y escalonada con inclinaciones entre 31° a 62°. En el flanco NE, la pendiente es abrupta con inclinaciones entre 31° a 40°. En general, el piso oceánico que rodea al monte no presenta campos de escombros que indiquen deslizamientos de rocas en sus flancos. La Figura 52d no cambio en la tendencia de la polaridad de la anomalía magnética del piso oceánico donde se encuentra el monte, lo que podría indicar que el monte se formó casi al mismo tiempo del piso oceánico que lo rodea.

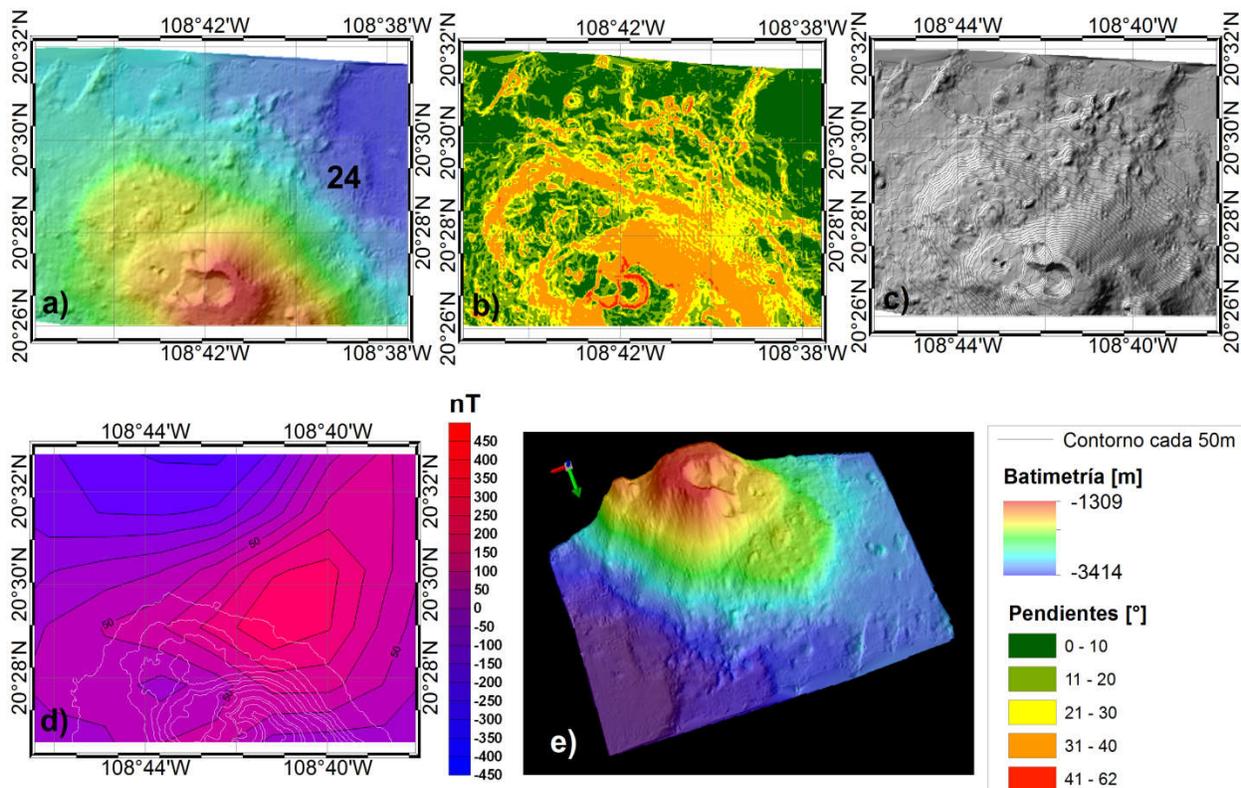


Figura 52. Monte Submarino 24. Los cinco cuadrantes muestran las principales características del monte 24. Descripción de los cuadrantes en la Figura 42.

4.2. Mapa de datos magnéticos.

El piso oceánico generado en una dorsal, puede ser reconstruido por las anomalías magnéticas y zonas de fractura que son conjugadas en ambos flancos de la dorsal. Durante la formación y enfriamiento de la nueva corteza oceánica, esta se magnetiza con el campo magnético de la Tierra con polaridades normales o reversas generando las isócronas en la corteza oceánica. En la placa de RIV, las isócronas han sido documentadas anteriormente por DeMets and Traylen [2000] y Pérez-Calderón [2015], en base a las tablas de Cande and Kent [1995].

El mapa de anomalías magnéticas del piso oceánico en el área de estudio, cubre una superficie aproximada de 27,400 km², con una resolución espacial de 58m (Figura 53). Las correcciones a los datos magnéticos para esta región fueron realizadas por Pérez-Calderón [2015]. El resultado es un mapa de anomalías magnéticas que permite identificar los lineamientos o isócronas magnéticas que se asocian a la formación del nuevo piso oceánico en de la dorsal RR, en el cuál se distinguieron cambios de polaridad que corresponden a estructuras como montes submarinos.

La escala de valores la anomalía magnética está entre los -450 a 450 nT en esta área de estudio. Las alineaciones magnéticas están fuertemente definidas, y que representan las isócronas normales e inversas de la polaridad. Estas se encuentran alineadas en la dirección NE-SW, y son correlacionadas con la escala de polaridad geomagnética de Cande and Kent [1995] y DeMets and Traylen [2000]. En el mapa 3D de las anomalías magnéticas (Figura 53), se pueden identificar 3 cambios de polaridad (círculos azul claro); más otros 5 cambios de polaridad (círculos verdes) que fueron encontradas por Pérez-Calderón [2015]. En total, el registro magnético muestra 8 cambios de polaridad en la parte central de RIV.

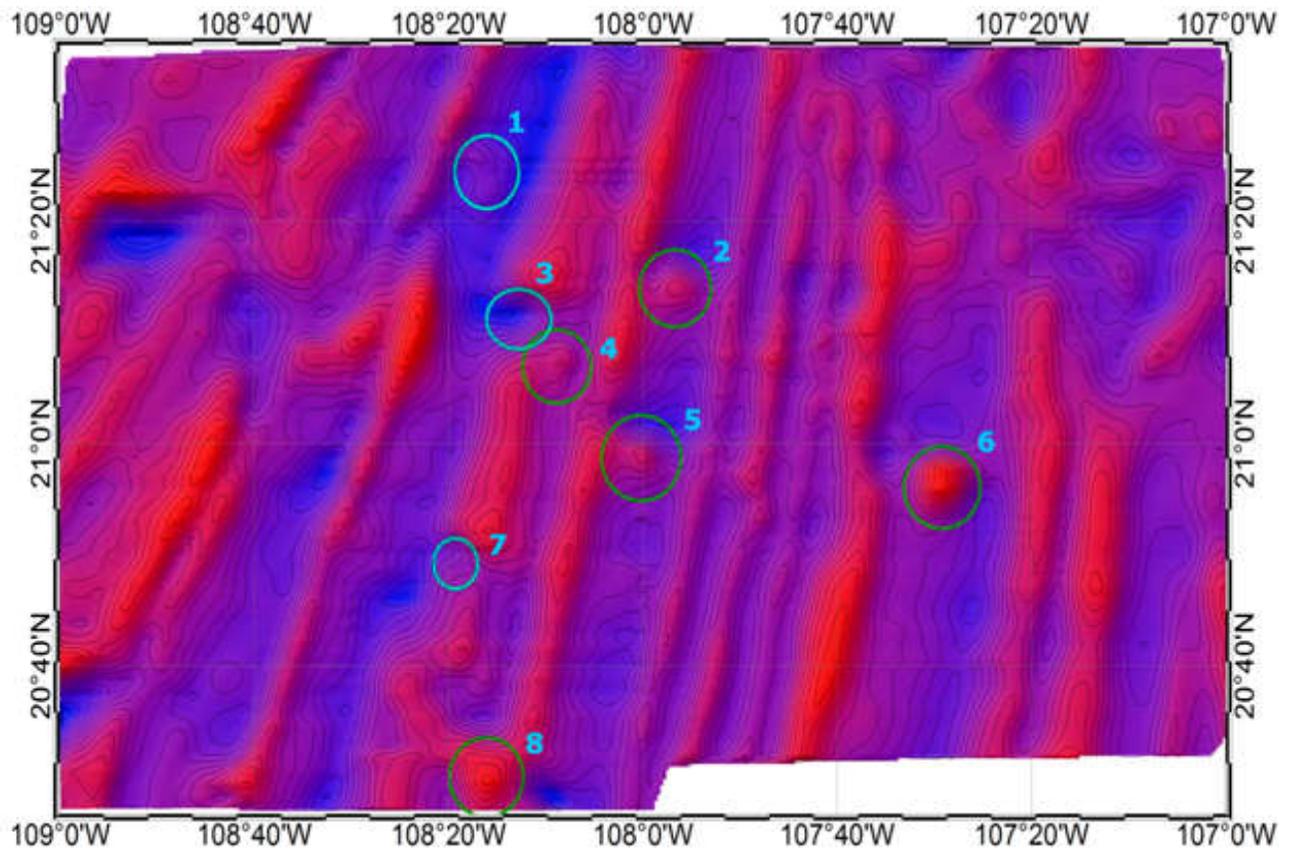


Figura 53. Mapa en 3D de las anomalías magnéticas. Los círculos verdes muestran los cambios de polaridad identificadas en el estudio de Pérez-Calderón [2015]. Los círculos azul claro muestran los cambios de polaridad identificadas en este estudio. En total 8 cambios de polaridad son identificadas en RIV.

La Figura 54 muestra la batimetría de los montes submarinos en conjunto con las isócronas de la parte central de RIV, los cuales son marcados con círculos verdes y azul claro los ocho cambio de polaridad, enumerados de acuerdo a su latitud de norte a sur.

