

GRAVIMETRÍA Y TECTÓNICA DE LOS MÁRGENES MERIDIONAL Y ORIENTAL DE LA PLACA CARIBE



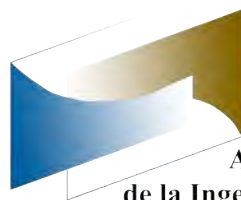
Antonio E. Ughi B.



**Academia Nacional
de la Ingeniería y el Hábitat**

ANTONIO E. UGHI B.

GRAVIMETRÍA Y TECTÓNICA DE LOS MÁRGENES MERIDIONAL Y ORIENTAL DE LA PLACA CARIBE



**Academia Nacional
de la Ingeniería y el Hábitat**

© 1ª Edición Digital. Editorial: Ediciones de la Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat.

©2021. Antonio E. Ughi B.

Hecho en la República Bolivariana de Venezuela

Hecho el Depósito de Ley

ISBN: 978-980-18-1861-8

Depósito Legal: M12019000259

Diseño de la portada y contraportada: Nerio Ughi P.

Foto de la portada: Rocas metasedimentarias plegadas del Complejo Juan Griego, Isla de Margarita.

Foto de la contraportada: Pegmatitas y metagabro de la Asociación Metaígneá Gran Roque, Archipiélago Los Roques.

Reservados todos los derechos.

Prohibida la reproducción total o parcial de esta obra en cualquier medio de impresión electrónico o tipográfico sin la autorización por escrito del autor.

ACADEMIA NACIONAL DE LA INGENIERÍA Y EL HÁBITAT, ANIH

Palacio de las Academias, Bolsa a San Francisco, Caracas, 1010 – Venezuela. Oficina

Administrativa: Edf. Araure, Piso 1, Oficina 104, Sabana Grande, Caracas, 1050 –

Venezuela. Teléfonos: +58 (212) 761.03.10 / 761.20.70, Correo-e: acadingven@gmail.com

/ url: www.acading.org.ve

CARACAS, VENEZUELA, 2021

LA ACADEMIA NACIONAL DE LA INGENIERÍA Y EL HÁBITAT DE LA REPÚBLICA BOLIVARIANA DE VENEZUELA, HACE CONSTAR QUE LAS PUBLICACIONES QUE PROPICIA ESTA CORPORACIÓN SE REALIZAN RESPETANDO EL DERECHO CONSTITUCIONAL A LA LIBRE EXPRESIÓN DEL PENSAMIENTO Y MANIFIESTA EXPRESAMENTE QUE NO SE HACE SOLIDARIA DEL CONTENIDO GENERAL DE LAS OBRAS O TRABAJOS PUBLICADOS, NI DE LAS IDEAS Y OPINIONES QUE EN ELLOS SE EMITAN, LAS CUALES SON DE RESPONSABILIDAD DE LOS AUTORES, CUANTO EN DERECHO SE REFIERE.

El autor manifiesta su compromiso con los derechos establecidos en el marco legal vigente y las normativas internacionales sobre propiedad intelectual, por lo cual, cualquier solicitud o sugerencia, pone a disposición su dirección e-mail: antonio.ughi@ucv.ve

Tabla de Contenido

<i>Prólogo</i>	<i>xiv</i>
<i>1. La placa Caribe: Origen y evolución geodinámica</i>	<i>1</i>
1.1 Introducción.	1
1.2 Los márgenes de la placa Caribe.	2
1.3 Morfología y geología de la placa Caribe.	4
1.4 Cuerpos ofiolíticos en la región del Caribe.	6
1.5 Sismicidad y desplazamiento de la placa Caribe.	12
1.6 Modelos sobre el origen de la placa Caribe.	17
1.6.1 Modelo del origen en el Pacífico.	17
1.6.2 Reconstrucción palinspástica del Caribe según el modelo del Pacífico.	20
1.6.3 Modelo del origen en el Caribe.	30
1.6.4 Reconstrucción palinspástica del Caribe según los modelos alternativos.	31
1.7 Sumario.	38
Referencias.	40
<i>2. El margen meridional de la placa Caribe</i>	<i>54</i>
2.1 Introducción.	54
2.2 Unidades tectónicas presentes en el margen meridional de la placa Caribe.	56
2.2.1 Cuencas de Colombia y Venezuela.	56
2.2.2 Antillas de Sotavento.	57
2.2.3 Isla de Margarita.	63
2.2.4 Cuenca de Falcón – Bonaire.	65
2.2.5 Cuenca Tuy – Cariaco.	67
2.2.6 Cuenca de La Blanquilla.	67
2.2.7 Cuenca de Carúpano.	68
2.2.8 Cinturones orogénicos.	69
2.2.9 Bloque Bonaire.	71
2.3 Modelos de subducción para el margen meridional de la placa Caribe.	74
2.4 Sumario.	83
Referencias.	84
<i>3. Modelado gravimétrico del margen meridional de la placa Caribe</i>	<i>93</i>
3.1 Introducción.	93
3.2 Descripción y procesamiento de los datos gravimétricos.	94
3.3 Análisis cualitativo de los datos gravimétricos.	96
3.3.1 Separación de las anomalías regional y residual.	100
3.3.2 Derivadas direccionales y señal analítica.	104

3.3.3 Estimación de profundidades.	110
3.4 Restricciones para el modelo gravimétrico.	116
3.4.1 Sísmica de refracción y reflexión.	116
3.4.2 Perforaciones.	119
3.4.3 Datos tomados de modelos previos.	120
3.5 Flujo de calor en el margen meridional del Caribe.	122
3.6 Modelado gravimétrico del margen meridional.	123
3.7 Discusión y conclusiones.	127
Referencias.	131
4. El margen oriental de la placa Caribe	135
4.1 Introducción.	135
4.2 Arco de islas de las Antillas Menores.	137
4.3 Geología de las Antillas Menores.	139
4.4 Actividad volcánica en las Antillas Menores.	142
4.5 Cuenca de Grenada y alto de Aves.	142
4.6 Islas de Trinidad y Tobago.	144
4.7 Complejo acrecionario de Barbados.	146
4.8 Apertura de la cuenca de Grenada.	149
4.8.1 Extensión este – oeste.	149
4.8.2 Extensión norte – sur.	150
4.8.3 Extensión noreste – suroeste.	150
4.8.4 Desplazamiento de la zona de subducción.	150
4.9 Sumario.	152
Referencias.	154
5. Modelado gravimétrico del margen oriental de la placa Caribe	160
5.1 Introducción.	160
5.2 Descripción y procesamiento de los datos gravimétricos.	161
5.3 Análisis cualitativo de los datos gravimétricos.	163
5.3.1 Separación de las anomalías regional y residual.	166
5.3.2 Derivadas direccionales y señal analítica.	170
5.3.3 Estimación de profundidades.	178
5.4 Restricciones para el modelo gravimétrico.	182
5.4.1 Sísmica de refracción y reflexión.	182
5.4.2 Tomografía sísmica.	185
5.4.3 Estimación de valores de densidad.	187

5.5 Flujo de calor en el margen oriental del Caribe.	188
5.6 Modelado gravimétrico del margen oriental.	190
5.7 Discusión y conclusiones.	193
Referencias.	198
<i>Epílogo</i>	203

Prólogo

Cuando se realiza una revisión crítica de los modelos geológicos postulados hasta ahora para explicar la tectónica de los márgenes de la placa Caribe, se revela que muchos de ellos no están completamente basados en información real, sino más bien están sustentados en modelos previos o conjeturas realizadas sobre estos y a partir de allí, se han planteado nuevos modelos. El resultado directo es no sólo la gran variedad de postulados existentes para explicar las principales estructuras geológicas presentes en los márgenes de placa y su dinámica, sino que en la mayoría de los casos los datos disponibles que los sustentan son escasos o inexistentes. Esto ha creado la falsa sensación que todo lo que se podía investigar sobre el Caribe ya se ha hecho y las “evidencias” decantan la diatriba científica hacia un grupo de teorías concretas. La realidad dista mucho de esta afirmación y ha limitado la realización de propuestas de investigación que tengan como objetivo principal adquirir nueva información que ayude a incrementar el conocimiento que se posee sobre la base de verdaderas evidencias científicas en vez de conjeturas. Por otra parte, los datos en sí mismos también revisten gran importancia debido a que la mayoría de ellos, como las perforaciones oceánicas profundas y la sísmica marina, datan de las décadas de los 60 y 70. Son escasas las adquisiciones recientes realizadas por instituciones científicas donde se utilicen renovadas tecnologías; la mayor parte de estas adquisiciones las llevan a cabo empresas petroleras que operan en estas áreas y por lo tanto, los resultados se encuentran ocultos bajo el velo de la confidencialidad empresarial.

La motivación que ha trazado el derrotero de la investigación científica sobre los márgenes de la placa Caribe no se ha circunscrito sólo a los aspectos puramente académicos, es claro que también ha habido un interés económico debido a que en los límites de esta pequeña placa se encuentra la mayor concentración de yacimientos petroleros gigantes y supergigantes del mundo. Estos yacimientos y sus formidables reservas están fuertemente controlados por los procesos tectónicos que le han dado forma a la placa Caribe, por lo que comprenderlos implica lograr un mejor entendimiento de las potencialidades petroleras de la región y permitirá definir posibles nuevos prospectos de exploración.

En consecuencia, se hace necesaria una revisión crítica de los modelos existentes y las evidencias científicas reales utilizadas para sustentarlos y luego se requiere replantear estas teorías sobre la base de nuevos datos. En este contexto, la gravimetría satelital, por su amplio espectro, alta homogeneidad y densidad de cobertura espacial y su facilidad de acceso se

convierte en el instrumento idóneo para realizar la primera aproximación al objetivo de revisar y evaluar los modelos preexistentes desde un punto de vista crítico.

El presente documento es, en consecuencia, el resultado de una investigación realizada sobre dos de los márgenes de la placa Caribe: el margen meridional que abarca toda la región norte costera de Colombia y Venezuela y las islas venezolanas y holandesas, y el margen oriental que se extiende a lo largo de toda la cadena de islas de las Antillas Menores. Las metas de esta investigación se relacionan con el interés científico de generar un modelo tectónico para estos márgenes basado en el estudio detallado de datos gravimétricos satelitales, a través del análisis de los componentes de frecuencia y amplitudes de la señal gravimétrica, de la estimación de las profundidades de los cuerpos que generan y controlan dichas anomalías y de la definición de las características físicas de esos cuerpos, como por ejemplo, sus rangos de densidad; todo esto con el propósito de construir mapas de propiedades gravimétricas que permitan evaluar el comportamiento tectónico y térmico de estos márgenes. En consecuencia, en esta investigación no se pretende realizar un análisis de la evolución geodinámica del Caribe desde el Cretácico hasta el presente, sino evaluar su configuración tectónica actual mediante el uso de la gravimetría satelital y derivar, a partir de allí, inferencias hacia el pasado geológico reciente.

Estas metas sin duda contribuirán a mejorar el entendimiento de la actual tectónica de estos márgenes; en particular, al discernir la vinculación entre la actividad térmica presente en la zona de subducción activa del margen oriental y la presencia de anomalías gravimétricas relacionadas con flujo térmico presentes en el margen meridional y coadyuvar a esclarecer el vínculo tectónico entre las Antillas de Sotavento, el alto de Aves, la cuenca de Grenada y las Antillas Menores.

LA PLACA CARIBE: ORIGEN Y EVOLUCIÓN GEODINÁMICA

1.1. INTRODUCCIÓN

En el contexto clásico de la teoría de Tectónica de Placas, que consagra que la capa externa de la Tierra está fragmentada en una serie de bloques rígidos que se mueven unos contra otros e interactúan dinámicamente como unidades individuales, la placa Caribe representa uno de los bloques más pequeños dentro del mosaico de fragmentos que forman la superficie de nuestro planeta; no obstante sus reducidas dimensiones comparada con las demás placas tectónicas, la alta deformación y la gran variedad de procesos tectónicos (subducciones, obducciones y rotaciones de bloques, fallamiento transformante y metamorfismo de diferentes grados) sufridos durante su evolución geodinámica, han convertido a esta pequeña placa en una de las más difíciles de entender y quizá, su estudio en uno de lo más controvertido. Como si estas características propiamente geológicas no fueran de suficiente interés, se añade el hecho que en el entorno de la placa Caribe se ubica una de las mayores concentraciones de yacimientos petrolíferos gigantes y super – gigantes del mundo (Halbouty, 2001; Escalona y Mann, 2011), lo que obviamente la convierte en un importante polo de atracción económico y científico dada la necesidad de estudiar y entender la geología que controla estos yacimientos y de esa manera, lograr su rentable explotación. Por esta razón, la placa Caribe ha sido objeto de intenso estudio durante más de 60 años con la consecuente formulación de una pléyade de teorías y modelos que también han sido objeto de fuertes debates y controversias. A pesar del tiempo transcurrido y de la gran cantidad de datos acumulados, el debate sobre los principales elementos de formación de la placa continúan aún hoy día, debido a que mucho del registro geológico necesario para restringir y simplificar los modelos se ha perdido en los amplios

procesos de subducción y metamorfismo sufridos por el Caribe, lo que ha obligado a inferir la información faltante a partir de evidencias indirectas (Duncan y Hargraves, 1984).

En este capítulo se revisarán las principales características morfológicas de la placa Caribe junto con los datos que se han recopilado a lo largo de seis décadas de investigación científica y los diversos modelos que se han formulado para explicar la evolución geodinámica de la misma.

1.2 LOS MÁRGENES DE LA PLACA CARIBE

Los actuales márgenes de la placa Caribe evidencian gran parte de los procesos de deformación, metamorfismo y subducción que han afectado a esta litosfera desde su formación.

El margen norte es una extensa franja de deformación que se extiende desde Guatemala, al oeste, hasta las Antillas Menores, al este (Figura 1.1). Abarca una región de entre 100 a 250 km de ancho que está constituida principalmente por sistemas de fallas transformantes con desplazamiento sinistral a lo largo de aproximadamente 2000 km de longitud (Audemard, 2014).