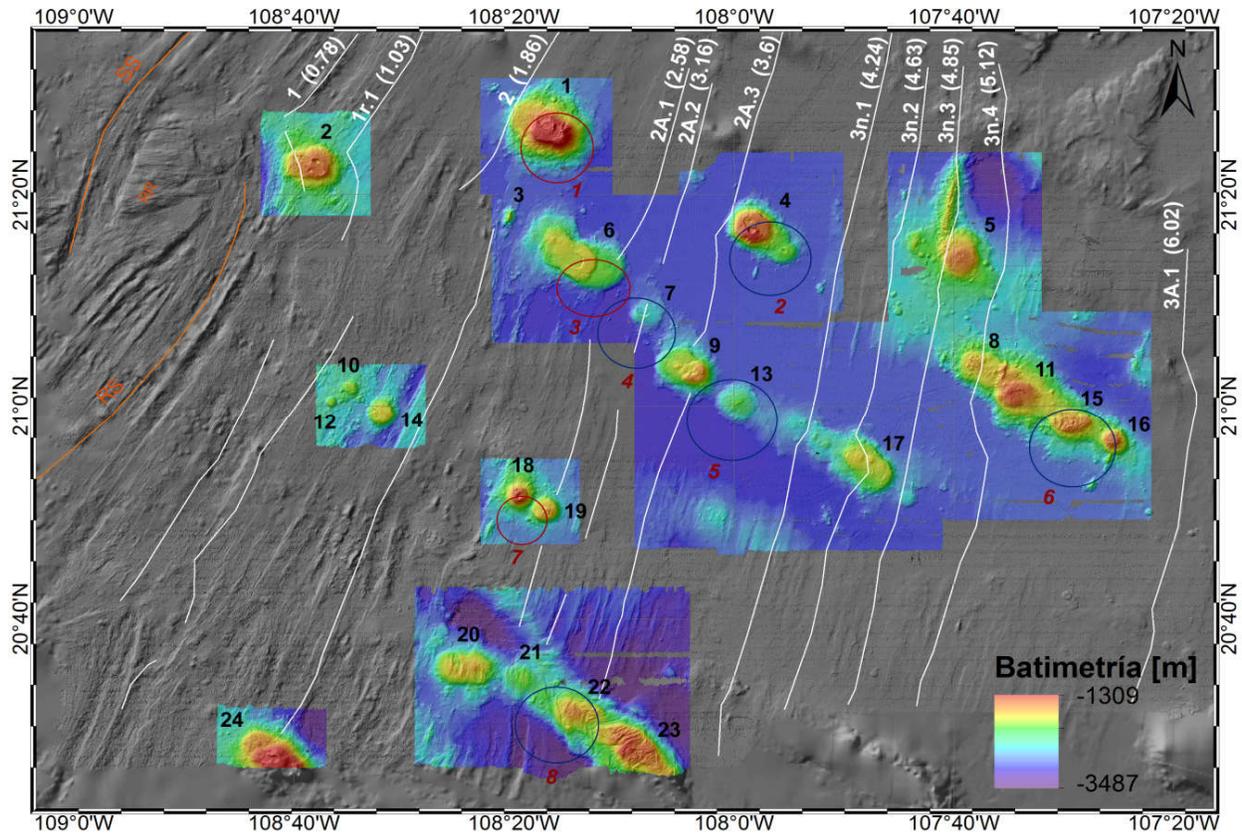


Figura 54. Mapa que exhibe las isócronas magnéticas (líneas blancas) entre paréntesis las edades promedio de esas isócronas [Cande and Kent, 1995; DeMets and Traylen, 2000; Pérez-Calderón, 2015, en conjunto con los MDE de los montes submarinos. En círculos azul marino son las cinco cambios de polaridad anteriores [Pérez-Calderón, 2015]. En círculos rojos los tres cambios de polaridad encontradas en este estudio. La numeración de los montes en números negros. Los cambios de polaridad en números rojos. La dorsal RR y sus segmentos SS y RS en naranja.

La Figura 54 muestra la correlación entre el cambio de polaridad 1 con el monte submarino 1. El cambio de polaridad 2 con el monte submarino 4. El cambio de la polaridad 3 esta correlacionada al monte 6, y coincide donde hay una interrupción en la geometría de la isócrona 2A.1 (2.58 Ma). El cambio de polaridad 4 con el monte 7 e interrumpe el lineamiento de la isócrona 2A.2 (3.16 Ma). La polaridad 5 es asociada con el monte 13. La polaridad 6 está asociada con los montes 15 y 16. La polaridad 7 se asocia con los montes 18 y 19, estos montes interrumpan la geometría de la isócrona 2A.1 (2.58 Ma). El cambio de polaridad 8 se asocia al monte submarino 22, esta es una polaridad que interrumpe el lineamiento de la isócrona 2A.3 (3.6 Ma). Estos diez montes que se asocian a los ocho cambios de polaridad, muy posiblemente indican que estos montes submarinos se formaron tiempo después del piso oceánico que los rodea.

5. DISCUSION

5.1. Integración de datos marinos.

Estratigrafía

La tasa de sedimentación enmascara los rasgos estructurales menores que pudiesen existir en la superficie o en los alrededores de los montes en el sector Este de RIV, manteniendo en algunos casos un relieve homogéneo [Chase, et al. 1970].

Durante las 7 campañas oceanográficas, fueron registrados perfiles sísmicos de alta resolución, empleando el perfilador TOPAS PS18. La mayoría de estos perfiles sísmicos tienen una dirección W-E [García-García, 2015]. Se tomaron dos perfiles sísmicos más claros y representativos de 206 que fueron adquiridos, y se analizaron para definir las características sedimentarias alrededor de los montes 11 y 18.

El Perfil 4C pasa por el monte 11 (Figura 55a), el cual se encuentra en la región más alejada de la RR, donde hay un mayor espesor de sedimentos concentrados entre las cadenas de montes submarinos y en los sectores donde el piso oceánico es plano, el ancho de sedimentos en la base del monte está entre los 60 y 119 m. El perfil 5B pasa por el monte 18 (Figura 55b), que está cercano a la dorsal RR donde se tiene un relieve batimétrico dominado por la rugosidad de las formaciones ígneas que carecen o que tienen muy pocos sedimentos que cubre el piso oceánico, el ancho de sedimentos en la base del monte es de aproximadamente 43 m.

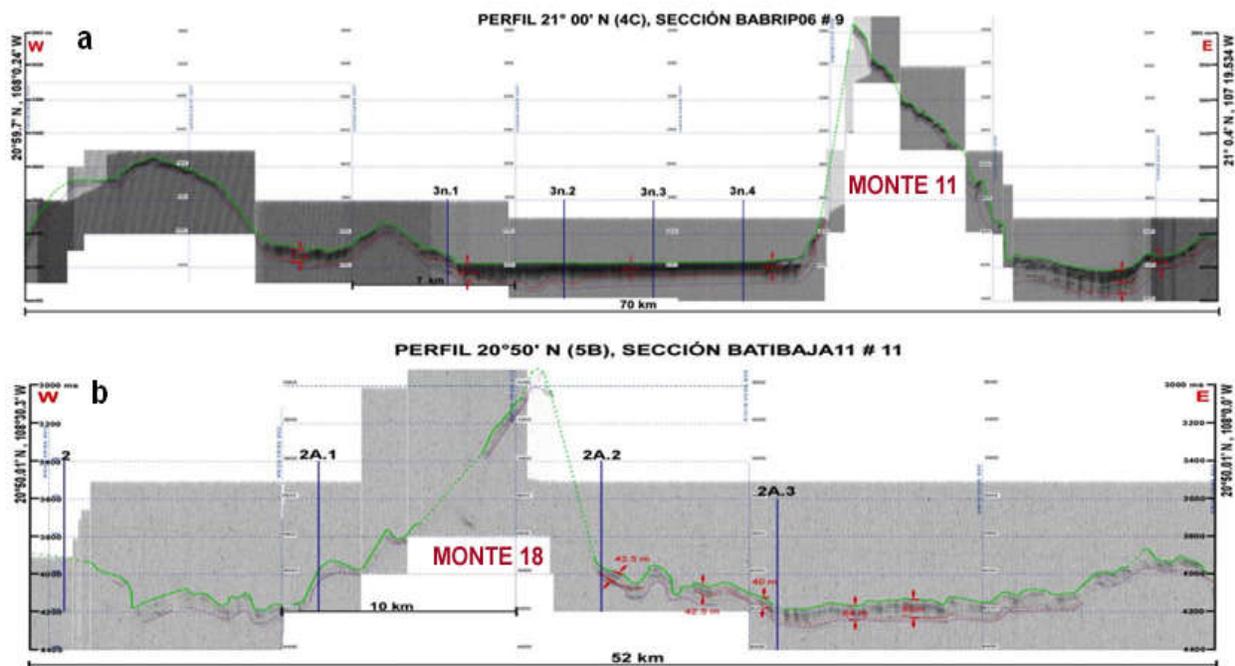


Figura 55. Perfiles sísmicos sobre montes submarinos. a) Perfil 4C sobre el monte 11. Y b) perfil 5B sobre el monte 18. El fondo se representa en verde, el basamento acústico en morado, y los paquetes de sedimentos en rojo con su respectivo ancho. Tomado de García-García [2015].

Sin embargo, no se cuentan con muestras de sedimentos alrededor de las bases de los montes submarinos que ayuden a delimitar que sedimentos son debidos a la acumulación de material terrígeno y/o pelágico o si son sedimentos de escombros debidos a deslizamientos en los flancos de los montes.

Migración de la actividad volcánica en RIV

La descripción de la actividad volcánica de los montes submarinos en la placa de RIV se describe en la Figura 56. Los volcanes son creados por pulsos de magma suministrados desde una fuente relativamente estacionaria como un punto caliente en el manto (Figura 56A). Con el tiempo, si el magma continúa, la actividad volcánica continúa, se construye el edificio volcánico y da lugar a varios períodos eruptivos, en donde la disminución del magma forma cráteres y calderas (Figura 56B). Después, el edificio del volcán es llevado lejos de la fuente de magma subyacente, el colapso de la cumbre predomina sobre la actividad constructiva y el volcán finalmente se extingue (Figura 56C). La estructura de colapso en un escenario tardío tiende a estar situado en el flanco de un volcán que recubre el conducto más activo recientemente. En el caso de las cadenas de volcanes, un nuevo pulso de magma rompe a través de la corteza más joven que ahora se superpone a la fuente de magma (Figura 56D). Estos procesos son los que le dan origen a la variedad de formas a los montes, de forma casi circular y pequeños cerca de la dorsal (ej. Cadena 4 y 5 de montes submarinos en RIV) hasta formas estrellas y/o elongadas lejos de la dorsal donde se observan montes de mayor tamaño (ej. cadena 2 de montes submarinos en RIV).

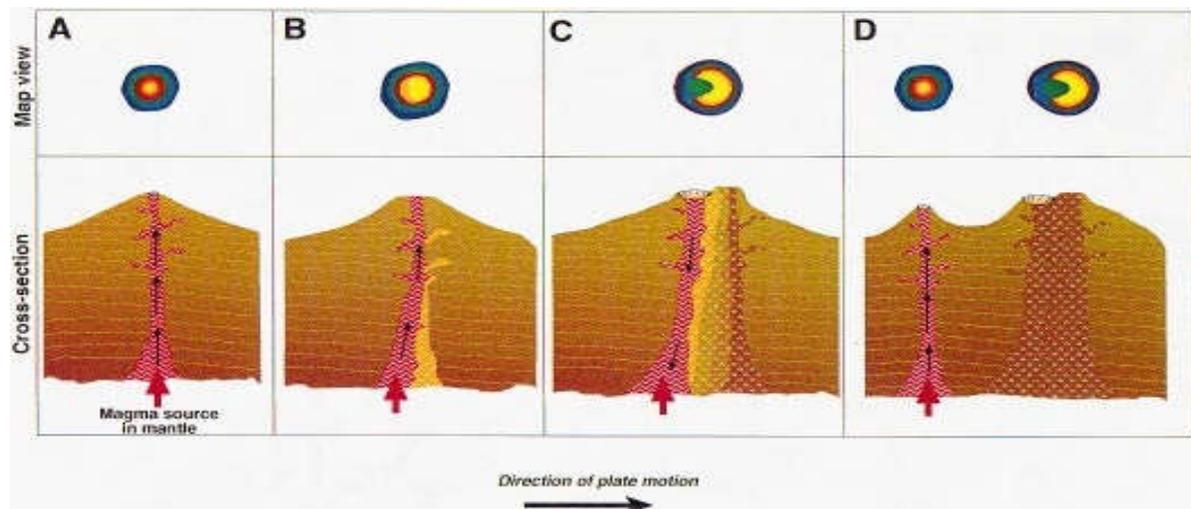


Figura 56. Esquema que describe las diferentes etapas de evolución de un volcán submarino. Las flechas pequeñas dentro de los conductos de magma indican el magma ascendente (flechas hacia arriba), es decir, la construcción predominante sobre el colapso o la disminución de magma (flechas negras), es decir, el colapso predomina a la construcción de un nuevo edificio volcánico. Tomado de Hammond [1997].

5.2. Movimiento absoluto de RIV.

Las 7 campañas oceanográficas en la parte central de la placa de RIV, aportaron los datos fundamentales para el desarrollo y la discusión de esta investigación, y está basada en los datos de morfología de los montes submarinos y los conceptos de los sistemas tectónicos a su alrededor, involucrando su movimiento y dirección de la placa de RIV en base a la geometría de los lineamientos que forman las cadenas de los montes submarinos con el modelo de Polos de Euler del movimiento relativo y absoluto de la placa de RIV con el sistema de referencia ITRF2005. Esta discusión es complementada con el análisis de las anomalías magnéticas en esta región.

Las mediciones en las estaciones GPS se utilizan para estimar los movimientos absolutos de las placas tectónicas [DeMets et al., 2010], en el caso de la placa de RIV no es posible determinar su movimiento absoluto debido a que no se pueden colocar estaciones GPS en su superficie, ya que se encuentra totalmente sumergida bajo el mar y no se pueden realizar mediciones del movimiento de esta placa. Por esta razón, se utiliza un método indirecto para calcular el polo de Euler del movimiento absoluto de RIV a través de operaciones vectoriales, en base a modelos de movimientos relativos y absolutos de las placas tectónicas que rodean a RIV, y de las cuales sí se tiene conocimiento de su movimiento. Una vez calculado el polo de Euler de RIV, se comparará con los lineamientos que muestran las cadenas de montes submarinos en el sector central de RIV.

Generalmente los dos tipos de modelos absolutos (*hot spot* y *no net rotation*) estiman el polo de rotación de una placa y después derivan los polos de las placas restantes, usando las velocidades relativas por suma vectorial.

Los vectores de velocidad angular que describen el movimiento de placas siguen las reglas estándar algebraicas de operaciones de vectores, es decir, el vector de velocidad angular ${}_A\omega_B$ y ${}_B\omega_C$ describen las rotaciones de la placa A relativa a la placa B y la placa B relativa a la placa C, se puede simplificar por suma vectorial para obtener ${}_A\omega_C$ la rotación de la placa A relativa a la placa C.

El vector de velocidad del movimiento absoluto de RIV es calculado con respecto al ITRF2005, que a su vez está referenciado al ITRF2000 [Altamimi et al., 2002]. Siguiendo la analogía anterior de las operaciones vectoriales, se calcula el polo de Euler de la siguiente manera: el vector de velocidad angular de RIV relativa a la placa PAC (RI-PAC, tabla 3) ${}_{RI}\omega_{PA}$.

Plate pair	N _{Data} R/T/S	Angular velocity		
		Lat. (°N)	Long. (°E)	ω (deg Myr ⁻¹)
RI-PA	26/3/0	25.7	-104.8	4.966

Tabla 3. Velocidades angulares de movimiento relativo con el mejor ajuste. En amarillo se muestra el movimiento de RIV con respecto a PAC. Tomado de DeMets et al. [2010].

El vector de velocidad angular de PAC relativa a ITRF2005 (PA-ITRF2005, tabla 4), ${}_{PA}\omega_{ITRF}$.

Plate	Num. stations	Angular velocity		
		Lat. (°N)	Long. (°E)	ω (deg Myr ⁻¹)
PA-ITRF2005 ^a	21	63.4	-68.2	0.677

Tabla 4. Velocidades angulares de movimiento absoluto de las placas con respecto a ITRF2000 e ITRF 2005. En amarillo se muestra el movimiento de PA con respecto a ITRF2005 (^a Placa de referencia geodésica para MORVEL). Rotación en el sentido contrario a las manecillas del reloj. Tomado de DeMets et al. [2010].

Se calcula el Polo de RIV relativo a ITRF2005 mediante la siguiente relación:

$$\bar{\omega}_{RIV-PA} + \bar{\omega}_{PA-ITRF2005} = \bar{\omega}_{RIV-ITRF2005}$$

El cálculo del polo absoluto de RIV se realizó con un programa de la plataforma de programas de la USGS, que se ejecuta en una terminal en Windows. El polo resultante tiene los siguientes valores:

$\bar{\omega}_{RIV-ITRF2005}$		
Latitud (°N)	Longitud (°W)	ω [° Ma ⁻¹]
30.298	102.606	5.468520

Este polo está calculado con el marco de referencia de *no net rotation*, entonces este polo describe el movimiento absoluto de RIV. El Polo de movimiento absoluto de RIV-ITRF2005 tiene la misma tendencia hacia el NE que los polos de movimiento relativo de RIV-PAC calculados en investigaciones anteriores [DeMets and Stein, 1990; Bandy, 1992; Lonsdale 1995; DeMets and Wilson, 1997; DeMets and Traylen, 2000; Bandy et al. 2007-1, 2007-2] junto con el polo de movimiento absoluto de RIV-PA calculado con el modelo de MORVEL [DeMets et al., 2010], como se muestra en la Figura 57.

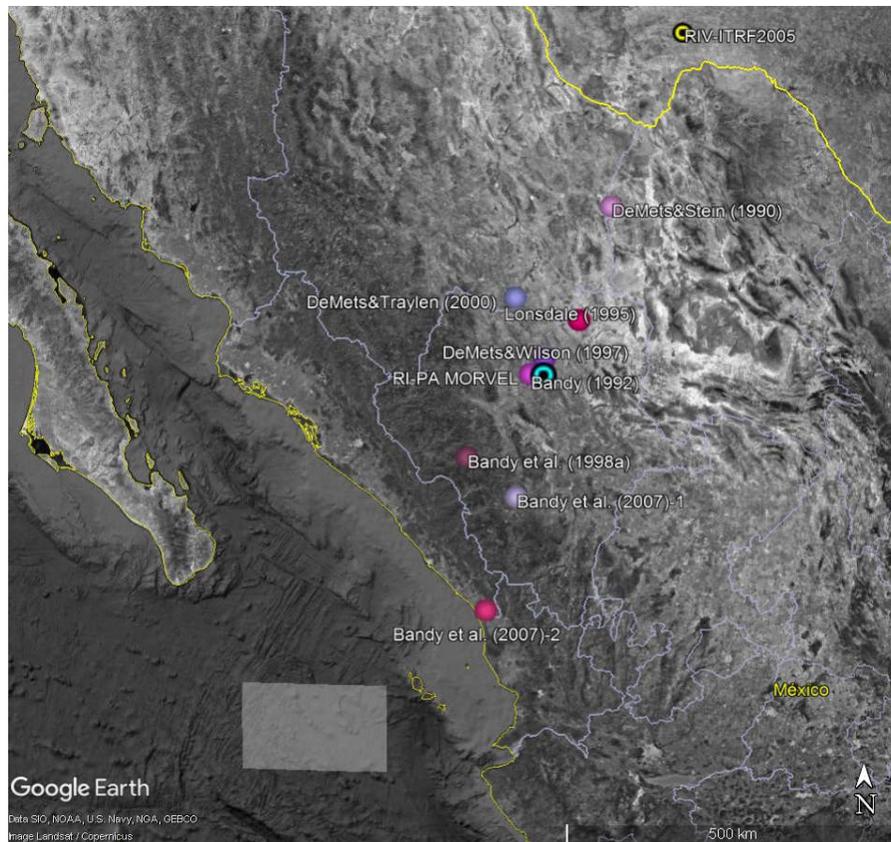


Figura 57. Mapa con los polos de Euler RIV-PAC hasta ahora. El rectángulo blanco es el área de estudio. El punto amarillo es el polo de movimiento absoluto RIV-ITRF2005. El punto azul claro el polo de movimiento relativo de RI-PA de MORVEL. Los puntos en tonos rosas y morados los ocho polos de movimiento relativo RIV-PAC calculados en investigaciones anteriores [DeMets and Stein, 1990; Bandy, 1992; Lonsdale 1995; DeMets and Wilson, 1997; DeMets and Traylen, 2000; Bandy et al. 2007-1, 2007-2].