Entre las principales estructuras que destacan aquí están la zona de fallas Enriquillo – Plantain Garden que atraviesa la isla de Jamaica y la sección sur de la Española conectando con la zona de subducción de vergencia norte de Los Muertos, al sur de Puerto Rico (Figura 1.1). Al norte de la Española el régimen transformante interactúa con el cinturón de deformación del norte de la Española y la trinchera de Puerto Rico, la cual determina la posición geográfica en superficie de la subducción activa, con vergencia sur, entre la placa Atlántica y el Caribe (Figura 1.1). Al oeste de Jamaica, el centro de expansión de Caimán separa al mar Caribe del golfo de México. Este accidente estructural se interconecta con el sistema de fallas Motagua – Polochic que divide a la península de Yucatán del resto de América Central (Figura 1.1).

La segunda zona de deformación en el Caribe está representada en el margen sur. Nuevamente una región de aproximadamente 1800 km de largo y 600 km de ancho caracterizada por la presencia de fallas transformante dextrales (Audemard, 1993; Singer y Audemard, 1997; Audemard, 1998; Audemard, 2014).

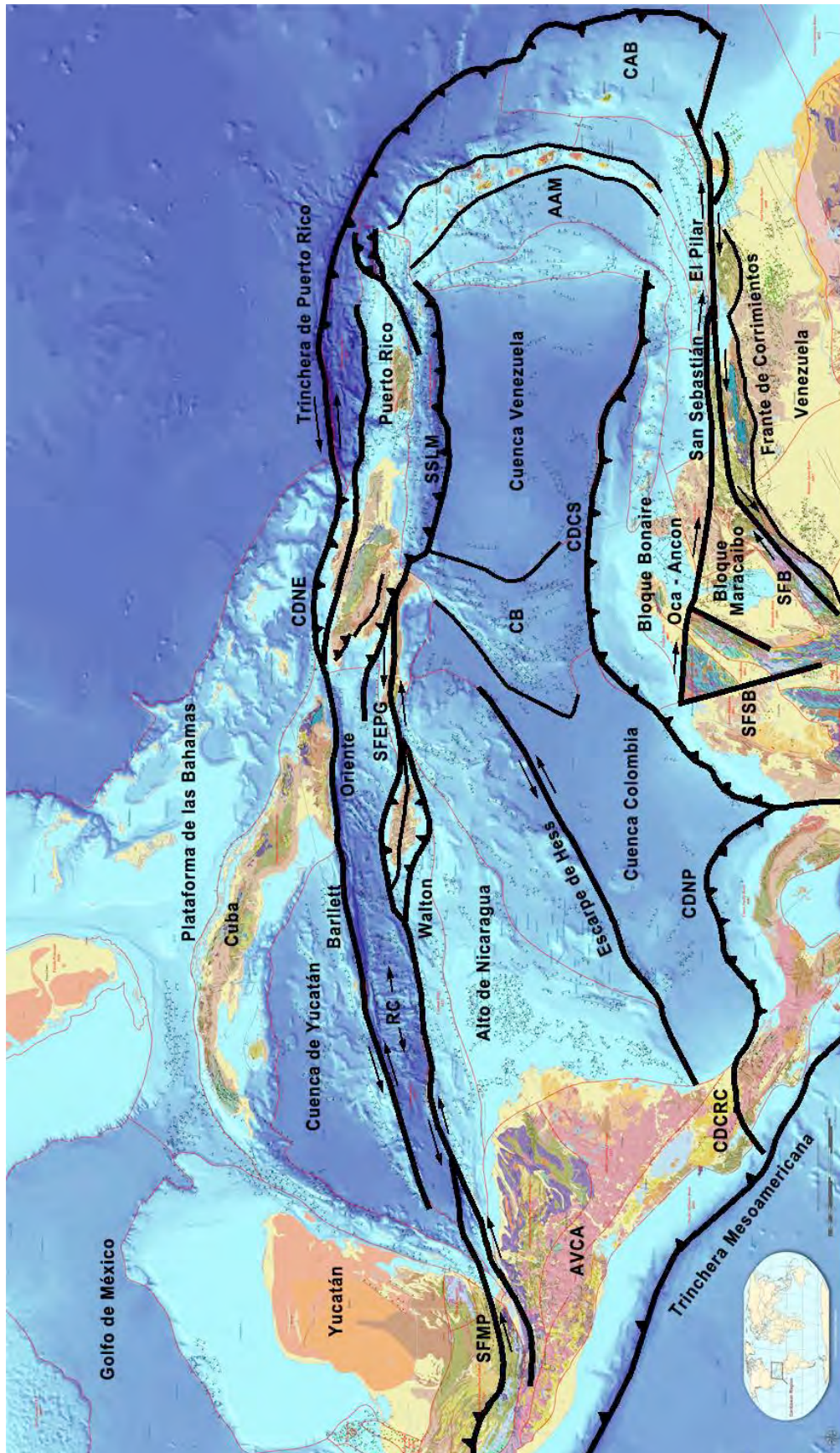


Figura 1.1 Principales estructuras tectónicas de la región del Caribe ilustradas sobre el Mapa Geológico del Caribe (French y Schenk, 1997). Abreviaturas: SFMP: Sistema de fallas Motagua-Polochic; RC: Ridge de Caimán; SFEPG: Sistema de fallas Enriquillo-Plantain Garden; CDNE: Sistema de deformación Norte de la Española; SSLM: Sistema de subducción Los Muertos; AAM: Arco de las Antillas Menores; CAB: Complejo acrecionario Barbados; CDCS: Cinturón de deformación del Caribe sur; SFB: Sistema de fallas de Boconó; SFSB: Sistema de fallas Santa Marta-Bucaramanga; CDNP: Cinturón de deformación del norte de Panamá; CDCRC: Cinturón de deformación de Costa Rica central; CB: Cresta de Beata; AVCA: Arco volcánico de Centro América.

El sistema de fallas Oca – Ancón separa al bloque triangular de Maracaibo, al sur, del bloque Bonaire, al norte, el cual a su vez está separado del Caribe por el cinturón de deformación del Caribe sur; una zona de subducción asísmica y sin actividad volcánica con vergencia sur (Figura 1.1). En la región centro – norte y oriental de Venezuela dominan los sistemas de fallas de San Sebastián – Morón y el Pilar respectivamente (Figura 1.1).

Las dos extensas zonas de deformación ubicadas al norte y al sur se conectan con dos regiones de subducción activa, una al oeste en donde la placa de Cocos subduce con vergencia este por debajo de América Central y la otra al este donde la placa Atlántica subduce con vergencia oeste por debajo del Caribe. En el primer caso se genera una extensa región de intensa actividad volcánica y sísmica denominada arco volcánico de América Central que se extiende hacia el sur hasta el cinturón de deformación de Costa Rica. Esta zona interactúa con el cinturón de deformación del norte de Panamá que se ubica en la costa Caribe del país homónimo (Figura 1.1). En el segundo caso se genera un arco insular volcánicamente activo que se extiende desde el pasaje de Anegada al norte, hasta las islas de Trinidad y Tobago al sur e incluye el complejo acrecionario de Barbados y las cuencas de Grenada y Tobago (Figura 1.1).

1.3 MORFOLOGÍA Y GEOLOGÍA DE LA PLACA CARIBE

Los estudios geocientíficos marinos en el Caribe comenzaron mucho antes de la Segunda Guerra Mundial cuando se llevaron a cabo levantamientos aislados de estaciones gravimétricas entre los años 1936 y 1937; posteriormente, se realizaron mediciones adicionales en 1947 que complementaron los estudios anteriores sobre buena parte de la sección oriental y suroriental del Caribe (Ewing et al., 1957). No obstante estos estudios preliminares, ha sido la sísmica activa (refracción y reflexión monocal y multicanal) la que ha proporcionado la mayor parte de la información sobre la fisiografía y morfología de la placa Caribe, así como sus principales características corticales. Los primeros levantamientos de este tipo comenzaron después de la Segunda Guerra Mundial con el advenimiento de la sísmica de refracción y reflexión analógica monocal. Entre los primeros elementos que se observaron destaca que la placa Caribe, a pesar de poseer una morfología del piso oceánico bastante rugosa, muestra una superficie del basamento acústico mucho más lisa (Ewing y Ewing, 1962).

Los trabajos publicados por Officer et al. (1957) y Ewing et al. (1957), quienes interpretaron perfiles de refracción sísmica en el Caribe oriental, mostraron que la placa oceánica posee un inusual espesor cortical (10 a 15 km, Officer et al., 1959; Edgar et al., 1971; Houtz y Ludwig, 1977) consistente de un estrato sísmico que denominaron “normal” con velocidades acústicas de 6,6 km/s que se ubica sobre el manto, el cual posee una velocidad muy inferior a lo esperado (7,2 a 7,7 km/s cuando se esperaba 8,1 km/s). Posteriormente, Officer et al. (1959) reinterpreten estos mismos datos y reportan que la corteza está subdivida en dos estratos: el superior con velocidades variables pero en el entorno de 6,1 km/s y el inferior, más homogéneo, con velocidad de 7,3 km/s sobre un manto de 8,1 km/s. Los resultados de estas primeras investigaciones quedaron resumidas en el trabajo publicado por Edgar et al. (1971) quienes concluyen que “...la corteza Caribeña aunque definitivamente posee características de corteza oceánica, es significativamente diferente a otras cortezas oceánicas promedio encontradas en diferentes cuencas alrededor del mundo...”. Como consecuencia de estas observaciones, se le denominó a este inusual basamento “caribeño” como B'' para mantener la convención ya establecida según la cual al basamento equivalente de la placa del Pacífico se le denominaba B' y al de la placa Atlántica se le denominaba B . Con el advenimiento de la sísmica multicanal en 1974, se mejoró mucho más este primer modelo al descubrirse que la parte sedimentaria más profunda de la cuenca de Venezuela está formada por un basamento rugoso, lo que obligó a acuñar los términos B'' rugoso y B'' liso (Diebold, 2009).

Hasta este punto las características geológicas de estos estratos eran poco conocidas. Fueron las perforaciones marinas profundas del proyecto DSDP y estudios petrológicos y estratigráficos realizados en tierra los que demostraron que la mayor parte de la placa Caribe es una meseta o *plateau* oceánico (Large Igneous Province – LIP; Donnelly et al., 1973) constituido por masivos flujos de basaltos y sills con edades radiométricas entre 91 y 88 Ma (Sinton et al., 1998) recubiertos por sedimentos del Cretácico Tardío (Duncan y Hargraves, 1984); luego se logró identificar un segundo episodio magmático de 76 Ma (Diebold, 2009). Estas rocas volcánicas recubren a su vez sedimentos y corteza oceánica de edad presumiblemente cretácica o anterior (Hopkins, 1973; Burke et al., 1978). Otra característica es que el piso oceánico es 1 a 2 km más superficial de lo que se esperaría a partir de estudios de subsidencia termal (Burke et al., 1978). Por otra parte, Houtz y Ludwig (1977) enfatizan

que la corteza oceánica no es uniformemente espesa sino que está conformada por zonas delgadas o cuencas que atribuyen a un piso oceánico normal junto con zonas engrosadas o altos que corresponderían con las zonas donde se acumularon los flujos basálticos provenientes de las sucesivas erupciones volcánicas. Un ejemplo de esto ocurre en el sureste de la cuenca de Venezuela donde Diebold et al. (1981) determinaron que existe una zona triangular de corteza oceánica delgada desprovista de flujos basálticos.

El análisis de las anomalías magnéticas ha tenido poco impacto en el entendimiento de la constitución del Caribe, en buena medida por las dificultades de su interpretación que algunos atribuyen a una consecuencia natural del espesor anormal de la meseta oceánica (Duncan y Hargraves, 1984); no obstante, Ghosh et al. (1984) definieron las anomalías magnéticas presentes en la cuenca de Venezuela con una orientación ENE y de edad Jurásico Tardío o Cretácico Temprano lo que ayudó a sustentar aún más la premisa generalizada de la edad de la placa Caribe.

El restringido rango de edades reportado por Donnelly et al. (1973) para la cobertura sedimentaria y el flujo basáltico del reflector B'' (≈ 80 a 75 Ma) sugiere que este gran episodio eruptivo debió terminar más bien de forma abrupta.

Los resultados de las investigaciones descritas en esta sección han permitido formular las que quizás sean las más importantes preguntas sobre el origen de la meseta del Caribe y han condicionado el debate científico durante las últimas décadas: ¿fueron los basaltos que conforman el reflector B'' emanados de una pluma del manto o no?; ¿dónde se formó el LIP y cómo ha sido su movimiento y consecuente evolución desde entonces en el contexto de la tectónica de placas?.

En las siguientes secciones veremos como el intento de dar respuesta a estas preguntas ha generado uno de los debates científicos más intenso en el campo de la tectónica global.

1.4 CUERPOS OFILÍTICOS EN LA REGIÓN DEL CARIBE

Las ofiolitas son una secuencia de rocas con características muy distintivas que representan la acreción de terrenos oceánicos a lo largo de márgenes de placas tanto continentales como oceánicos. Debido a que son el resultado de una tectónica convergente, la gran mayoría de las ofiolitas que se encuentran alrededor del mundo están desmembradas y sólo fragmentos suelen quedar expuestos en la superficie.

Aunque históricamente se ha sostenido que la asociación ofiolítica representa la composición de la corteza oceánica y por tanto, se considera que se forman en los centros de expansión medio – oceánicos, nuevas investigaciones (Shervais, 2001; Robertson, 2002; Dilek, 2003; Pearce, 2003) han sugerido que muchas asociaciones ofiolíticas pudieron formarse en los límites convergentes de placa como parte de la estructura de los arcos de islas. Para este tipo de asociaciones se ha acuñado el término de “ofiolitas de zona de supra subducción” con lo que se pretende designar aquellas que se han podido formar tanto en el arco de islas propiamente como en las cuencas de ante – arco o retro – arco (Lewis et al., 2006). A partir del estudio de los basaltos y gabros y de la composición mineralógica tanto de la peridotita como de los depósitos de cromatita asociados, varios autores han sugerido que muchas de las ofiolitas que se encuentran en el Caribe pertenecen al tipo de zona de supra subducción (Beccaluva et al., 1996; Kerr et al., 1999; Proenza et al., 1999a, b, c; Giunta et al., 2002a; Marchesi et al., 2003; 2006; García-Casco et al., 2003).