A partir de este polo de RIV-ITRF2005, se generan circunferencias a partir del mismo polo y separadas entre ellas a la misma distancia (5 km). Se realiza un mapa con los montes submarinos y las circunferencias, comparando los lineamientos de las cadenas de los montes submarinos con la circunferencia del polo de RIV.

La Figura 58 muestra a las 6 cadenas de montes submarinos que tienen una progresión lineal de formación de acuerdo a la Figura 58 de Hammond [1995], por lo que podría asumirse que estos montes se formaron de pequeños puntos calientes cerca de la dorsal Rivera Rise y conforme pasó el tiempo, estos se alejaron de la RR, creando una secuencia de montes que constituyen lineamientos en forma de segmentos de arco, registrando así, la historia en los cambios en el movimiento de la placa RIV desde un poco menos de la isócrona 3A.1 (6.02 Ma) hasta la actualidad, donde se asume que la cadena de montes más antigua es la más alejada de RR y la más reciente es la más cercana a RR.

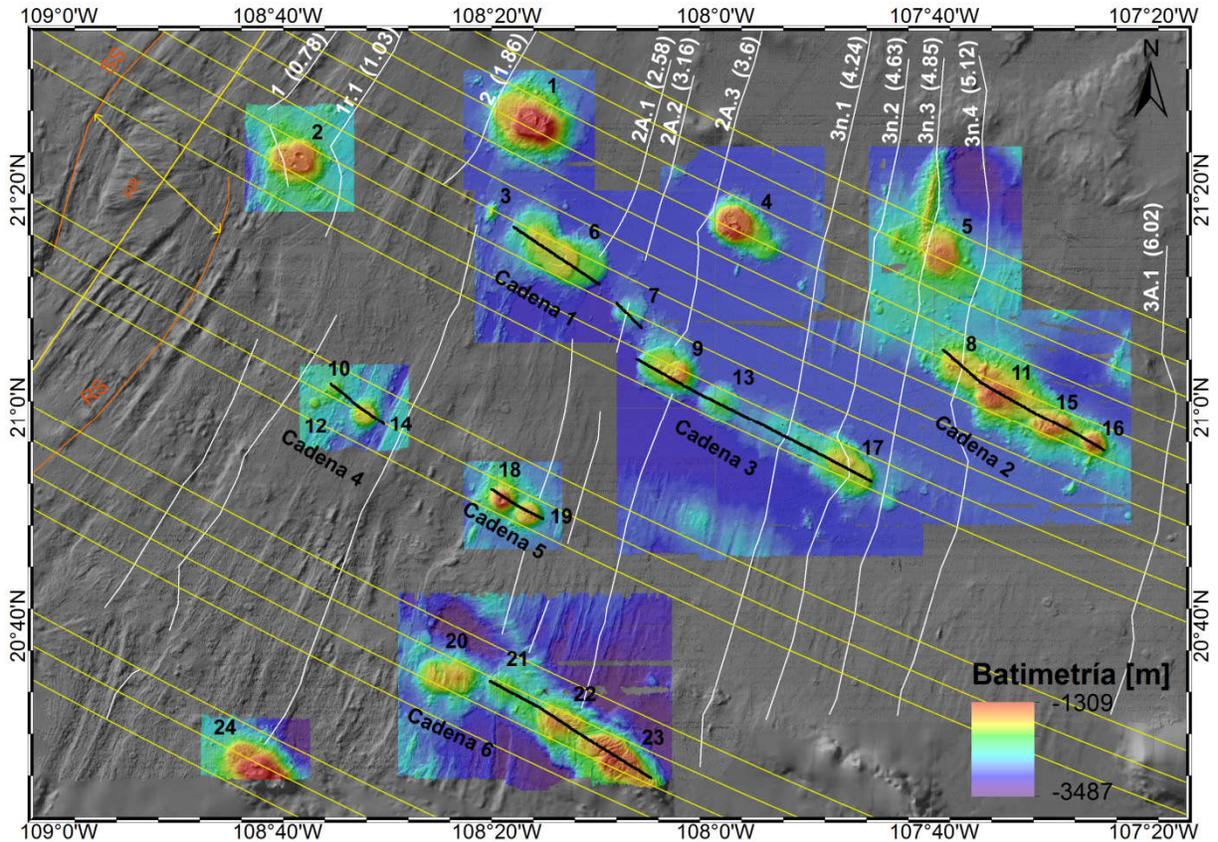


Figura 58. Mapa con las circunferencias del polo RIV-ITRF 2005 (líneas amarillas). Las orientaciones de cada cadena de montes submarinos se muestran en líneas negras. Las Isócronas en líneas blancas. Se muestra la correlación entre los lineamientos de los montes y de la geometría del polo de Euler RIV-ITRF2005 del movimiento absoluto de RIV.

La Figura 58 muestra que la cadena 2 de montes tiene una tendencia diferente al polo ITRF2005. Las cadenas 3 y 6 de montes submarinos al parecer se correlacionan con la geometría de las circunferencias del polo de Euler del movimiento absoluto RIV-ITRF2005. Por último la cadena 1, 4 y 5 de montes al parecer muestran un cambio de dirección diferente a la geometría del polo de Euler RIV-ITRF2005. Por lo que se podría inferir que hubo tres escenarios de movimiento de la placa de RIV entre los 6.02 Ma hasta la actualidad, como se muestra en la Figura 59.

El primer escenario de la placa de RIV está entre las isócronas 3A.1 a 3n.3 (6.02 a 4.85 Ma) (Figura 59a). La geometría del lineamiento de la cadena 2 de montes submarinos no se correlaciona con las circunferencias del polo de RIV-ITRF2005. Este periodo se relaciona con lo reportado anteriormente por Lonsdale [1995] y DeMets and Traylen [2000], donde la dorsal de Pacífico-Rivera (Rivera Rise) se propagó dentro de la corteza continental para separar a la

dorsal de María Magdalena (MMR) de baja California y se conectó a una zona de cizalla que creció entre las placas de PAC y NAM está acercando a la boca del Golfo de California a la vez que Baja California fue capturada gradualmente por la placa PAC.

El segundo escenario está entre un poco más de 3n.3 a 2A.2 (4.85 a 3.16 Ma) (Figura 59b). Los lineamientos de la cadena 3 y 6 de montes submarinos se correlacionan con la geometría del polo de euler de RIV-ITRF2005. Estas cadenas muestran el movimiento de la placa de RIV. De acuerdo a lo reportado anteriormente, en este periodo, alrededor de los 3.6 Ma hay una disminución en la velocidad del movimiento de RIV [DeMets and Traylen, 2000]. A los 3.5 Ma en el margen sur de RIV se forma una amplia zona de cizalla entre las placas de RIV y Matemático, la placa del Matemático se acopla a la placa PAC, donde el último segmento del centro de esparcimiento de la dorsal del matemático cesó su esparcimiento, lo que impulsó en una zona larga y difusa de cizalla dextral rápida en el sur de Rivera [Lonsdale [1995].

En la región norte de RIV, a los 3.5 Ma también se da una reorganización y hay una rotación angular en las direcciones de esparcimiento de Rivera Rise (RR), se da el salto de la dorsal RR del sur de la zona de fractura de Tamayo (TFZ) a la boca del Golfo de California [Mammerickx, 1981; Mammerickx and Klitgord, 1982; Klitgord and Mammericks, 1982].

El tercer escenario 2A.2 (3.16 Ma) a la actualidad. Los lineamientos de las cadenas 1, 4 y 5 de submarinos evidencia un cambio de dirección más hacia el norte y no se correlaciona con la geometría del polo de euler de RIV-ITRF2005, por lo que en este caso, se necesita otra geometría para describir su movimiento (Figura 59c). Este periodo se relacionan con los cambios antes de la isócrona 2.6 Ma (2A.1), donde la cizalla dextral al sur de RIV, fue particionada entre la transformada de Clarión y la naciente transformada de RIV [Lonsdale [1995]. Al sur se reconfiguró el segmento EPR [DeMets and Traylen, 2000]. La zona de fractura de Rivera (RFZ) se reorganizó y se vinculó a la trinchera Mesoamericana (MAT) [Klitgord and Mammericks, 1982]. Estos procesos condujeron a la disminución en la tasa del esparcimiento oceánico de Rivera Rise como respuesta a la distribución de esfuerzos en la frontera sur de RIV, donde la deformación de la mitad sur de la placa Rivera cesó en 2.58 Ma [DeMets and Traylen, 2000]. Antes del final de la isócrona 2.6 Ma (2A.1) se registra el inicio del Golfo de California, el abandono y el cese en el esparcimiento de la dorsal de María Magdalena (MMR) [Lonsdale [1995]. Este periodo casi coincide con la propuesta de DeMets and Traylen [2000] de la deformación interna de la placa de RIV que comenzó después de los 3.3 Ma y terminó por

los 2.2 Ma, cuando la transformada de RIV se estableció claramente como el límite sur de la placa de RIV.

En la Figura 59, al sur del segmento RS de la dorsal de RIV, se observa una estructura que al parecer podría ser un propagador, que quizás empezó su formación a partir de 1r.1 (1.03 Ma), de acuerdo a las anomalías encontradas en el sector central de RIV. Este propagador de reciente formación, quizás se deba a los esfuerzos que continúan deformando a la placa de RIV y coincide con lo reportado por Lonsdale [1995] que a los 1 Ma (1r.1) se constituyeron los segmentos que forman actualmente a RR, por la reacomodación debida a la segmentación de la dorsal RR y formando las estructuras de *overlapping* que actualmente se observan.

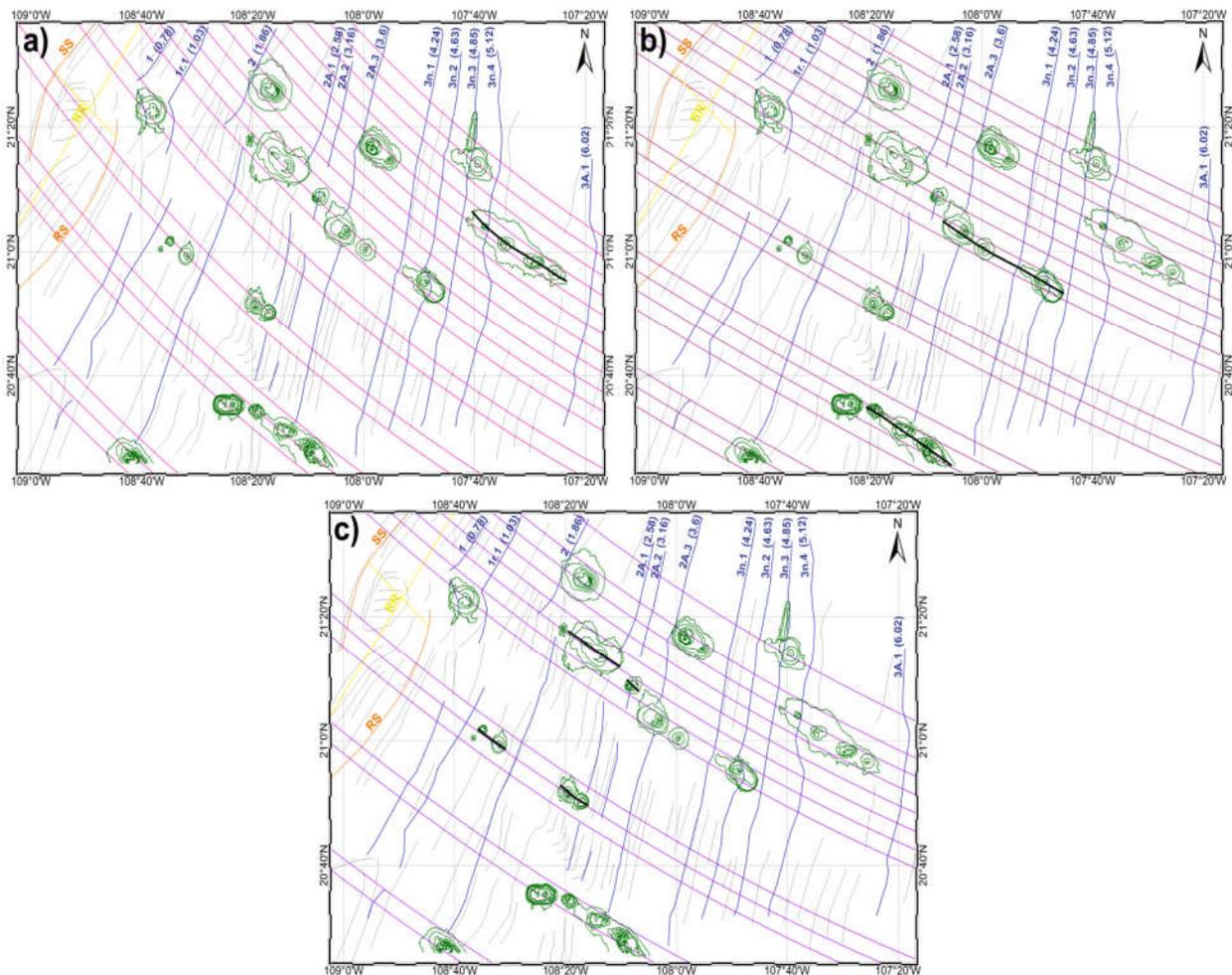


Figura 59. Los tres escenarios del movimiento de RIV. En tonos rosas las circunferencias de los posibles polos en los tres escenarios, líneas azules las isócronas de la región; la línea amarilla el eje de la dorsal, en naranja los segmentos SS y RS; en verde los contornos de los montes submarinos. a) El primer escenario entre 3A.1 a 3n.3, el lineamiento de la cadena de montes que se correlaciona está marcado con una línea negra. b) El segundo escenario se ajusta al polo de Euler del movimiento absoluto de RIV-ITRF2005 entre las isócronas 3n.3 a 2A.2 marcando la tendencia de las cadenas en líneas negras. c) El tercer escenario, describe el cambio de dirección en los montes submarinos de un poco menos de la isócrona 2A.2 al presente, la tendencia de las cadenas está marcado con líneas negras.

5.3. Cambios de polaridad en RIV.

Por otro lado, también se identificaron ocho cambios de polaridades que se asocian a diez montes submarinos (Figura 60). Dos de los ocho cambios de polaridades se asocian a dos montes aislados (cambio de polaridad 1, monte 1; polaridad 2, monte 4), mientras que los seis cambios de polaridades restantes se asocian a ocho montes submarinos que se encuentran en cadenas de montes (cambio de polaridad 3, monte 6; polaridad 4, monte 7; polaridad 5, monte 13; polaridad 6, montes 15 y 16; polaridad 7, montes 18 y 19; polaridad 8, monte 22).

Algunas razones por la que se deba este cambio en la polaridad de los montes son quizás:

(1) porque no hay una buena cobertura del área debido a la baja densidad de datos. Los datos magnéticos solo son adquiridos en el trayecto del barco. Por lo que muchos de los datos obtenidos en el mapa son interpolados. (2) No se cuentan con muestras con las cuales pueda hacerse una datación más detallada tanto de los montes submarinos como del área de estudio. (3) Las isócronas que actualmente están establecidas en la escala de Cande and Kent [1995], son construidas de acuerdo a interpolación de dataciones de muestras que se han adquirido en investigaciones anteriores, las anomalías son obtenidas de un promedio de todos estos datos, esto implica que cambios en el campo magnético o reversiones magnéticas más pequeñas, no se hayan datado aún por las escasas de muestras a niveles más regionales. (4) La duración del volcanismo del monte submarino no es bien conocida [Parker et al., 1987], ya que las estimaciones varían desde unos pocos cientos a miles de años. Estos intervalos de tiempo son largos en comparación con el tiempo de variación secular del campo geomagnético. Por lo que durante la formación del monte submarino, la probabilidad de atravesar una inversión en el campo magnético terrestre es muy alta.

Los ocho cambios de polaridad en el sector central de RIV que están asociados a los diez montes submarinos, podría indicar que hay anomalías más pequeñas entre las isócronas ya establecidas por Cande and Kent [1995], y significa que estos montes podrían haber guardado el magnetismo de las variaciones en el campo magnético de la Tierra, en un periodo de tiempo más corto entre las mayores isócronas que actualmente se conocen, es decir, los montes submarinos con varios periodos eruptivos, pueden contener grandes cámaras de magma o conductos, estas estructuras pueden requerir unos pocos cientos o miles de años para enfriarse debido a la baja conductividad térmica del basalto pero con una alta magnetización [Parker et al., 1987]. El monte puede enfriarse parcialmente en un intervalo de polaridad

opuesto, registrando el campo geomagnético del último período en el que se enfrió, y no guardando el magnetismo en el período en el que se formó.

Lo anterior se podría sustentar en el caso de los cambios de polaridad 3 y 7, ya que Cande and Kent [1995] la tienen identificada como a la anomalía 2r.1 (2.15-2.16 Ma) (Figura 60) que se encuentra entre las anomalías 2 (1.8 Ma) y 2A.1 (2.7 Ma), pero en el mapa de las anomalías magnéticas en la parte central de RIV no se alcanza a visualizar la existencia de dicha anomalía, aunque es una anomalía muy pequeña, el mapa no muestra evidencia de esta isócrona, debido quizás a la baja densidad de datos en la región. Pero se plantea que dichos cambios de polaridad podrían indicar quizás la existencia de esta isócrona (Figura 60).

Lo mismo pasa en el caso de los cambios de polaridad 2 y 5, estos quizás se podrían correlacionar con la existencia de otra isócrona que aún no ha sido documentada dentro de la placa de RIV.

Con respecto a los otros cambios de polaridad 1, 4, 6 y 8 es un poco más complicado correlacionarlos porque son cambios aparentemente aislados, y probablemente se deban al desconocimiento del periodo eruptivo de los montes, que de igual manera, registraron cambios más pequeños en las variaciones del campo magnético entre las isócronas más grandes ya documentadas, y que quizás estos cambios de polaridad son muy marcadas debido a que coinciden con el tiempo de enfriamiento del monte submarino muy probablemente en su último escenario de erupción, donde el magma restante, se enfrió en un tiempo diferente al de su formación, impregnándose del magnetismo que había en ese momento con una polaridad diferente, quedando muy marcados estos cambios de polaridad con forma casi circulares por la forma de los montes submarinos.