Adicionalmente, la región del Caribe ha sufrido varios episodios de expansión, margen pasivo, subducción y acreción, por lo que posee una amplia franja de complejos ofiolíticos a lo largo de tres de sus márgenes (Figura 1.2) cuyo estudio es clave para comprender esta intrincada tectónica; en consecuencia, en esta sección se hará una breve revisión de los principales complejos ofiolíticos que están expuestos en esta zona así como su afinidad petro – tectónica.

Comenzando por el margen septentrional del Caribe, las rocas ofiolíticas expuestas a lo largo de la zona de falla de Motagua – Polochic en Guatemala, incluye algunos cuerpos de gran tamaño constituidos por harzburgita ubicados en la Sierra de Santa Cruz y el macizo La Gloria (Donnelly et al., 1990). En trabajos posteriores Beccaluva et al. (1995) y Giunta et al. (2002b; c) clasificaron en cuatro unidades las ofiolitas guatemaltecas que contienen peridotita: (1) Sierra de Santa Cruz, (2) Baja Verapaz, (3) Juan de Paz y (4) Grupo El Tambor (subdivido a su vez en las unidades Motagua Norte y Motagua Sur; Figura 1.2). Las unidades de Sierra de Santa Cruz, Baja Verapaz y Juan de Paz están constituidas por harzburgitas mantelares serpentinizadas que han sido interpretadas como ofiolitas de zona de supra subducción. En contraste, las unidades Motagua Norte y Motagua Sur, que también incluyen peridotitas mantelares serpentinizadas representan los remanentes de la corteza oceánica proto – Caribe (Beccaluva et al., 1995; Giunta et al., 2002b; c). Se considera en general que el emplazamiento

de estas rocas, incluyendo los cuerpos de Sierra de Santa Cruz, fueron obducidos sobre el bloque Maya, mientras que las serpentinitas de Motagua Sur fueron obducidas sobre el bloque Chortis como consecuencia del movimiento transpresivo sinistral que ocurrió entre ambos (Lewis et al., 2006).

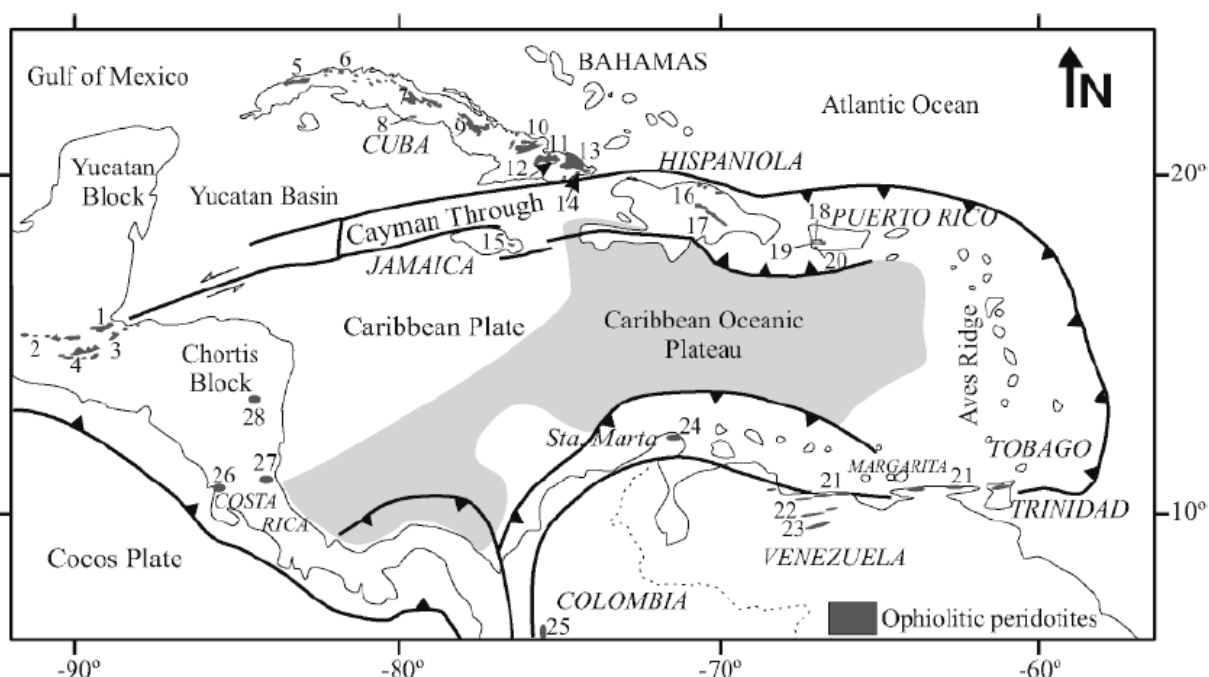


Figura 1.2 Mapa simplificado donde se ilustra la ubicación de los cuerpos ofiolíticos presentes alrededor de la placa Caribe: 1:Sierra de Santa Cruz; 2: Baja Verapaz; 3: Juan de Paz; 4: Grupo El Tambor (Motagua Norte y Motagua Sur); 5: Cajalbana; 6: Habana-Matanza; 7: Villa Clara; 8: Escambray; 9: Camagüey; 10: Holguín; 11: Mayarí-Cristal; 12: Alto de La Corea; 13: Moa-Baracoa; 14: Sierra del Convento; 15: Armtully; 16: Cinturón Norte Costero; 17: Loma Caribe; 18: Monte del Estado; 19: Río Guanajibo; 20: Bermeja; 21: La Franja Costera; 22: Loma de Hierro; 23: Villa de Cura; 24: Península de La Guajira; 25: Dunita de Medellín; 26: Santa Elena; 27: Río San Juan; 28: Siuna (Tomado de Lewis et al., 2006).

Siguiendo en el margen septentrional, los grandes cuerpos de rocas ultramáficas relacionados con ofiolitas que afloran en la isla de Cuba ocurren al norte, a lo largo del denominado “Cinturón Ofiolítico Norte” (Figura 1.3). Estas ofiolitas se presentan como siete cuerpos separados que de oeste a este se denominan: Cajalbana, Habana – Matanza, Villa Clara, Camagüey, Holguín, Mayarí – Cristal y Moa – Baracoa; todos constituidos por cuerpos cromatíticos masivos, el cual se considera un elemento característico de las ofiolitas de supra subducción (Iturralde-Vinent, 1994; 1996; 1998; Lewis et al., 2006). En Cajalbana las rocas ultramáficas consisten principalmente de harzburgita con dunitas subordinadas, lherzolitas y piroxenita (Fonseca et al., 1985; Murashko y Lavandero, 1989). Según García-Casco et al. (2003), el protolito de la metabasita de Cajalbana tiene una afinidad de arco de islas tolehitico, por lo que estos autores sugieren que las ofiolitas de Cajalbana representan un fragmento de la

placa proto – Caribe que fue incorporado a la placa Caribe durante el Aptiense – Albiense (Lewis et al., 2006).

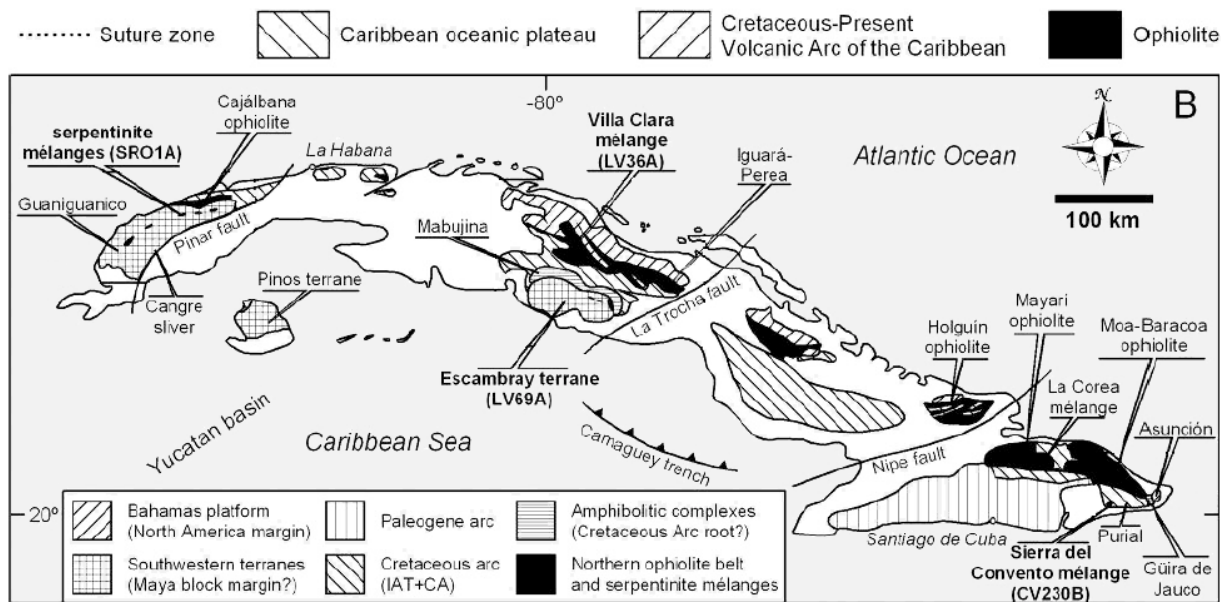


Figura 1.3 Mapa geológico simplificado de Cuba donde se muestra la ubicación del Cinturón Ofiolítico Norte y los cuerpos ofiolíticos que lo constituyen (Tomado de García-Casco et al., 2006).

En el área de Habana – Matanza, las rocas ultramáficas están compuestas por harzburgita serpentinizada con proporciones menores de peridotitas plagioclásicas, dunita y lherzolita (Fonseca et al., 1985; Llanes et al., 2001). Se ha descrito a las rocas volcánicas tectónicamente embebidas en serpentinitas deformadas del área de la Habana como boninitas (Fonseca et al., 1985; Kerr et al., 1999); mientras que los basaltos de la secuencia volcánico – sedimentaria de la Formación Margot, que se encuentra dentro de la serpentinita del área de Matanza posee una afinidad de intraplaca oceánica (Kerr et al., 1999).

El macizo de Villa Clara se caracteriza por tener grandes cuerpos de serpentinita y peridotitas serpentinizadas que forman melange de harzburgita serpentinizada (Fonseca et al., 1985). En el complejo Iguará – Perea, de la región de Villa Clara, las metabasitas tienen magmas calco – alcalinos que se supone se formaron en un ambiente de supra subducción durante el Cretácico Tardío (García-Casco et al., 2003).

El macizo Camagüey está compuesto principalmente por harzburgita serpentinizada, dunita, websterita y lherzolita (Fonseca et al., 1985; Iturralde-Vinent, 1989; 1996; 2001); mientras que en el macizo Holguín las rocas ultramáficas son parte de un melange

serpentinítico. Las peridotitas están compuestas principalmente por harzburgita con cantidades menores de dunita (Andó et al., 1996).

Los mayores afloramientos de todo el Caribe se encuentran en el noreste de Cuba, en los macizos de Mayarí – Cristal y Moa – Baracoa, región que también se le conoce como el “Cinturón Ofiolítico Mayarí – Baracoa”. Se considera que este cinturón es una ofiolita de zona de supra subducción que se generó como resultado de una fase inicial de apertura y formación de la litosfera oceánica proto – Caribe seguida por el desarrollo de un arco de islas durante el Cretácico Tardío y luego por la formación de una cuenca retro – arco (Proenza et al., 1999b; 2001; Marchesi et al., 2003).

Varios autores (Cobiella, 1978; Iturralde-Vinent, 2003; Cobiella-Reguera, 2005) han sugerido que la fuente de las ofiolitas cubanas proviene desde el sur a partir de una corteza oceánica y su emplazamiento ocurrió como un evento de corrimiento al final del Cretácico. En Cuba central, partes de esta corteza y su manto litosférico fueron emplazadas directamente sobre el margen continental de las Bahamas y luego sobre segmentos de las rocas del arco volcánico. En Cuba oriental, el emplazamiento inicial está representado por la anfíbolita de Guira de Jauco. Las rocas volcánico – sedimentarias cretácicas de la Formación Santo Domingo y las metavolcánicas del Purial fueron emplazadas sobre la anfíbolita la cual se encuentra directamente sobre la plataforma continental de las Bahamas al norte. El emplazamiento de la anfíbolita desde el sur ocurrió entre el Maastrichtiense y el Daniense temprano con el olistostromo avanzando en frente de la masa ofiolítica y rellenando la cuenca de Sagua de Tánamo con rocas clásticas (Lewis et al., 2006).

El pequeño macizo de Sierra del Convento, localizado en la parte suroeste de la Sierra del Purial, está constituido por serpentinitas que contienen una amplia variedad de bloques de rocas metamórficas de alta presión que incluyen anfíbolitas granatíferas, esquistos azules, metatrandjemitas y pegmatitas, sugiriendo que su origen fue probablemente el levantamiento de la zona de subducción (Somin et al., 1992; Millán-Trujillo, 1996; García-Casco et al., 2006).

En Jamaica oriental se puede hallar un pequeño bloque de peridotita serpentinizada (constituido por serpentinita con un núcleo de harzburgita parcialmente serpentinizada, lherzolita, dunita y abundantes bloques de rodingita) conocido como serpentinita de Arntully,

localizado en la esquina sur de las Blue Mountain, a lo largo de la falla Plantain Garden (Wadge et al., 1982; Robinson, 1994; Scott et al., 1992; 1999; Abbott et al., 1999). Se cree que este bloque está relacionado con el complejo de basaltos de Bath Dunrobin el cual podría darle a esta asociación una afinidad ofiolítica (Wadge et al., 1982; 1984).

En la Española, las peridotitas serpentinizadas con aparente afinidad ofiolítica se encuentran en dos cinturones que discurren a través de la isla, denominados Cinturón Norte Costero y Cinturón Medio ubicado en la Cordillera Central (Bowin, 1975; Lewis, 1981; Lewis y Draper, 1990). En ambos cinturones hay evidencias que se originaron separadamente como parte de asociaciones ofiolíticas que ahora se encuentran altamente desmembradas. En el Cinturón Norte Costero, las serpentinitas del río San Juan (que ha sido interpretado como una zona de subducción levantada) y dos pequeños cuerpos de la península Samaná están asociados a rocas metamórficas de alta presión / baja temperatura (Nagle, 1974; Draper y Nagle, 1991; Joyce, 1991; Abbott et al., 2004).

En el Cinturón Medio se encuentra el principal bloque de serpentinitas, denominado “peridotita de Loma Caribe”, el cual es de 4 a 5 km de ancho y se extiende por 95 km desde La Vega hasta Cerro Prieta al norte de Santo Domingo (Bowin, 1966). La mayor parte de este cuerpo es harzburgita serpentinizada pero también posee dunitas, lherzolitas y piroxenitas (Lewis et al., 2003).

En el margen meridional de la placa Caribe los cuerpos de rocas ultramáficas serpentinizadas se localizan a lo largo del Sistema Montañoso del Caribe. Este sistema de cordilleras se extiende discontinuamente desde la serranía de Santa Marta y la península de la Guajira en Colombia hacia el este, hasta las islas de Margarita, Tobago y la Cordillera Norte de Trinidad al oeste. Los pequeños cuerpos de serpentinitas que se encuentran en la serranía de Santa Marta están asociados a gneis máficos y esquistos del Paleozóico tardío (Bellizzia y Dengo, 1990). En la península de la Guajira, la serpentinita está asociada con metagabros, esquistos máficos y pelitas, filitas, metavolcánicas y mármoles del Mesozóico tardío y Terciario temprano (Sepúlveda et al., 2003).

Los complejos máficos y ultramáficos en Venezuela nor – central están ubicados en un conjunto de cinturones tectónicos separados por fallas de corrimiento. El terreno Loma de Hierro, por ejemplo, corresponde a un bloque de litosfera oceánica, probablemente proto –

Caribe (Urbani, 2014) con unidades discretas de rocas ultramáficas de dunita y harzburgita junto con gabros y basaltos; de estas, la unidad más tardía esté representada en las volcánicas de Tiara que tienen afinidad tipo MORB (Girard et al., 1982). La cobertura sedimentaria de la ofiolita es la Formación Paracotos del Cretácico Temprano (Beck, 1986).

El cinturón de Villa de Cura pertenece a un complejo de subducción de arco de islas oceánico (Maresch, 1974; Ostos y Navarro, 1986; Unger et al., 2005). El terreno incluye a las unidades El Caño – El Chino, El Carmen y Santa Isabel, las dos últimas con una probable configuración de ante – arco (Urbani, 2014). La unidad El Carmen se caracteriza por volcanoclásticas con lavas clinopiroxenas conspicuas (Navarro, 1983).

En el margen occidental de la placa Caribe, los complejos máficos y ultramáficos afloran en las penínsulas de Nicoya, Santa Elena y Queipos en Costa Rica y Azuero en el noroeste de Panamá (Figura 1.4). En la península de Santa Elena, los cuerpos peridotíticos consisten de harzburgita, dunita y clinopiroxeno pobre en lherzolita (Frisch et al., 1992; Beccaluva et al., 1999). La porción tolehítica del complejo Santa Elena, que se formó en un ambiente de arco de islas primitivo, se cree que es parte de la zona de subducción del bloque Chortis (Hauff et al., 2000).

El complejo Nicoya consiste principalmente en lavas almohadilladas tolehíticas y flujos laminares con intrusiones gabroides y plagiograníticas y con fallas limitadas por secuencias de rocas sedimentarias (Lewis et al., 2006). Estas unidades están cubiertas discordantemente por una secuencia sedimentaria campaniense a terciaria. Los complejos Nicoya, Herradura, Golfito y Burica se les ha interpretado como partes del *plateau* oceánico del Caribe (Sinton et al., 1996; Hauff et al., 1997). Por su parte las rocas máficas de las penínsulas de Azuero y Sonia en el sur de Panamá son típicas de una meseta oceánica caribeña (Hoernle y Hauff, 2007).

1.5 SISMICIDAD Y DESPLAZAMIENTO DE LA PLACA CARIBE

El estudio de los sismos de mediana y gran magnitud y de sus mecanismos focales ha permitido determinar la ubicación y características de los márgenes de la placa Caribe (McCann y Pennington, 1990).

El primer estudio completo de la sismicidad en el Caribe se le debe al trabajo de Sykes y Ewing (1965) en donde se delinearon algunas de las principales características de los

márgenes de la placa, entre los que destacan, la geometría de las zonas de subducción de las Antillas Menores (con buzamiento oeste) y la porción oriental de las Antillas Mayores (con buzamiento este); la presencia de una gran cantidad de eventos sísmicos intermedios debajo de la esquina oriental de la Española y la existencia de focos sísmicos someros que se extienden desde América Central hasta las Antillas Mayores por el norte y a todo lo largo de Suramérica.

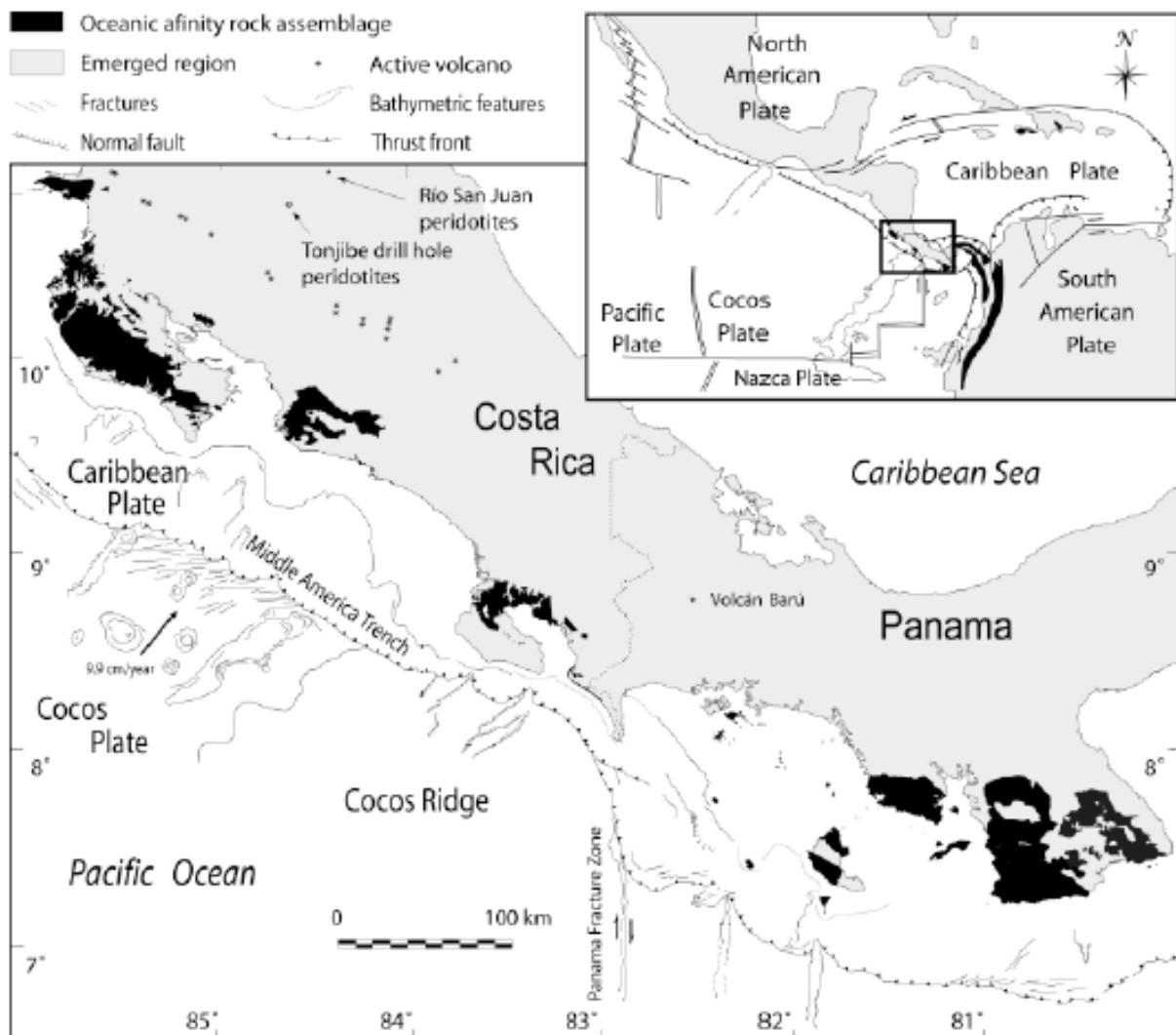


Figura 1.4 Mapa geológico simplificado donde se ilustra la ubicación de los cuerpos ofiolíticos de Costa Rica y del occidente de Panamá (Tomado de Denyer et al., 2006).

Posteriormente, Molnar y Sykes (1969) determinaron con mayor precisión la forma general de la zona de subducción con vergencia este de América Central, varios mecanismos focales propios de las zonas de subducción de la placa oceánica a lo largo de los márgenes oriental y occidental del Caribe y el movimiento sinistral y dextral presente a lo largo de segmentos mayores de fallas ubicados en los márgenes norte y sur respectivamente. Otro

importante aporte de este trabajo fue una de las primeras aproximaciones de la velocidad sísmica de desplazamiento en las Antillas Menores y América Central que estimaron entre 5 y 20 mm/año.

Este junto con otros trabajos como los de Frankel (1980; 1982) y Fischer y McCann (1984) demostraron que la placa Atlántica se desplaza hacia el oeste con respecto al Caribe y es subductada en forma normal por debajo de ella en las Antillas Menores, mientras que cerca de Puerto Rico y las islas Vírgenes la subducción es oblicua. También mostraron que la placa de Cocos se mueve hacia el noreste subductando debajo de la esquina suroccidental del Caribe debajo de la trinchera de América Central.

Durante la época de los trabajos citados anteriormente, el debate se centró en la velocidad de desplazamiento de la placa Caribe con respecto a las placas americanas, ya que existía mucha discrepancia entre los valores de velocidad de desplazamiento abarcando un rango entre 10 y 20 mm/año (Minster y Jordan, 1978; Sykes et al., 1982; DeMets et al., 1990; McCann y Pennington, 1990). Estas discrepancias se debían a los variados mecanismos utilizados para estimar los valores de desplazamiento que iban desde modelos teóricos de tectónica global, inferencias derivadas de datos geológicos y vectores basados en desplazamientos sísmicos. En tiempos más modernos, el advenimiento de dispositivos basados en sistemas de posicionamiento satelital han permitido realizar estimaciones mucho más precisas, no sólo de la velocidad (estimada actualmente en 20 mm/año; Pérez et al., 2001; Weber et al., 2001; Trenkamp et al., 2002) sino también de la dirección de desplazamiento de secciones de la placa Caribe, lo que ha permitido sugerir que ésta está fragmentada en varios bloques o microplacas que se encuentran sobre todo en sus márgenes norte y sur (Audemard, 2014). Otro avance importante se ha dado mediante la acumulación de una amplia base de datos sismológicos gracias a la implantación de redes locales y regionales de sismógrafos, lo que ha permitido caracterizar aún mejor no sólo la actividad sísmica actual, sino la sismotectónica y el riesgo sísmico en la región del Caribe.

Un ejemplo de la información disponible hoy día se puede observar en la Figura 1.5, la cual recoge los datos de epicentros sísmicos registrados instrumentalmente desde 1960 hasta 2014 con magnitudes entre 1 y 8 Mw y en un rango de profundidades entre 1 y 600 km (International Seismological Centre, 2014). En el margen septentrional se observa por

ejemplo, la evidente correspondencia entre los focos sísmicos y los sistemas de fallas transcurrentes sinestrales de Oriente, Plantain Garden y Motagua – Polochic, siendo este último el que mayor concentración de focos sísmicos exhibe. Más al oeste, la nube de epicentros se amplía como consecuencia directa de la presencia de zonas de subducción activas debajo de las trincheras de Los Muertos y de Puerto Rico; la distribución de profundidades de los focos claramente muestra la vergencia norte de la primera y sur de la segunda zona de subducción.

Sobre el margen oriental del Caribe, se puede identificar la zona de subducción del Atlántico con los focos sísmicos más someros hacia el este (debajo del prisma de acreción de Barbados) y los más profundos hacia el oeste debajo de la cuenca de Grenada. Es interesante destacar que la dispersión areal de los focos someros se hace mayor hacia el sur, lo que claramente muestra que el ángulo de subducción del Atlántico no es homogéneo de norte a sur; por el contrario, el ángulo es mayor al norte y más plano al sur.

En el margen meridional, la subducción doble del Atlántico y del Caribe por debajo de la esquina oriental de Suramérica exhibe una amplia concentración de focos sísmicos intermedios y profundos de mediana y gran magnitud. Hacia la región central de Venezuela, el fallamiento se hace transformante y los focos sísmicos se alinean debajo de este, exhibiendo una delgada franja de sismos someros e intermedios (con profundidades que no superan los 60 km) de mediana magnitud. La esquina occidental muestra la combinación del movimientos transformante del sistema de falla de Boconó, junto con la subducción del Caribe y de la placa de Cocos ubicada más al oeste.

Finalmente, el margen occidental se presenta con todas las características clásicas de una subducción océano – continente, con una extensa nube de focos sísmicos que se ubican a lo largo de la trinchera de México – Costa Rica – Panamá. Los focos profundos ubicados hacia la costa Caribe y los focos someros ubicados hacia la costa Pacífico configuran la geometría precisa de la zona de Wadati – Benioff en esta región con vergencia NE y alcanzando profundidades superiores a los 400 km.