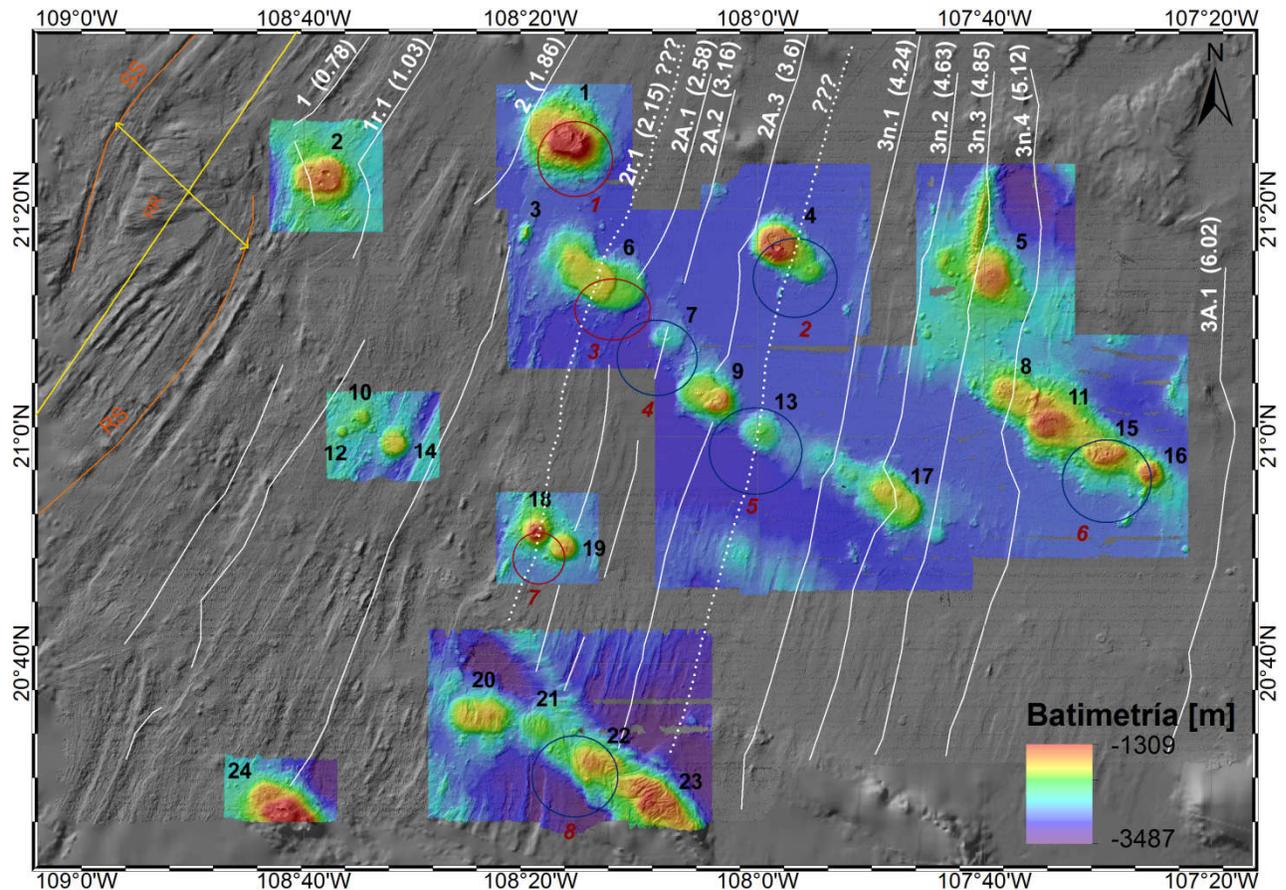


Figura 60. Mapa que exhibe las anomalías en líneas blancas, los cambios de polaridad en círculos rojos y azules enumerados en rojo. Además, la isócrona 2r.1 reportada por Cande and Kent [1995] no se ve claramente en el mapa de la región, pero se propone en línea blanca punteada ligando a los cambios de polaridad 1, 3 y 7. De igual manera, los cambios de polaridad 2 y 5 se pueden asociar a una anomalía aún no registrada en línea blanca punteada. Los cambios de polaridad 4, 6 y 8 están aislados, por lo que su enfriamiento quizás fue tiempo después de su formación, registrando esos cambios en el campo magnético terrestre.

6. CONCLUSIONES

En el sector central de la placa de RIV, se encontraron un total de 24 montes submarinos, se enumeraron de norte a sur con respecto a su latitud, 5 montes están aislados y 19 montes forman 6 cadenas de montes, cuyos lineamientos forman segmentos de arco y están orientados hacia el NW. Se infiere que estos montes tuvieron un origen volcánico por pequeños puntos calientes, muy cercanos a la dorsal RR.

Por primera vez, se reporta la existencia de estos montes submarinos en RIV, proporcionando una base de datos con sus principales características físicas como su perímetro, área, volumen, altura, ubicación y extensión de las cadenas de montes. Los montes cercanos a la dorsal RR (ej. montes 10, 12 y 14) tienen una forma más circular, y son de menor volumen a los montes alejados de la dorsal. Los montes que se encuentran más lejos de la dorsal RR (ej. 11, 15, 21, 22 y 23), algunos de ellos perdieron la simetría axial, y tienen una forma más elongada con una mayor altura.

Un total de ocho cambios en la polaridad se identificaron en el sector central de RIV que están asociados con diez montes submarinos, lo que podría indicar que estos montes se formaron en un tiempo posterior al piso oceánico que los rodea, y posiblemente guardando una diferente polaridad magnética debido a las reversiones en el campo magnético terrestre. Cuatro de las ocho polaridades pudiesen estar asociadas a isócronas de excursiones magnéticas que tal vez aún no han sido documentadas en RIV.

La geometría de las cadenas de los montes submarinos en la placa de RIV pueden ser indicadores de su movimiento absoluto. Los lineamientos que forman las cadenas de los montes en el sector central de RIV se correlacionan con las circunferencias que describe la geometría del polo RIV-ITRF2005 de movimiento absoluto de RIV. Mientras que, algunas de las cadenas de montes describen una dirección un poco diferente a la geometría del polo RIV-ITRF2005. Estos cambios en la dirección de estas cadenas llevó a proponer tres escenarios en el movimiento de RIV entre los 6.02 Ma (3A.1) hasta el presente, coincidiendo con varios eventos geológicos y tectónicos en los márgenes de RIV en este intervalo de tiempo. El primer escenario entre 6.02 Ma a 4.85 Ma (3A.1-3n.3), el segundo escenario entre 4.85 Ma a 3.16 Ma (3n.3-2A.2), y el tercer escenario entre los 3.16 Ma (3.16) hasta la actualidad, con el segundo escenario el de una mayor correlación.

7. REFERENCIAS

- Altamimi, Z. (2000). ITRF Status and Plans for ITRF2000, IVS 2000 General Meeting Proceedings, p.57-61. <http://ivscc.gsfc.nasa.gov/publications/gm2000/altamimi>.
- Altamimi, Z., C. Boucher and P. Sillard. (2002a). New trends for the realization of the international terrestrial reference system, *Adv. Space Res.* Vol. 30, No. 2, pp. 175-184, 200.
- Altamimi, Z., P. Sillard, and C. Boucher. (2002). ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications, *Geophysical Research Letters*, 107 (B10), 2214, 2002.
- Altamimi, Z., Collilieux X., Legrand J., Garayt B., Boucher C. (2007). ITRF2005: a new release of the international terrestrial reference frame based on time series of station positions and earth orientation parameters, 2007. *Geophysical Research Letters* 112: B09401.
- Altamimi, Z. Gambis D., Bizouard C. (2008). Rigorous combination to ensure ITRF and EOP consistency. In: Capitaine N (ed) Proceedings of the Journées 2007: Systemes de Référence Spatio-Temporels: the celestial reference frame for the future, *Observatoire de Paris*, pp 151–154.
- Altamimi, Z., Collilieux X., Boucher C. (2008). Accuracy assessment of the ITRF datum definition. In: Peiliang X, Jingnan Liu, A. Dermanis (eds) VI Hotine-Marussi symposium on theoretical and computational geodesy, *international association of geodesy symposia*, vol. 132, Springer, Berlin, pp101–110.
- Altamimi, Z., X. Collilieux, L. Métivier (2011). ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame. *Journal of Geodesy*, Vol. 85, 475-485.
- Altamimi, Z., Métivier L., Collilieux X. (2012). ITRF2008 Plate motion model. *Geophysical Research Letters* 117:B07402.
- Argus, D.F. and R.G. Gordon. (1991). No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1, *Geophysical Research Letters*, 18, 2039-2042, 1991.
- Argus, D.F., R.G. Gordon, and C. DeMets. (2011). Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12, No. 11, 13 pp.
- Atwater, T., and Menard, H.W. (1970), Magnetic lineations in the northeast Pacific: *Earth and Planetary Sci. Letters*, v.7, p.445-450.
- Atwater, T. (1970). Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of western North America. *Geological Society of America Bulletin*, v.81, pp. 3513-3536, December 1970.
- Atwater, T., Stock, J.M. (1998). Pacific-North America Plate Tectonics of the Neogene Southwestern United States: An Update, *International Geology Review*, 40:5, 375-402.
- Bandy, W. L. (1992). Geological and geophysical investigation of the Rivera-Cocos plate boundary: Implications for plate fragmentation, *Ph.D. dissertation*, 195 pp., Tex. A&M Univ. College station, August.
- Bandy, W., and M. Pardo (1994). Statistical examination of the existence and relative motion of the Jalisco and Southern Mexico Blocks, *Tectonics*, 13(4), 755-768.
- Bandy, W. L., V. Kostoglodov, and C. A. Mortera-Gutiérrez (1998). Southwest Migration of the Instantaneous Rivera-Pacific Euler Pole Since 0.78 Ma, *Geofísica Internacional*, 37, 153-169.

- Bandy, W. L., and T. W. C. Hilde (2000). Morphology and recent history of the ridge propagator system located at 18°N, 106°W, in *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*, edited by H. Delgado-Granados, G. Aguirre Diaz, and J. M. Stock, *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.* 334, pp 29-40, Boulder, Colorado.
- Bandy, W. L., T. W. C. Hilde, and C. Y. Yan (2000). The Rivera-Cocos plate boundary: Implications for Rivera-Cocos relative motion and plate fragmentation, in *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*, edited by H. Delgado-Granados, G. Aguirre Diaz, and J. M. Stock, *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.* 334, pp 1-28, Boulder, Colorado.
- Bandy, W.L., Michaud, F., Dymant, J., Mortera Gutiérrez, C., Bourgois, B., Calmus, T., Sosson, M., Ortega Ramirez, J., Royer, J.-C., Pontoise, B., Sichler, B., (2007). Multibeam bathymetry and sidescan imaging of the Rivera Transform–Moctezuma Spreading Segment junction, northern East Pacific Rise: New constraints on Rivera–Pacific relative plate motion. *Tectonophysics*, Volume 454, Issues 1–4, 2008, Pages 70-85.
- Bandy, W. L., Michaud, F., Dymant, J., Mortera Gutierrez, C., Bourgois, B., Calmus, T., Sosson, M., Ortega Ramirez, J. Royer, J.-C., Pontoise, B., and Sichler B. (2007). *New constraints on Rivera-Pacific relative motion from multibeam bathymetric data along the MSS and Rivera Transform*, 2007 Joint Assembly of the AGU, Acapulco, Mexico, Meeting Abstracts, S31A-12.
- Bandy, W. L. (2010), Collapse of the northern Jalisco continental slope: Subduction erosion, forearc slivering, or subduction beneath the Tres Marias escarpment?. *2010AGUFM.T13A2179B*. AGU 2010. Abstract.
- Batiza, R. (1982) Abundances, distribution, and sizes of volcanoes in the Pacific Ocean and implications for the origin of non-hotspot volcanoes. *Earth and Planetary Science, Letters*, 60, 195-206.
- Batiza, R. and Vanko, D. (1983), Volcanic development of small oceanic central volcanoes on the flanks of the East Pacific Rise inferred from narrow-beam echo-sounder surveys. *Marine Geology*, 54, 53-90.
- 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) (1996), pp. 123-131.
- Bullard E.C., Mason R.G. (1961). The magnetic field astern of a ship. *Deep Sea Research*, 8 (1) (1961), pp. 20-27
- Blakely R. J. (1996). Potential Theory in Gravity and Magnetic applications. *Cambridge University press*, (1996), p. 445.
- Cande, S.C., Labrecque, J.L., Larson, R.L. et al. (1989). Magnetic Lineations of the World's Ocean Basins. *American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa.
- Cande, S. C., and D. V. Kent (1995). Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic, *Journal Geophysical Research*, 100(B4), 6093-6095.
- Cox A. and Hart, R. B. (1986). Plate Tectonics -How it works; *Blackwell Scientific Publications*, Inc.; 1986; pp. 391.
- Chase, C.G., H.W. Menard, R.L. Larson, G.F. Sharman III, S.M. Smith. (1970). History of sea-floor spreading west of Baja California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81 (1970), pp. 491-498.
- DeMets, C., and S. Stein (1990). Present-day Kinematics of the Rivera Plate and Implications for Tectonics in Southwestern Mexico, *Journal Geophysical Research*, 95 (B13), 21931-21948.

- DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. (1990). Argus, and S. Stein, Current plate motions, *Geophysical Journal International*, 101, 425-478, doi:10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x, 1990.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein (1994). Effect of Recent Revisions to the Geomagnetic Reversal Time Scale on Estimates of Current Plate Motions, *Geophysical Research Letters*, 21(20), 2191-2194. 1994.
- DeMets, C., and D. S. Wilson (1997). Relative motions of the Pacific, Rivera, North American, and Cocos plates since 0.78 Ma, *Journal Geophysical Research*, 102 (B2), 2789-2806.
- DeMets, C., and S. Traylen (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., R.G. Gordon, and D.F. Argus. (2010). Geologically current plate motions, *Geophysical Journal International*, 181, 1-80, see also Erratum, *Geophysical Journal International*, 0, 1-1.
- De Moustier, C. (2010) Seafloor Acoustic Backscatter Measurements With Multibeam Echosounders. *Offshore Technology Conference*, 3-6 May, Houston, Texas, USA Publication Date 2010.
- Dickinson, W.R. (1998). Geomorphology and geodynamics of the Cook-Austral island-seamount chain in the south Pacific Ocean: implications for hotspots and plumes. *International Geology Review*, 40, 1039-75.
- García-García (2015). Perfiles sísmicos de reflexión de alta resolución en el sector central de la placa de Rivera. Tesis, Universidad Nacional Autónoma de México, 96 pp.
- Gripp, A. E., and R. G. Gordon. (1990). Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model, *Geophysical Research Letters*, 17, 1109-1112, 1990.
- Gripp, A. E., and R. G. Gordon. (2002). Young tracks of hotspots and current plate velocities, *Geophysical. Journal International*, 2002.
- Geometrics, Inc., (2001). *G-877 Marine Magnetometer 25165-OM Rev. A Operation Manual*, (Geometrics, Inc., San Jose, CA, USA).
- Handschumacher, D. W. (1976). Post-Eocene Plate Tectonics of the Eastern Pacific. *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margin*, in Geophysical Monograph Series. Vol. 19, pp.177-202.
- Hammond, S. R. (1997). Offset caldera and crater collapse on Juan de Fuca ridge-flank volcanoes. *Bulletin of vulcanology*, 58(8), 617-627.
- Jaroslow, G. E., D. K. Smith and B. E. Tucholke (2000), Record of seamount production and off-axis evolution in the western North Atlantic Ocean, 25°25'–27°10'N. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Volume 105, Issue B2.
- Kearey, P., and F. J. Vine (1996). *Global tectonics*, 2nd ed., 320 pp., Blackwell Science Oxford.
- Keating and McGuire (2000) Island Edifice Failures and Associated Tsunami Hazards. *Pure and Applied Geophysics*. 157 (2000) 899–955.
- Klitgord, K. D., and J. Mammerickx (1982). Northern East Pacific Rise: Magnetic Anomaly and Bathymetric Framework, *Journal of Geophysical Research*, 87 (B8), 6725-6750.

- Kostoglodov, V., and W. L. Bandy (1995). Seismotectonic constraints on the convergence rate between the Rivera and North American plates, *Journal of Geophysical Research*, 100, 17977-17989.
- Kroenke, L.W., Wessel, P. and Sterling, A. (2004). Motion of the Ontong Java plateau in the hot-spot frame of reference: 122 Ma-present. In: *Origin and Evolution of the Ontong Java Plateau* (eds. Fitton, J.G., Mahoney, J.J., Wallace, P.J. and Saunders, A.D.), pp. 9-20. Geological Society of London, London
- Lonsdale, P. (1983). Laccoliths(?) and small volcanoes on the flank of the East Pacific Rise. *Geology*, 11, 706-9.
- Lonsdale P. (1991). Structural pattern of the pacific floor offshore peninsular California. *AAPG Memoir*, 47, 87-125.
- Lonsdale, P. (1995). Segmentation and Disruption of the East Pacific Rise in the mouth of the Gulf of California, *Marine Geophysical Researches*, 17, 323-359.
- Ludwig, W.J., and R.E. Houtz. (1979). Isopach map of sediments in the Pacific Ocean Basin and marginal sea basins, scale: 1:13,991.369, Amer. Assoc. Of Pet. Geol., Tulsa, Okla., 1979.
- Mammerickx, J., Klitgord, K.D. (1982). Northern East Pacific Rise; evolution from 25 my BP to the present. *Journal of Geophysical Research*. 87 (138), 6751–6759.
- Manea, V.C., Manea, M., Ferrari, L. (2013). A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America. *Tectonophysics* Volume 609, 8 December 2013, Pages 56-81.
- Kongsberg Simrad EM 300 Operation manual (Multibeam echo sounder). 2002.
- Marks, K.M., Sandwell, D.T., and Smith, W.H.F. (2010). Evolution of errors in the altimetric bathymetry model used by Google Earth and GEBCO. *Marine Geophysical Researches*. September 2010, Volume 31, Issue 3, pp 223–238.
- Menard, H. W. (1964) Marine Geology of the Pacific. *International Series in the Earth*. McGraw Hill New York. p. 217.
- Macdonald, K. C. (1982), Mid-Ocean ridges: Fine Scale Tectonic and Hydrothermal Processes within the plate Boundary zone. *Ann. Rev. Of Earth and Planetary Science*, 10, 155-190.
- Michaud, F., and Bourgois, J., (1995). Is the Rivera Fracture Zone a transform fault as currently accepted?. *C.R. Acad. Sci. Paris, Serie II*, 321, 521-528.
- Michaud F., Royer J.-Y., Bourgois J., Mercier de Lepinay B., Petit Liaudon G., (1997). The Rivera fracture zone revisited. *Marine Geology*, 137, 207-225.
- Michaud F., Danobeitia J., Carbonell R., Bartolome R., Cordoba D., Delgado Argote L., Nuñez-Cornu F., Monfret T., (2000). New insights into the subducting ocean crust in the Middle American Trench off western Mexico (17°-19°N). *Tectonophysics*, 318, 187-200.
- Michaud F., Danobeitia J., Bartolome Carbonell R., Delgado Argote L., Cordoba D., Monfret T., (2001). Did the East Pacific Rise subduct beneath the North America Plate (western Mexico)?, *Geo-Marine Letters*, 20, 3, 168-173.

- Michaud, F., J.Y. Royer, J. Bourgois, J. Dymont, T. Calmus, W. Bandy, M. Sosson, C. Mortera-Gutiérrez, B. Sichler, M. Rebolledo-Viera, B. Pontoise. **(2006)**. Oceanic-ridge subduction vs. slab break off: Plate tectonic evolution along the Baja California Sur continental margin since 15 Ma. *Geology*; 34 (1): 13–16.
- Minster, J. B. and T. H. Jordan. **(1979)**. Rotation vectors for the Philippine and Rivera plates (abstract). *Eos Transactions American Geophysical Union*, 60, 958.
- Minster, J.B. and T.H. Jordan **(1978)**. Present-Day plate motion. *Journal of Geophysical Research*. 71 (10): 5331-5354.
- Mitchell, N.C. **(2001)**. Transition from circular to stellate forms of submarine volcanoes, *Journal of Geophysical Research*, 106, 1987-2003.
- Mitchell, N.C. **(2003)**. Susceptibility of mid-ocean ridge volcanic islands and seamounts to large-scale landsliding, *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, NO. B8, 2397.
- Mitchell, N. C., Dade W.B., Masson, D.G. **(2003)**. Erosion of the submarine flanks of the Canary Islands. *Journal Geophysics Research*. 108.
- Mitchell, N.C. and Lofi, J. **(2008)**. Submarine and subaerial erosion of volcanic landscapes: comparing Pacific Ocean seamounts with Valencia Seamount, exposed during the Messinian Salinity Crisis. *Basin Research*, Wiley, 2008, 20 (4), pp.489-502.
- Müller, R. D., Roest, W.R., Royer, J.Y., Gahagan, L.M. and Sclater, J.G. **(1997)** Digital isochrones of the world's ocean floor. *Journal of Geophysical Research*, 102, 3211-14.
- Müller, R.D., M. Sdrolias, C. Gaina, and W.R. Roest **(2008)**. Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9, Q04006.
- Murray, H.W. **(1941)** Submarine mountains in the Gulf of Alaska. *Bulletin of the Geological Society of America*, 52, 333-62.
- McNutt, M.K., Caress, D.W., Reynolds, J., Jordahl, K.A. and Duncan, R.A. **(1997)** Failure of plume theory to explain midplate volcanism in the southern Austral Islands. *Nature*, 389, 479-82.
- Parker, R. L., Shure, L. and Hildebrand, J. A. **(1987)**. The application of inverse theory to seamount magnetism. *Reviews of Geophysics*, Vol. 25, No. 1, Pages-17-40, February 1987.
- Peláez-Gaviria J.R. **(2008)**. Análisis de las anomalías magnéticas marinas en el límite sur de la placa de Rivera, frente a Colima, México, Tesis, Universidad Nacional Autónoma de México, 122pp.
- Peláez, G. J. R., Mortera, G. C. A., Bandy, W. L. and Michaud, F. **(2013)**. Morphology and magnetic survey of the Rivera-Cocos plate boundary of Colima, Mexico, *Geofísica Internacional vol.52 no.1* México ene./mar. 2013. pp 73-85.
- Pérez-Calderón, D. A. **(2015)**. Evolución Tectónica de la Parte Central de la Placa de Rivera con Datos Magnéticos y batimetría Multihaz, Tesis de Maestría en Ciencias, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ponce-Núñez, F. **(2010)**. Caracterización acústica del relieve batimétrico de los diapiros salinos profundos de la sonda de Campeche del Golfo de México. Tesis, Universidad Nacional Autónoma de México.