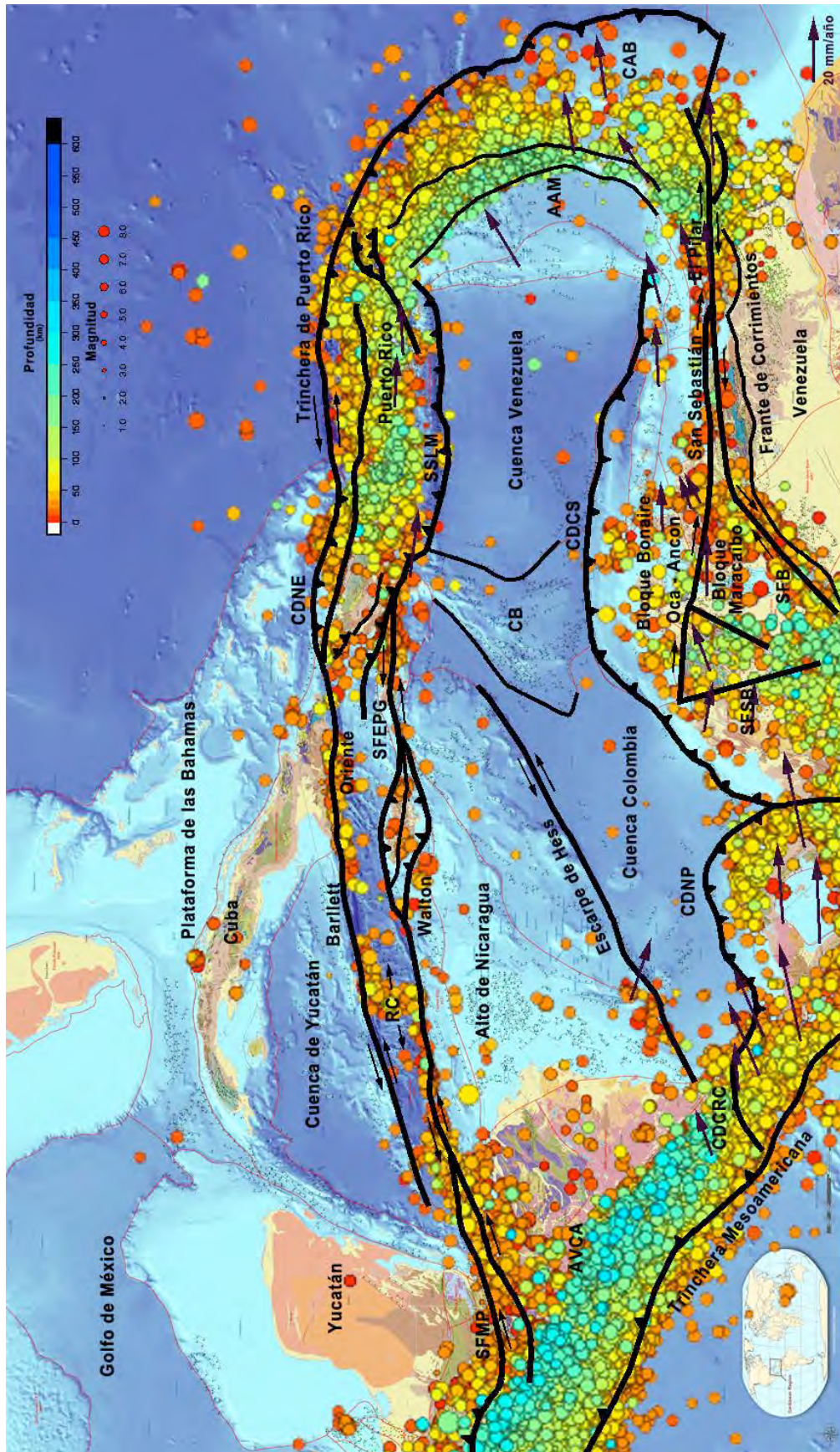


Figura 1.5 Velocidad y dirección de desplazamiento de segmentos de placa mediante vectores GPS relativos a Suramérica y ubicación de focos sísmicos graficados sobre el mapa geológico del Caribe de French y Schenk (1997). La base de datos de vectores comprende una compilación de los trabajos de Pérez et al. (2001), Weber et al. (2001) y Trenkamp et al. (2002). La base de datos sísmológica fue tomada del International Seismological Centre y abarca magnitudes 1 a 8 Mw y profundidades de 1 a 300 km para el período desde 1960 a 2014.

1.6 MODELOS SOBRE EL ORIGEN DE LA PLACA CARIBE

Como ya se describió en las secciones previas, el origen de la meseta basáltica oceánica del Caribe y su evolución tectónica han sido temas de intensos debates durante décadas. En esta sección se describirá este debate y las escuelas de pensamiento que han surgido para dar respuesta a las interrogantes planteadas.

A lo largo de los años, y dependiendo del enfoque que se haya utilizado para analizar la dinámica del Caribe, se estará en el contexto de alguna de las dos principales escuelas de pensamiento que tratan de explicar su origen y evolución. En primer lugar se encuentran los modelos que postulan que el CLIP (*Caribbean Large Igneous Province*) se formó en el océano Pacífico como consecuencia de la acción de una pluma del manto (en general se ha propuesto siempre al punto caliente de las Galápagos como el causante del magmatismo basáltico) durante el Mesozoico tardío y luego se desplazó hasta su posición actual entre las dos placas americanas (Figura 1.6A) y en segundo lugar los modelos que proponen que el CLIP se formó al oeste de su posición actual pero aún entre las dos placas americanas (Figura 1.6B).

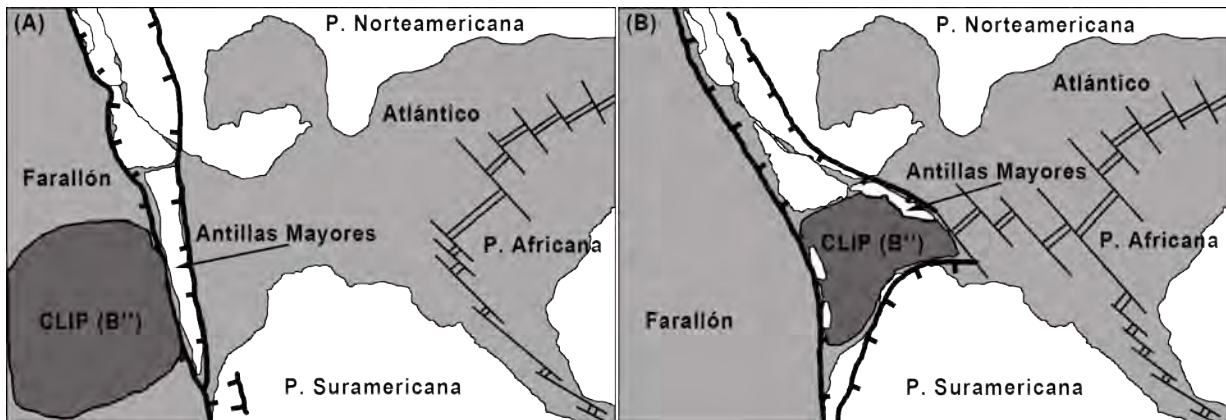


Figura 1.6 Comparación de las dos hipótesis sobre el origen del Caribe a partir de la reconstrucción palinspástica del Albiense (100 Ma). A) Hipótesis del Pacífico modificada de Pindell (1994); B) Hipótesis alternativa con la formación del Caribe entre las dos Américas (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).

Al primer grupo se le conoce genéricamente como Modelos de origen en el Pacífico y al segundo grupo se le denomina de variadas formas como Modelos de origen in situ, Modelos de origen intra - Américas o simplemente, Modelos Alternativos.

1.6.1 Modelos de origen en el Pacífico

La lista de investigadores afiliados a esta escuela sobre el origen del Caribe es amplia y está integrada por nombres muy destacados, como por ejemplo: Wilson (1965), Malfait y

Dinkelman (1972), Burke et al. (1978, 1984), Pindell y Dewey (1982), Duncan y Hargraves (1984), Pindell (1985, 1994), Pindell et al. (1988), Ross y Scotese (1988), Pindell y Barrett (1990), Stephan et al. (1990), Müller et al. (1999), Pindell et al. (2005), Maresch et al. (2009), Pindell et al. (2009), entre tantos otros.

Según estos modelos, a la placa Caribe actual se le considera una región alóctona que proviene del Pacífico y que sobre – corrió la corteza oceánica del proto – Caribe como consecuencia de un movimiento hacia el este entre las dos Américas durante el Cretácico al Presente (Kerr et al., 2003; Pindell et al., 2006; Pindell et al., 2009). Durante este movimiento hacia el este, la placa Caribe fue engrosada por lavas generadas en plumas mantelares cuya actividad eruptiva se ubica entre 94 y 88 Ma (Sinton et al., 1998; Kerr et al., 2003) para formar el *plateau* oceánico del Caribe.

La separación de Norte y Suramérica como consecuencia del desmembramiento de Pangea durante el Jurásico, resultó en la formación de corteza oceánica (denominada proto – Caribe) entre las Américas y en el golfo de México durante el Jurásico Tardío. En la esquina occidental del proto – Caribe se inició un sistema de arco de islas durante el Cretácico Temprano denominado el “Gran Arco del Caribe” (Burke et al., 1978; Burke, 1988). Estos autores propusieron que las rocas de las Antillas Mayores, el ridge de Aves, las Antillas Menores y las antillas holandesas – venezolanas pertenecen a la misma entidad tectónica que representa primero la historia de subducción de la esquina oriental de la placa Pacífico y luego la de la placa Caribe siguiendo su desplazamiento desde su lugar de origen en el oeste hasta su localización actual. Sin embargo, otra corriente de pensamiento sostiene que estos componentes del Gran Arco son en realidad entidades separadas porque parecen tener distintas historias tectónicas y haberse iniciado como sistemas de arcos en diferentes épocas desde el Cretácico hasta el Paleógeno (Wright y Wyld, 2011).

Otro aspecto que muestra varianzas dentro del modelo del Pacífico es la que guarda relación con la polaridad del Gran Arco del Caribe (Figura 1.7).

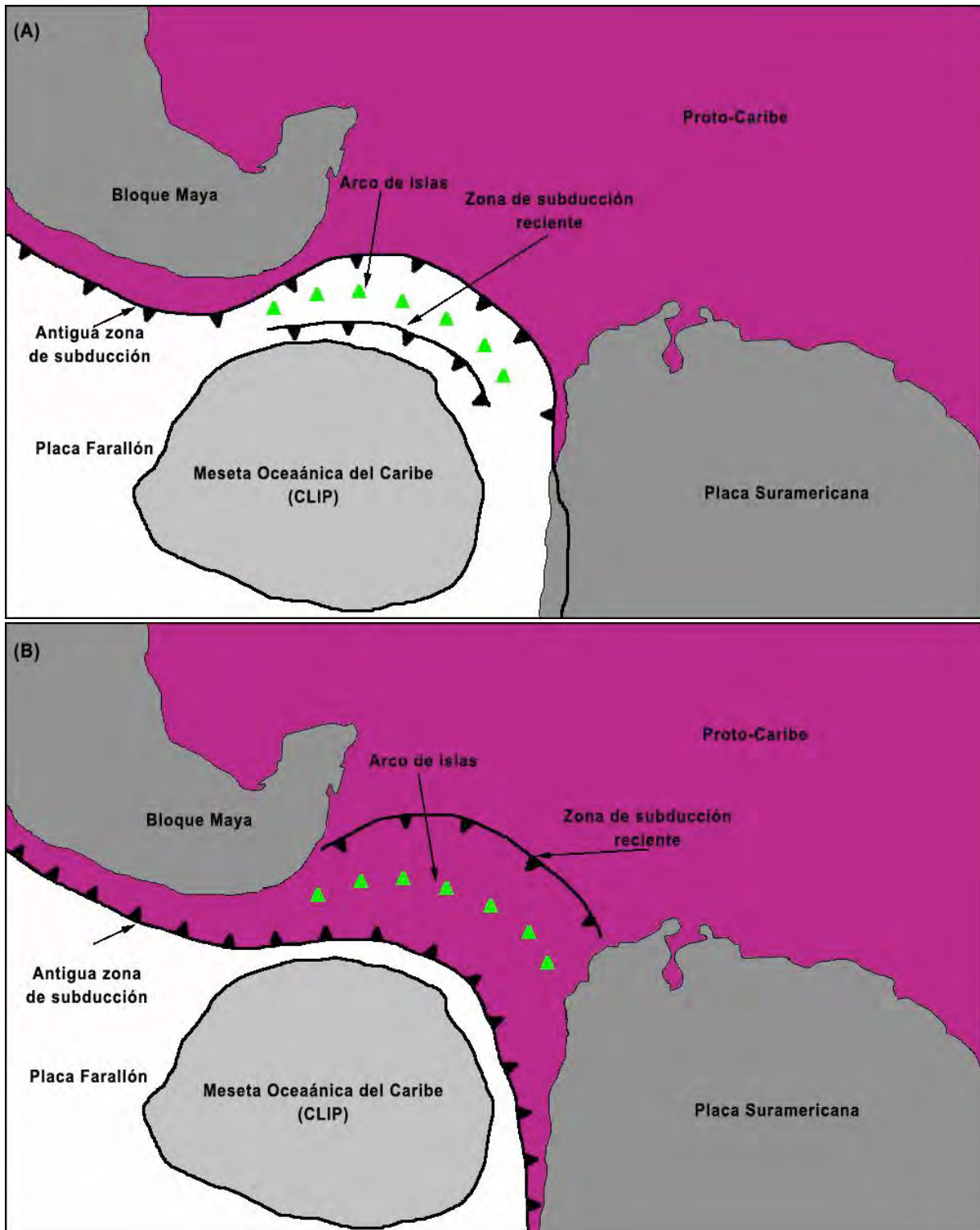


Figura 1.7 Comparación de dos variantes del modelo de origen en el Pacífico. A) El Gran Arco del Caribe desarrollado sobre una zona de subducción con buzamiento este en el Cretácico Temprano; B) El cambio de vergencia de la subducción ocurre en el Aptiense, previo a la formación del CLIP (Modificado de Wright y Wyld, 2011).

Según una de estas corrientes, el Gran Arco se desarrolló sobre una zona de subducción con buzamiento este en el Cretácico Temprano (Figura 1.7A). La mayor parte del CLIP se formó hace 90 Ma en la placa Farallón la cual fue subductada al este debajo del Gran Arco. Cuando la corteza engrosada del *plateau* colisionó con el Gran Arco en el Cretácico Tardío (85 a 80 Ma), ocurrió el cambio de polaridad y subsecuentemente el magmatismo que mantuvo activo al Gran Arco ocurrió sobre una zona de subducción con buzamiento oeste (Burke, 1988; Kerr et al., 2003; Thompson et al., 2004). La otra corriente de pensamiento postula que el cambio de vergencia de la subducción ocurre en el Aptiense (120 Ma) previo al desarrollo del CLIP (Figura 1.7B). El magmatismo posterior a 120 Ma en el Gran Arco ocurre sobre una zona de subducción con buzamiento oeste y dado que el CLIP se forma en la corteza superior de esta zona de subducción, detrás del arco, a 90 Ma no hay colisión entre ellos (Pindell et al., 2006).

Según Lázaro et al. (2014) ambos modelos están de acuerdo en darle un buzamiento oeste a la subducción del proto – Caribe pero discrepan en el tiempo de inicio de esta subducción (Cretácico Temprano contra Cretácico Tardío). La subducción con buzamiento oeste del proto – Caribe causó subducción del margen continental de Norteamérica y colisión arco – continente en la esquina norte del Caribe al final del Cretácico e inicios del Terciario (García-Casco et al., 2008; Iturralde-Vinent et al., 2008; Solari et al., 2013). Durante este evento fueron obductados los complejos ofiolíticos en los márgenes continentales de Guatemala, Cuba y la Española (Anderson et al., 1985; Pindell y Drapper, 1991; De Zoeten y Mann, 1999; Pindell et al., 2005; Iturralde-Vinent et al., 2006).

1.6.2 Reconstrucción palinspástica del Caribe según el modelo del Pacífico

Pindell et al. (2009) plantean una de las versiones más actualizadas de los modelos de origen en el Pacífico que exhibe todas las características distintivas de esta escuela de pensamiento. Según estos autores la configuración tectónica del Caribe durante el Hauteriviense (130 Ma, Figura 1.8) es de la siguiente forma: la subducción activa de las placas Farallón y Pacífico por debajo de las placas americanas genera una serie de terrenos de origen volcánico como La Desirade, Cuba y Jamaica. Al sur, entre el Bloque Antioquia, Suramérica y la zona de subducción se forma una cuenca de retro – arco. Al norte, el bloque Maya está ubicado en su posición actual pero separado de Norteamérica por el proto – golfo de México.

Extensas cuencas someras de evaporitas se han formado al norte y suroeste del proto – golfo de México. Al sureste del bloque Maya, el proto – Caribe posee centros de expansión que van construyendo el piso oceánico de forma diferenciada entre las cuencas de Venezuela y Colombia.

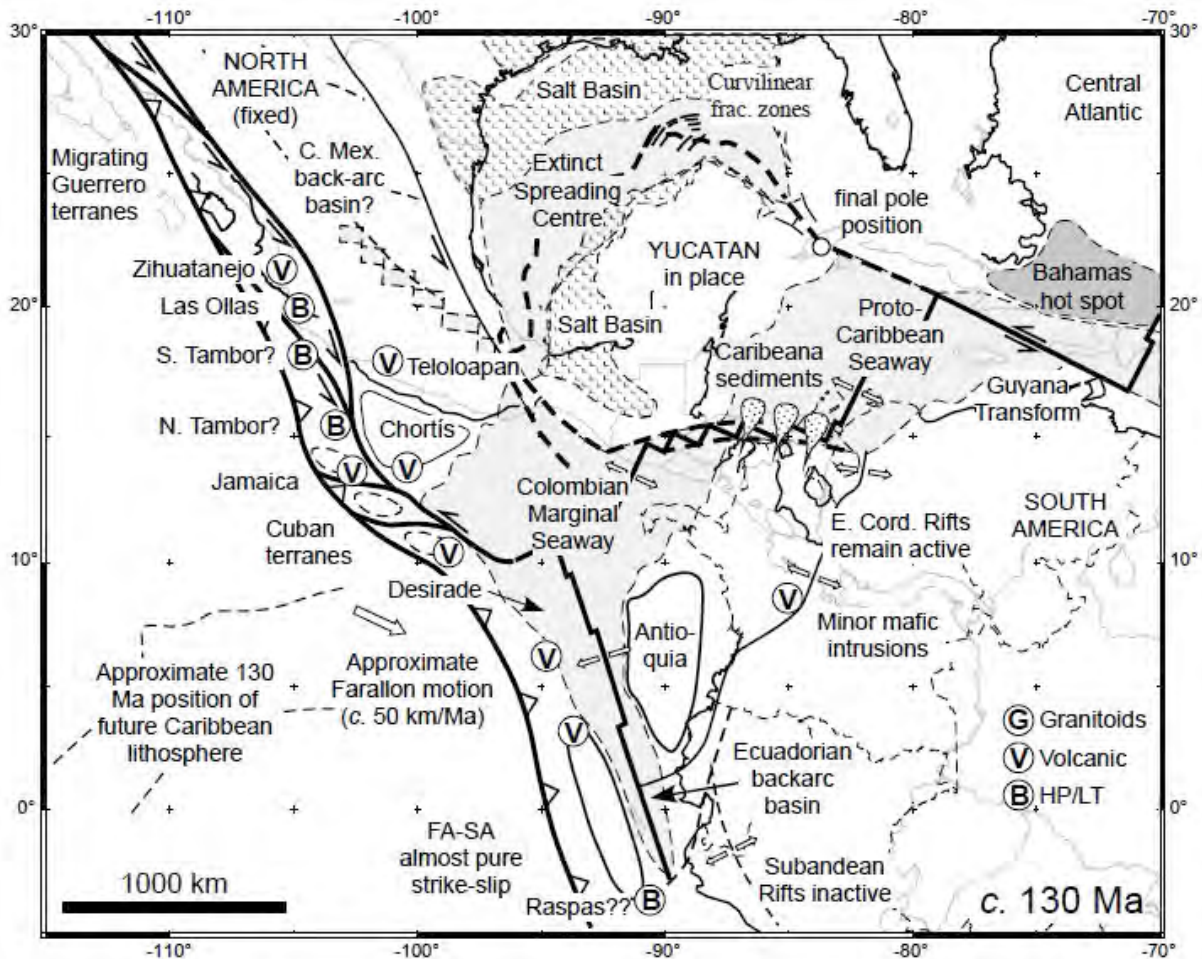


Figura 1.8 Reconstrucción palinspástica del Caribe para el Hauteriviense según el modelo de origen en el Pacífico (Tomado de Pindell et al., 2009).

Este período marca el final de la separación y la expansión continua del piso oceánico entre el noroeste de Suramérica desde los bloques de Yucatán y Chortis y el proto – Caribe y la cuenca marginal de Colombia. Uniendo el vacío entre las Américas debió formarse un límite de placa que debió conectar las zonas de subducción con buzamiento este al oeste de las cordilleras de Norte y Suramérica. La trinchera de esta subducción, con posibles segmentos locales transformantes, debió conectar el arco cretácico temprano de Guerrero del sur de México y el arco de Chortis con la trinchera peruana. Amplias regiones de la cuenca marginal

de Colombia se formaron en un ambiente de supra – subducción con respecto al Pacífico. Los basaltos y cherts de La Desirade probablemente se depositaron en el flanco oriental de este límite de placas trans – americano.

El límite trans – americano sufrió una transformación mayor durante el Aptiense temprano en la medida que se convertía en una subducción con buzamiento suroeste debajo del futuro Gran Arco del Caribe (Figura 1.9). La subducción de la corteza oceánica de la cuenca de Colombia es la responsable de las partes aptiense a maastrichtiense del Arco del Caribe. Con base en nuevos datos de fechamientos y caracterización geoquímica se piensa ahora que algunas formaciones como Los Ranchos y Water Island en la Española y las islas Vírgenes son posteriores al cambio de polaridad de la subducción.

En la medida que Norteamérica se separaba de Gondwana, el límite trans – americano se alargó y se transformó en una zona cada vez más transcurrente. Donde el margen trans – americano permaneció con una subducción hacia el este, se generó un cambio de polaridad permitiendo que los ejes pre y post – aptienses se superpusieran; sin embargo, cualquier porción transformante sería el punto de inicio de la subducción individual. La paleo – geometría del margen sugiere que el sitio más probable para que ocurriera el cambio de polaridad sería en la parte suroriental (probablemente para convertirse en el ridge de Aves), mientras que el inicio de la subducción en la parte norte (ahora las Antillas Mayores) probablemente ocurrió en su mayor parte a partir de fallas transformantes.

El vulcanismo se hizo más activo en el Gran Arco del Caribe durante el Aptiense tardío – Albiense, incluyendo secciones de Jamaica, Cuba, Española, Puerto Rico, el grupo Villa de Cura en Venezuela y Tobago.

Posterior al inicio de la subducción con vergencia suroeste del Arco del Caribe y de la futura litosfera caribeña detrás de éste, el movimiento del CLIP fue con una tendencia preferencial NNE casi paralelo al margen de Ecuador – Colombia, particularmente después de los 100 Ma. Las estructuras asociadas a este movimiento son fallas rumbo deslizantes dextrales y transpresivas dextrales a través de los terrenos de la Cordillera Real Ecuatoriana y la Cordillera Central de Colombia y las edades iniciales de enfriamiento en esta área abarcan un rango de 120 a 80 Ma. La cizalla dextral inició el lento movimiento hacia el norte del bloque Antioquia hasta su posición actual.

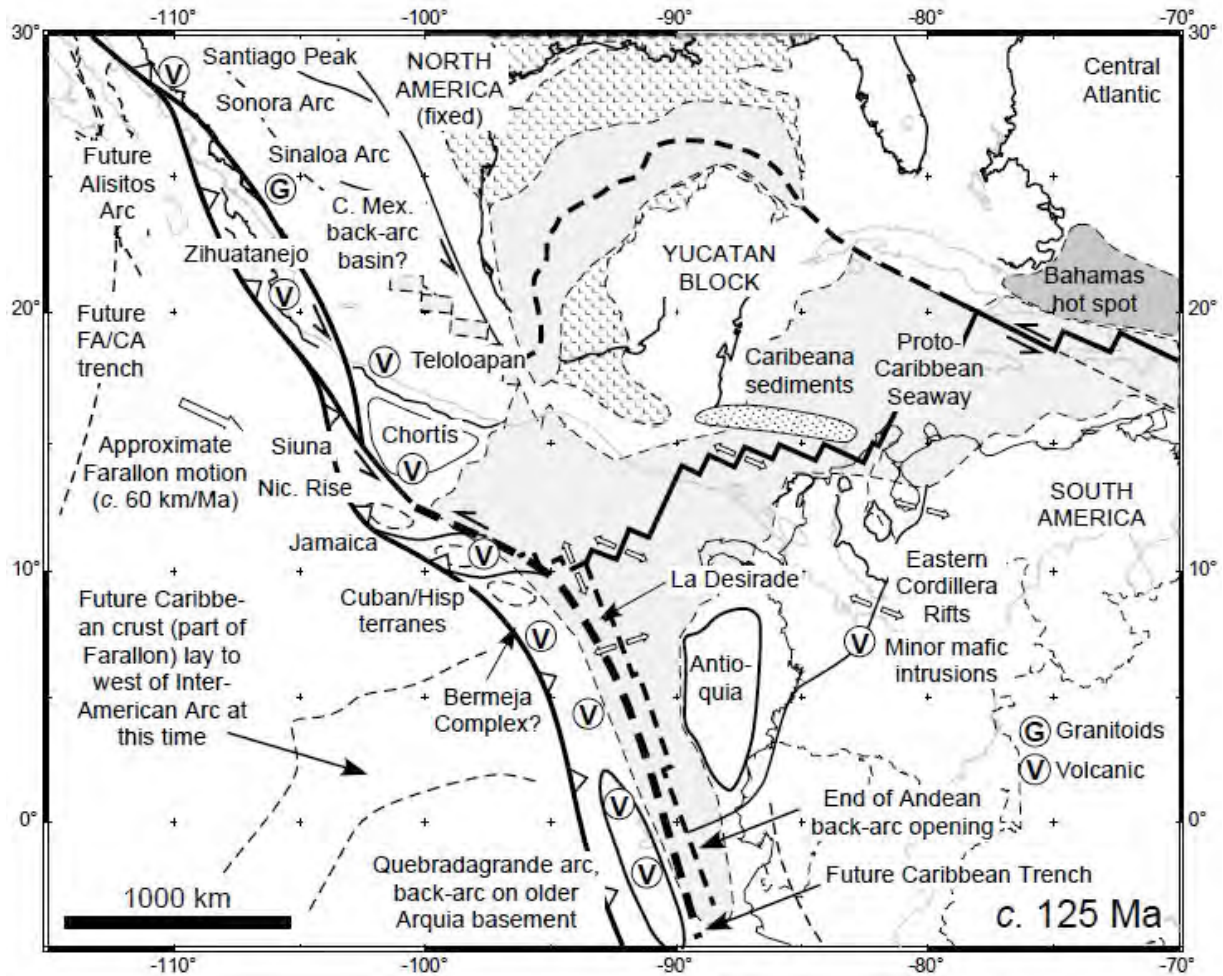


Figura 1.9 Reconstrucción palinspástica del Caribe para el Aptiense según el modelo de origen en el Pacífico (Tomado de Pindell et al., 2009).

En la parte oriental del Gran Arco del Caribe el inicio de la subducción hacia el suroeste produjo una zona de cizalla transpresiva con tendencia E-O que se alargó con el tiempo a través de fallas sinestrasales y extensión paralela al eje. La continua convergencia oblicua del arco con los márgenes sur y oriental del bloque de Chortis condujo al emplazamiento con vergencia norte del terreno Siuna. Pindell et al. (2009) proponen que el cinturón Siuna de Nicaragua y Honduras continúa hacia el ESE dentro del arco remanente Chontal en la parte más suroriental de México, dentro del terreno Tehuantepec en el golfo homónimo, dentro del alto de Nicaragua y Jamaica y dentro de Cuba en el Arco del Caribe.

En respuesta a la colisión del Arco del Caribe con el este de Chortis y el sur de Yucatán, se estableció una subducción hacia el norte debajo de los terrenos acrecionados (Siuna, Tehuantepec, alto de Nicaragua, Jamaica).

Durante el Santoniense (84 Ma, Figura 1.10) la placa Caribe (CLIP) originada en el punto caliente de las Galápagos se desplaza hacia el noreste introduciéndose entre las Américas y generando una extensa zona de subducción con vergencia oeste.