- Ryan, W. B. F., S. M. Carbotte, J. O. Coplan, S. O'Hara, A. Melkonian, R. Arko, R. A. Weissel, V. Ferrini, A. Goodwillie, F. Nitsche, J. Bonczkowski, and R. Zemsky (2013). Global Multi-Resolution Topography Synthesis, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10, Q03014.
- Sager, W. W. and Keating, B. (1984). Paleomagnetism of line islands seamounts: evidence for late Cretaceous and early tertiary volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 89, 11135-51.
- Sager, W. W. (1992). Seamount age estimates from paleomagnetism and their implications for the history of volcanism on the Pacific plate. Keating, B. H., and Bolton, B. R., editors, 1992, *Geology and offshore mineral resources of the central Pacific basin, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series*, V. 14. New York, Springer-Verlag. p. 21-37.
- Sandwell, D. T., Gille, S. T. and Smith, W. H. F. (2002). Bathymetry from Space: Oceanography, Geophysics, and Climate. *Geosciences Professional Services*, Bethesda, MD.
- Sandwell, D. T., and Smith, W. H. F. (1997). Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 102, 10039-54.
- Sandwell D. T., Smith, W. H. F. (2009). Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: ridge segmentation versus spreading rate. *Journal Geophysics Research* 114:B01411.
- Simkin, T. (1972). Origin of some flat-topped volcanoes and guyots. *Geological Society of America Memoir*, 132, 183-93.
- Smith, D. K. and Cann, J. R. (1990) Hundreds of small volcanoes on the median valley floor of the Mid-Atlantic Ridge at 24-30 N. *Nature*, 348, 152-5.
- Smith, W. H. F. and Sandwell, D. T. (1997). Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277, 1956-62.
- Stein, S., Wysession, M. (2003). An Introduction to Seismology Earthquakes and Structure, Blackwell Publishing, USA.
- Stewart, Robert H. (2008). Introduction to physical oceanography. Robert H. Stewart. Available electronically from <http://hdl.handle.net/1969.1/160216>.
- Vogt and Smoot (1984). The Geisha Guyots: Multibeam Bathymetry and Morphometric Interpretation. *Journal of Geophysical Research*, vol. 89, no. B13, pages 11,085-11,107, December 10, 1984.
- Watts, A.B. (2001). Isostasy and Flexure of the Lithosphere. Cambridge University Press, Cambridge.
- Wessel, P., L. W. Kroenke (1998). The geometric relationship between hot spots and seamounts: implications for Pacific hot spots, *Earth and Planetary Science Letters* 158, 1-18.
- Wessel, P. (2001) Global distribution of seamounts inferred from gridded Geosat/ ERS-1 altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 106, 19431-41.
- Wessel, P. (2007). Seamounts characteristics. In: *Seamounts: Ecology, Fisheries & Conservation*, edited by Tony J. Pitcher, Telmo Morato, Paul J. B. Hart, Malcolm R. Clark, Nigel Haggan, Ricardo S. Santos. Blackwell Publishing, 2007. pp 523.
- White, S. M., Macdonald, K. C., Scheirer, D. S. and Cormier, M. H. (1998). Distribution of isolated seamounts on the flanks of the East Pacific Rise, 15.3 S-20 S. *Journal of Geophysical Research*, 103, 30371-84.

Wilson, J. T. (1963). A possible origin of the Hawaiian islands. *Canadian Journal of Physics*, 41, 863-70.

Wilson D. S. (1990). Kinematics of overlapping rift propagation with cyclic rift failure, *Earth and Planetary Science Letters*, 96(3-4), 384-392.

Referencias WEB

<http://www.ngdc.noaa.gov/gazetteer/>

<http://www.km.kongsberg.com/ks/web/nokbg0240.nsf/AllWeb/750790F28DC4EE08C1256A690024C8CE?OpenDocument#tab-1>

<http://www.marine-geo.org/tools/kmls.php>.

www.gebco.net (IHO-IOC GEBCO Gazetteer of Undersea Feature Names).

<http://oceanexplorer.noaa.gov/oceanos/explorations/ex1104/logs/aug12/aug12.html>

http://www.r2sonic.com/pdfs/R2Sonic_BasicAcousticTheory.pdf,

<http://www.punaridge.org/doc/factoids/sound/default.htm>

[https://en.wikipedia.org/wiki/CTD_\(instrument\)](https://en.wikipedia.org/wiki/CTD_(instrument)).

http://www.r2sonic.com/pdfs/R2Sonic_BasicAcousticTheory.pdf.

(http://topex.ucsd.edu/WWW_html/mar_topo.html)

<http://www.slideshare.net/eroskam/powerpoint-braveheart-shipping>.

https://en.wikipedia.org/wiki/Ship_motions

<http://earthref.org/SC/>

Google Earth 2017.

<http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html> (IGRF 2012).

ANEXO 1

Base de datos de los montes submarinos en el sector central de la placa de RIV.

No. de monte (Norte a Sur)	Latitud N	Longitud W	Zona UTM	Campañas oceanográficas sobre los montes	Estrella sobre los montes	Forma del monte	Orientación	Altura (base del monte) [m]	Profundidad (superficie del mar) [m]	Perímetro [km]	Área (base monte) [km ²]	Volumen [km ³]	Pertenece a Cadena No.	No. Monte en la cadena	Longitud de cadena de montes [km]
1	21°26'	108°17'	12	GUAYRIV10 MAMRIV12	√	ELÍPTICA	NW-SE	1539	-1364	49.66	140.03	69.23			
2	21°23'	108°38'	12	BATIBAJA11 MAMRIV12	√	ELÍPTICA	NW-SE	689	-1970	35.57	56.196	17.03			
3	21°18'	108°25'	12	GUAYRIV10		ELÍPTICA	NW-SE	629	-2445	13.09	7.47	1.45	1	1	32
4	21°17'	107°58'	13	BABRIP06 MAMRIV07 MORTIC08 MAMRIV08 GUAYRIV10 MAMRIV12	√	ELÍPTICA	NW-SE	1280	-1827	48.1	106.57	47.76			
5	21°14'	107°39'	13	BABRIP06 MAMRIV07 MAMRIV08	√	ELONGADO	N-S	779	-2079	85.88	188.19	42.56			
6	21°14'	108°14'	12	MORTIC08 GUAYRIV10	√	ELONGADO	NW-SE	704	-2352	67.97	157.97	49.21	1	2	32
7	21°08'	108°08'	12	MORTIC08		CIRCULAR	NW-SE	301	-2800	23.42	27.16	3.02	1	3	32
8	21°04'	107°37'	13	BABRIP06 MAMRIV07	√	CIRCULAR	NW-SE	616	-2233.74	12.8	5.94	0.302	2	1	35
9	21°13'	107°04'	12 13	BABRIP06 MAMRIV08 MORTIC08	√	ELIPTICA	NW-SE	840.20	-2165.98	35.46	71.42	22.5	3	1	45
10	21°02'	108°34'	12	MAMRIV12		CIRCULAR	NE-SW	227.29	-2527.42	10.56	5.83	0.65	4	1	11.5

11	21°01'	107°34'	13	BABRIP06 MAMRIV07	√	ELONGADO	NW-SE	903	-1947.35	34.61	37.6	6.91	2	2	35
12	21°01'	108°37'	12	MAMRIV12		CIRCULAR	NE-SW	235.01	-2565.16	5.82	2.47	0.3	4	2	11.5
13	21°00'	108°00'	12 13	BABRIP06 MAMRIV08 MORTIC08	√	CIRCULAR	NW-SE	380.35	-2626.4	22.34	30.2	4.72	3	2	45
14	20°59'	108°32'	12	MORTIC08 BATIBAJA11 MAMRIV12	√	CIRCULAR	NE-SW	534.20	-2377.21	20.5	22.37	6.12	4	3	11.5
15	20°58'	107°29'	13	BABRIP06 MAMRIV07	√	ELIPTICA	E-W	764	-2086.16	19.95	21.71	3.83	2	3	35
16	20°57'	107°25'	13	BABRIP06 MAMRIV07		CIRCULAR	SW-NE	816	-2033.88	14.3	13.95	3.41	2	4	35
17	20°54'	107°48'	12 13	BABRIP06 MAMRIV07 MAMRIV08	√	ELÍPTICA	NW-SE	484.67	-2371.48	35.28	60.36	14.36	3	3	45
18	20°51'	108°20'	12	BATIBAJA11 MAMRIV12		CIRCULAR	SW-NE	794.85	-1911.31	20.54	23.53	6.49	5	1	12
19	20°50'	108°17'	12	BATIBAJA11 MAMRIV12		CIRCULAR	SW-NE	526.14	-2182.98	13.62	14.22	3.8	5	2	12
20	20°35'	108°25'	12	MORTIC08 GUAYRIV10 BATIBAJA11	√	ELIPTICA	E-W	668.33	-2235.53	38.52	62.89	18.79	6	1	32
21	20°34'	108°19'	12	MORTIC08 GUAYRIV10 BATIBAJA11 MAMRIV12	√	ELONGADA	NW-SE	171.76	-2582.15	18.99	14.02	1.07	6	2	32
22	20°31'	108°15'	12	MORTIC08 GUAYRIV10 BATIBAJA11 MAMRIV12		ELONGADA	NW-SE	337.40	-2164.42	26.26	29.78	4.61	6	3	32
23	20°27'	108°10'	12	MORTIC08 GUAYRIV10		ELONGADA	NW-SE	412.67	-1893.73	NI	NI	NI	6	4	32
24	20°27'	108°42'	12	MAMRIV12		ELIPTICA	NW-SE	1350	NI	NI	NI	NI			

NI- No Identificado