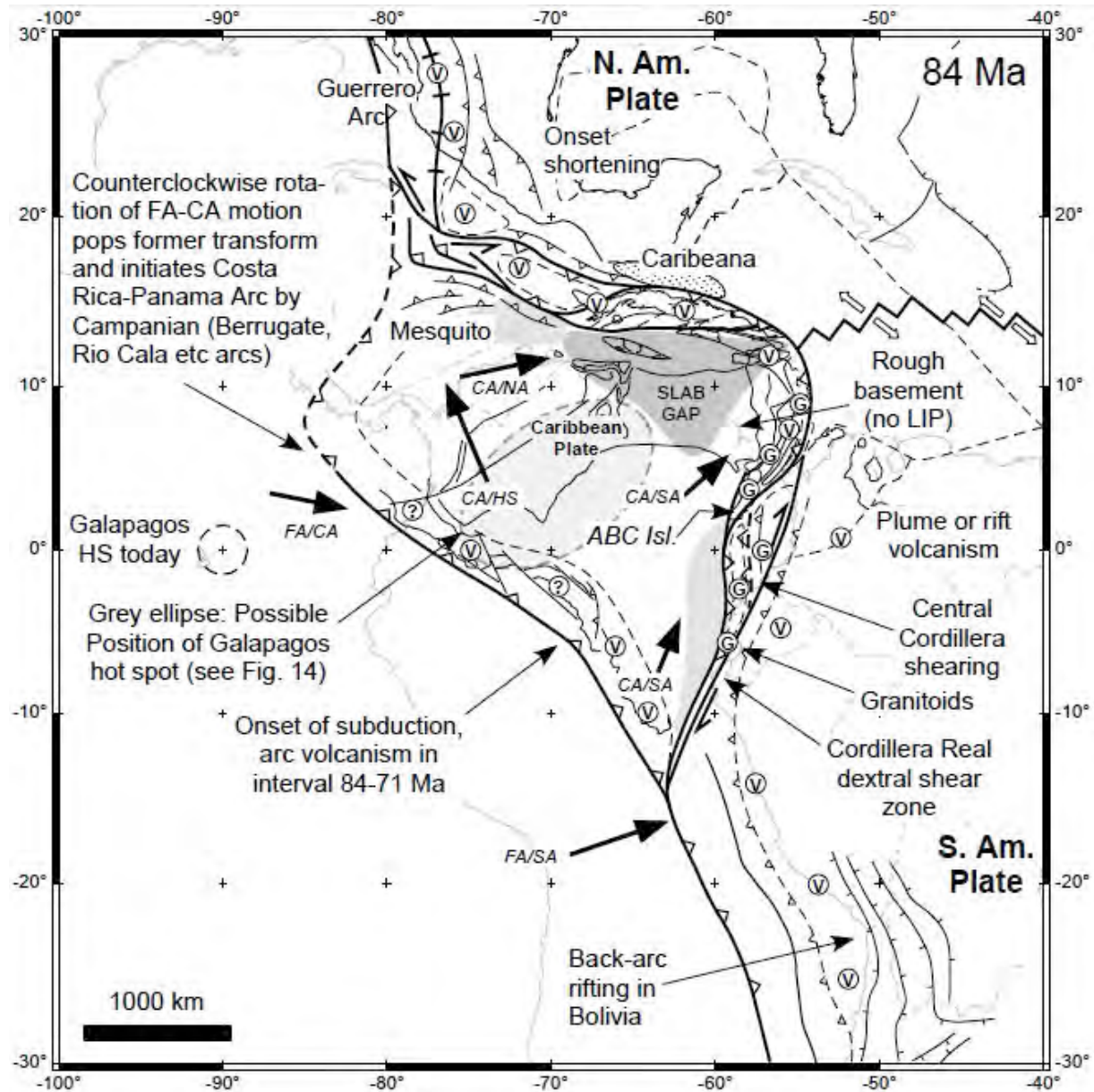


Figura 1.10 Reconstrucción palinspástica del Caribe para el Santoniense según el modelo de origen en el Pacífico (Tomado de Pindell et al., 2009).

En este modelo, Pindell et al. (2009) aún colocan una zona de expansión intra-oceánica en el proto – Caribe que separa a Norteamérica de Suramérica con un rumbo aproximado NO-SE. En la subducción del proto – Caribe por debajo del CLIP se comienza a formar Cuba en la parte central del Gran Arco del Caribe y Margarita y el ridge de Aves en el flanco sur. En el

flanco occidental de Suramérica se forma una extensa zona de subducción con cambios de vergencia que se interconectan con sistemas transformantes generando una secuencia de granitoides a todo lo largo del borde de placa. En esta zona de subducción comienzan a formarse las antillas holandesas (Curazao, Aruba y Bonaire). Durante este tiempo se inicia hacia el oeste el arco volcánico como consecuencia de la subducción con vergencia este de Farallón por debajo del CLIP.

En el Campaniense (Figura 1.11) la subducción detrás del CLIP ya ha interconectado todo el límite de placas entre Norteamérica y Suramérica formando un extenso arco volcánico que será la génesis del arco Panamá – Costa Rica.

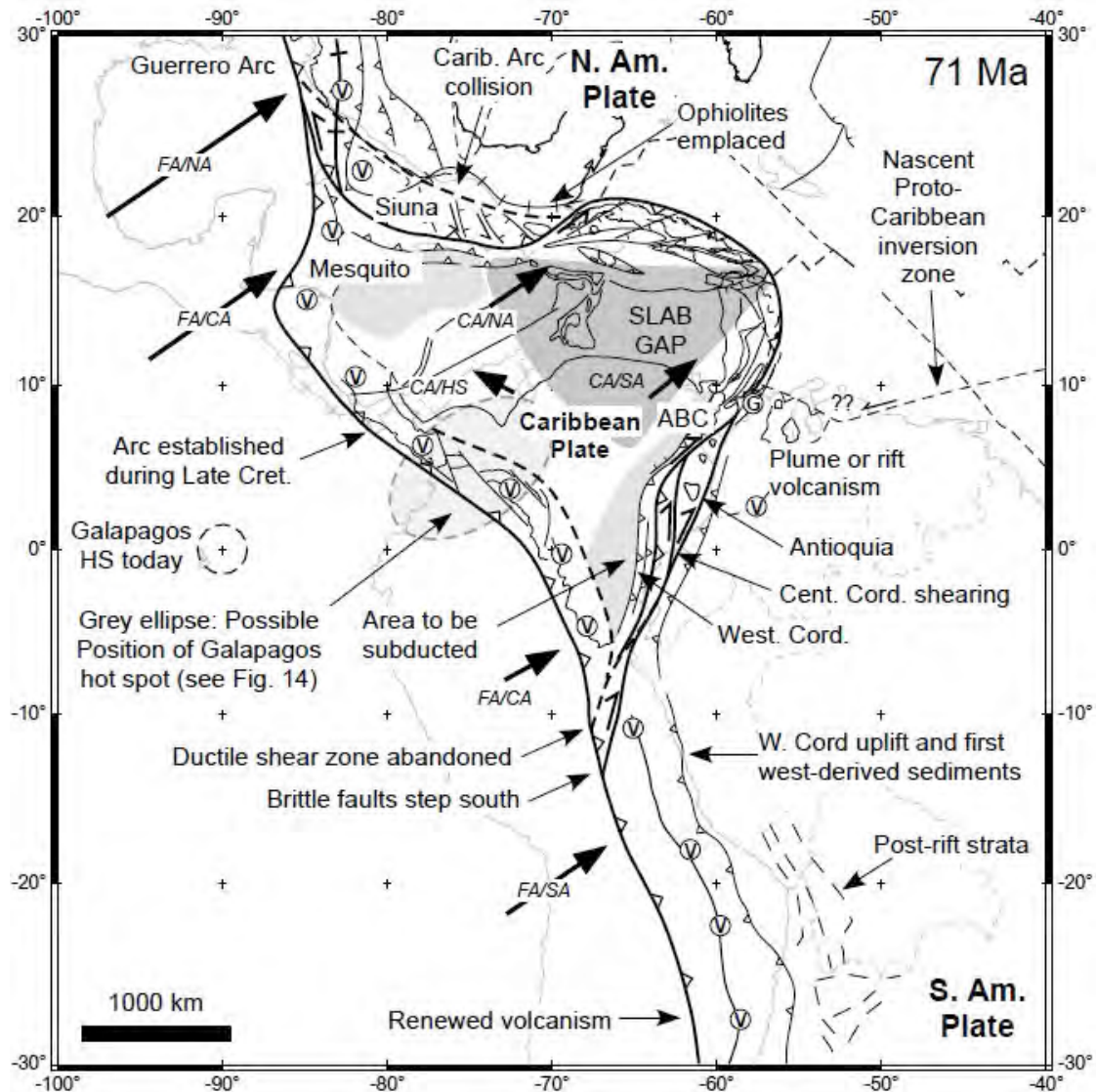


Figura 1.11 Reconstrucción palinspástica del Caribe para el Campaniense según el modelo de origen en el Pacífico (Tomado de Pindell et al., 2009).

Al sureste, la acreción de terrenos desplazados por el CLIP comienza a formar los cinturones orogénicos de Colombia (Cordillera Occidental y Central) junto con extensos sistemas de falla rumbo deslizantes dextrales. Al noreste, el Gran Arco del Caribe se aproxima a la plataforma de las Bahamas y en su flanco sureste las antillas holandesas y el ridge de Aves comienzan la colisión oblicua contra la esquina noroccidental de Suramérica.

La expansión intraoceánica del Caribe se extingue por completo para este tiempo y comienza el emplazamiento del cinturón ofiolítico al norte y noroeste de lo que ahora es Cuba, el sur de Yucatán y el bloque de Chortis.

El Paleoceno (Figura 1.12) muestra un incremento de la complejidad tectónica y se forman las estructuras principales presentes desde Ecuador hasta México.

Al sur, la reactivación e inversión de antiguos sistemas de expansión, la obducción de bloques y la subducción de la placa Pacífico por debajo de Suramérica genera la formación de la Cordillera Oriental de Ecuador. Este sistema de subducción se bifurca al norte donde la sección oriental se interconecta con extensos sistemas de fallas transformantes, mientras que la sección occidental continúa como un límite convergente donde el Pacífico subduce por debajo del CLIP y continúa la formación del arco de Panamá – Costa Rica.

Hacia el norte se forma el futuro sistema de fallas Motagua – Polochic con un conjunto de fallas transcurrentes en echelon asociadas, mientras la subducción del Pacífico continúa formando el arco volcánico mexicano. En el Caribe, el alto de Nicaragua ya exhibe su geometría actual y la cuenca de Yucatán comienza a abrirse, mientras que al norte el arco volcánico de las Antillas Mayores colisiona con la plataforma de las Bahamas. Más al sur del Gran Arco comienza la apertura de la cuenca de Grenada. Al norte de Venezuela, la colisión oblicua acreciona terrenos pertenecientes al Gran Arco del Caribe rotando sistemáticamente el extremo sur de éste en sentido antihorario.

La reconstrucción palinspástica del Eoceno (Figura 1.13), muestra un cambio en la dirección de movimiento de Farallón al sur sobre Ecuador con respecto a la dirección que posee al norte contra Norteamérica. La zona de subducción aún continúa, desde Norteamérica hasta Ecuador, formando los cinturones orogénicos del este de Suramérica. El arco de Panamá se aproxima a su encuentro con la esquina noroccidental de Suramérica por el sur y su incorporación al bloque de Chortis por el norte.

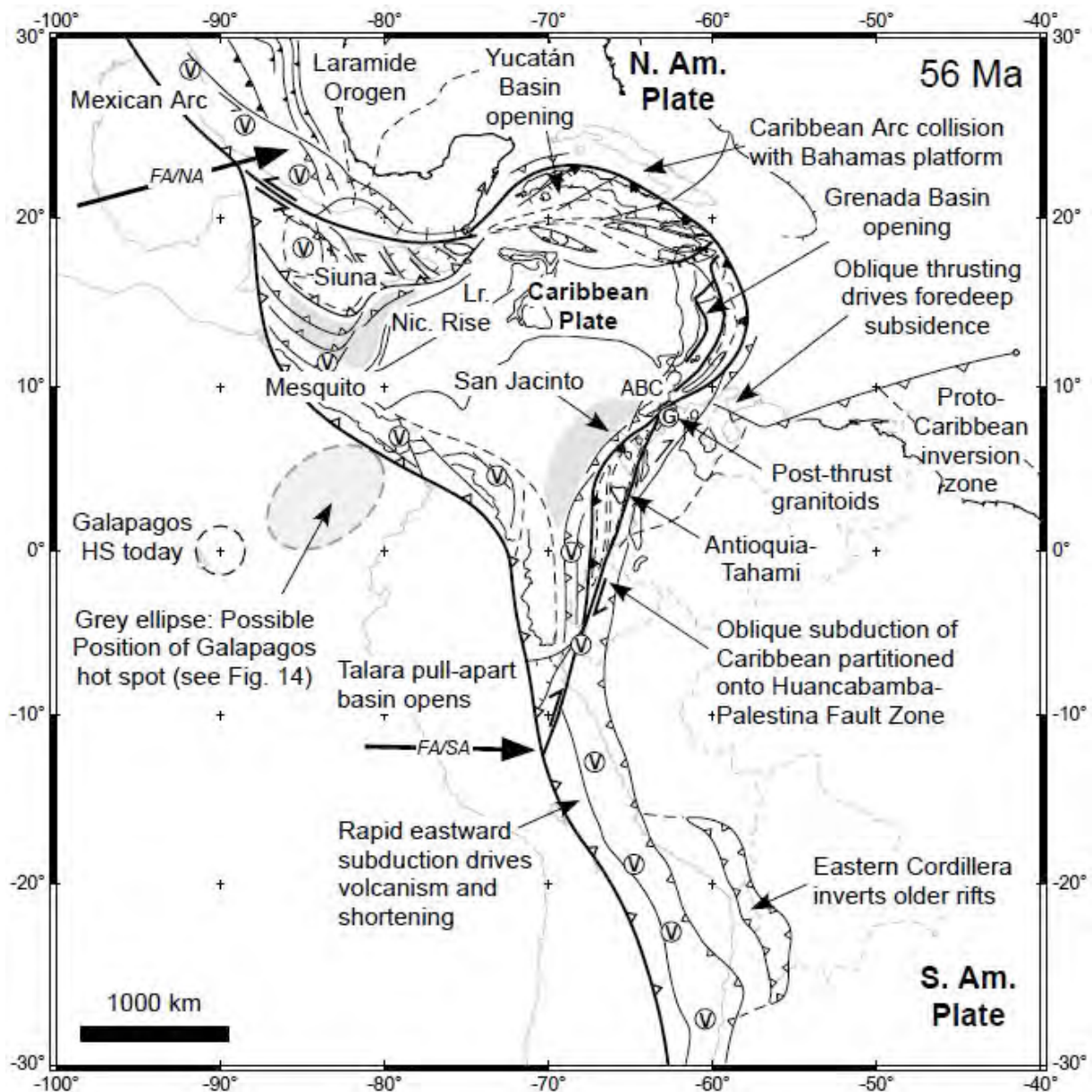


Figura 1.12 Reconstrucción palinspástica del Caribe para el Paleoceno según el modelo de origen en el Pacífico (Tomado de Pindell et al., 2009).

El Gran Arco del Caribe es continuo desde el sur de Cuba hasta Venezuela, en esta etapa se comienza a formar la Española y Puerto Rico, mientras que la cuenca de Grenada está en fase de apertura como cuenca de intra – arco detrás de las Antillas Menores y delante del ridge de Aves.

Sobre el límite sur de la placa Caribe, la colisión oblicua comienza a levantar y obducir terrenos sobre el norte de Venezuela y se comienza a manifestar el desplazamiento transcurrente dextral diacrónico del Caribe contra el norte del continente Suramericano. Este

proceso emplazará el Grupo Villa de Cura y los terrenos que conforman al Sistema Montañoso del Caribe, así como las antillas holandesas y venezolanas y más al este Margarita y Tobago.

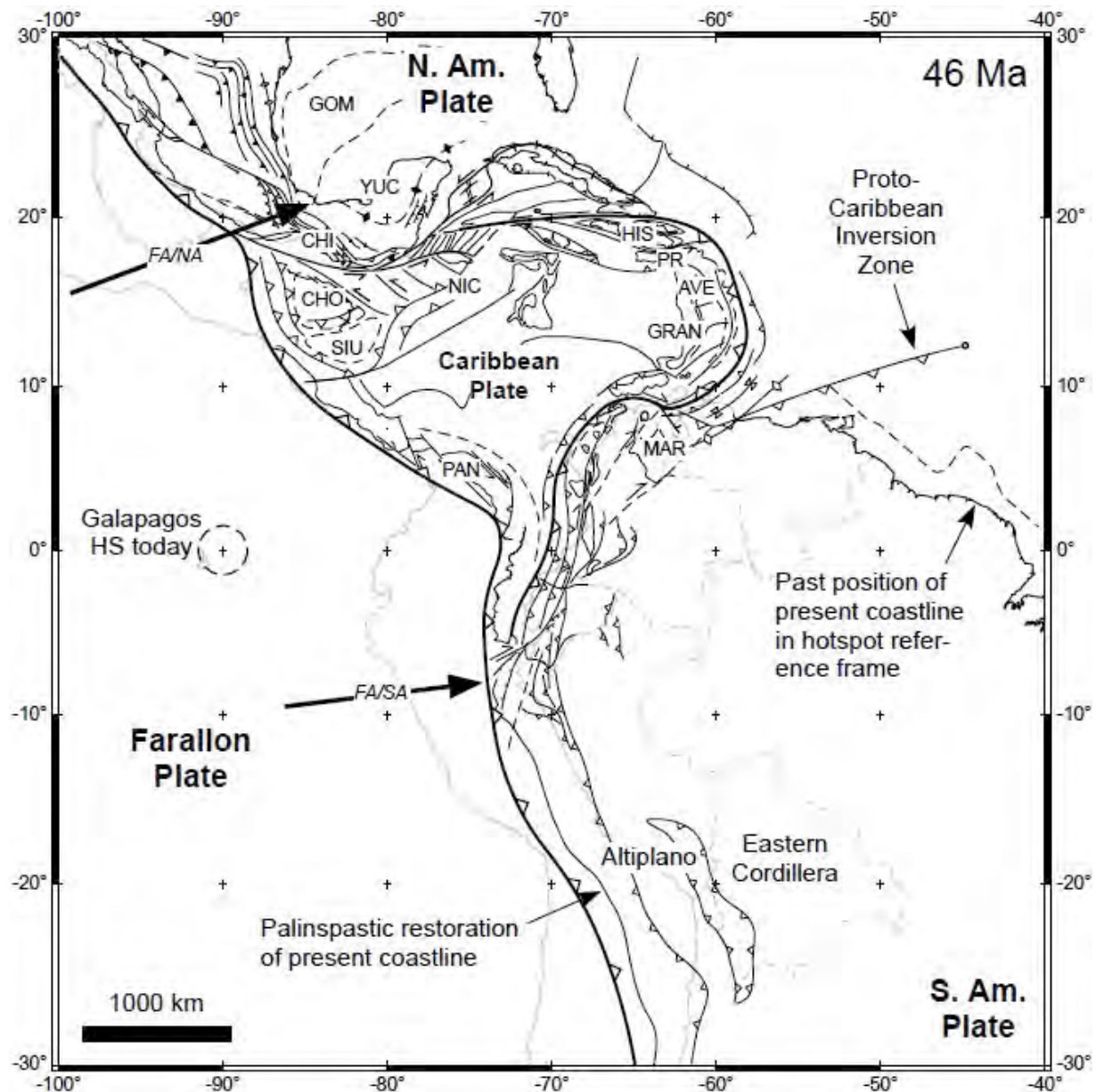


Figura 1.13 Reconstrucción palinspástica del Caribe para el Eoceno según el modelo de origen en el Pacífico (Tomado de Pindell et al., 2009).

Durante el Mioceno temprano (Figura 1.14) la placa Farallón se separa en dos placas diferentes, Cocos al norte y Nazca al sur, desplazadas por una zona de expansión intra – oceánica con rumbo ESE. Esto genera un cambio en la dirección de movimiento de las dos nuevas placas con respecto a la dirección de colisión contra Centro y Suramérica respectivamente. Hacia el sur, en Ecuador y sur de Perú, se forma el altiplano andino y se

completa la estructuración de la cordillera andina, la cual continúa hacia Colombia en las tres estructuras principales (Cordilleras Occidental, Central y Oriental). Se establece el bloque Maracaibo como consecuencia del movimiento transcurrente de los sistemas de fallas de Boconó, Santa Marta – Bucaramanga y Oca – Ancón el cual se proyecta hacia el este a través de la falla de San Sebastián y El Pilar.

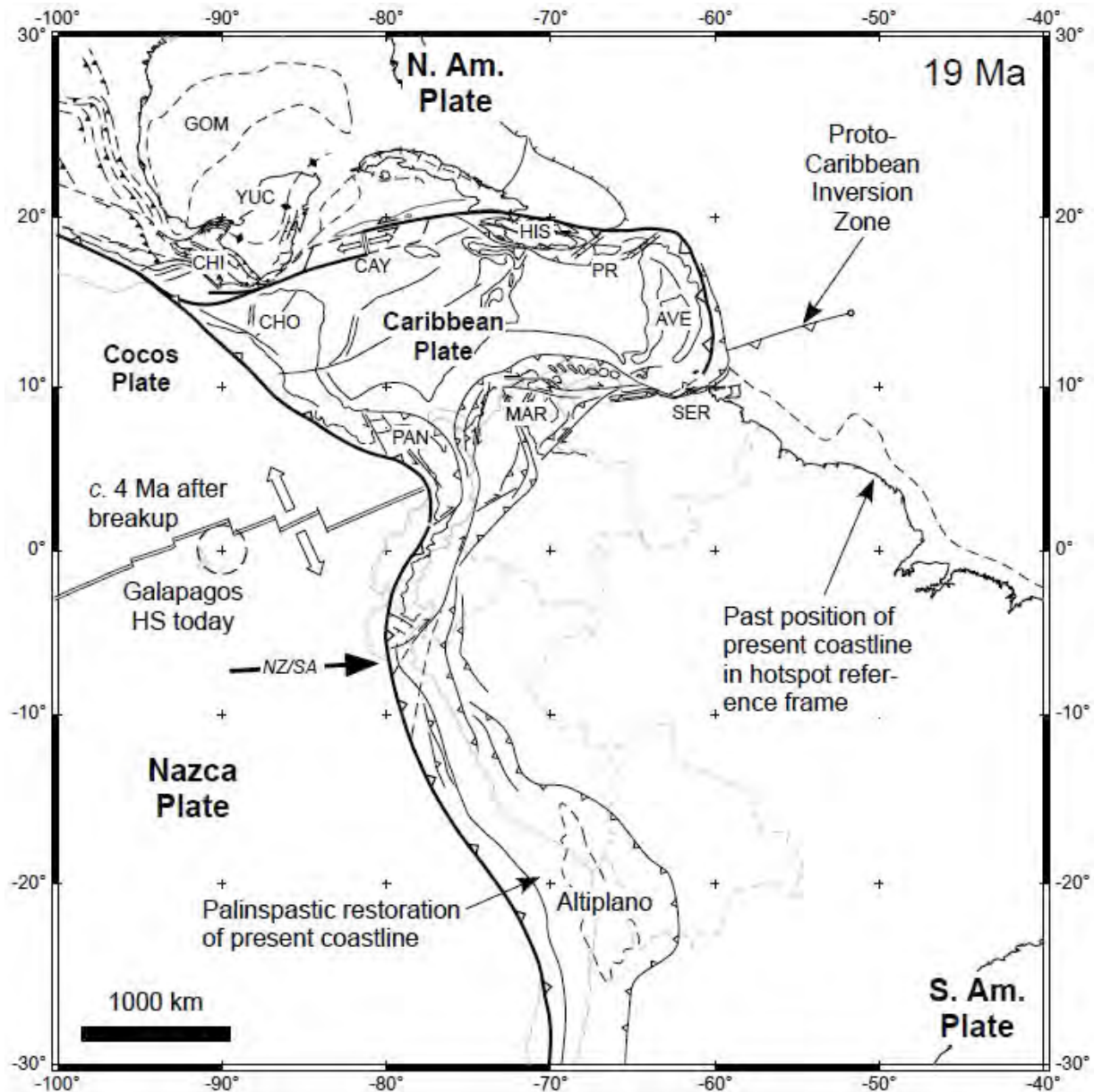


Figura 1.14 Reconstrucción palinspástica del Caribe para el Mioceno temprano según el modelo de origen en el Pacífico (Tomado de Pindell et al., 2009).

Al este, el arco de las Antillas Menores está completamente establecido y es continuo hasta la fosa de Puerto Rico, al norte, donde se intersecta con los sistemas de fallas

transcurrentes que atraviesan Puerto Rico, la Española, Cuba y terminan en los sistemas de falla Oriente y Swan que delimitan la depresión de Caimán. Estas últimas se interconectan con el sistema de falla Motagua – Polochic el cual separa al bloque Maya del bloque Chortis ahora completamente suturado a Norteamérica.

Por el oeste la subducción de la placa Cocos por debajo de América Central ya está completamente diferenciada de la subducción más al sur y el arco de Panamá – Costa Rica entra en colisión con el borde norte de Suramérica generando su deformación y la expulsión del bloque Maracaibo.

1.6.3 Modelos alternativos

Autores como Ball et al. (1969), Aubouin et al. (1982), Sykes et al. (1982), Donnelly (1985), Klitgord y Schouten (1986), Frisch et al. (1992), Meschede et al. (1997), Meschede y Frisch (1998), Giunta et al. (2002a), James (2005a y b, 2006) entre tantos otros, han planteado opciones alternas para el origen Pacífico de la placa Caribe.

En estos modelos la placa Caribe es parte de una provincia oceánica que se formó cuando Norteamérica se desplazó hacia el noroeste alejándose de Gondwana durante el Jurásico y el Cretácico Temprano (James, 2005a). Los fragmentos corticales (Maya y Chortis) bordeaban la placa por el oeste. El engrosamiento de la corteza en las actuales áreas de las cuencas de Venezuela, Yucatán y Colombia ocurrió como resultado de la extensión, posiblemente sobre puntos triple de expansión entre el Atlántico y el Pacífico durante el Aptiense (James, 2005b). La interacción entre el Caribe y los nuevos centros de expansión resultó en la formación de arcos insulares a lo largo de los límites de la nueva placa al este y al suroeste (James, 2005a). El desarrollo norte – sur del centro de expansión medio – atlántico, ubicado al este, resultó en la extensión de la placa Caribe y la posterior extrusión de magma relacionado con descompresión. El continuo movimiento de la placa Norteamericana relativo a Suramérica (y el Caribe) resultó en una subducción continua en las Antillas Menores. En el Paleógeno se formaron a lo largo de los márgenes de placa depósitos de flysch y wildflysch con grandes olistolitos de rocas sedimentarias mesozoicas de margen continental, rocas de arco volcánico, serpentinitas y ofiolitas. Este evento culminó en el Eoceno medio con el desarrollo de una secuencia regional de carbonatos marino – someros sobre una discordancia regional. Subsecuentemente, la placa Caribe permaneció estacionaria relativo al movimiento

hacia el oeste de Norte y Suramérica. El fallamiento rumbo deslizante a lo largo de los límites de placa norte y sur resultó en la obducción de bloques y formación de cuencas antepaís y *pull* – *apart*, las cuales se hacen más jóvenes hacia el este (James, 2005a). La convergencia continua entre las placas Pacífico – Cocos (antes Farallón) y el Atlántico resultó en una incesante actividad de arco volcánico a lo largo de los límites suroccidental y oriental (James, 2005a).

1.6.4 Reconstrucción palinspástica del Caribe según los modelos alternativos

Meschede y Frisch (1998) proponen una de las reconstrucciones palinspásticas más descriptiva de las características que poseen los modelos de origen entre las Américas.

Según estos autores durante el Jurásico y el Cretácico Temprano el proto – Caribe se abrió entre las dos Américas que estaban en separación (Figura 1.15).

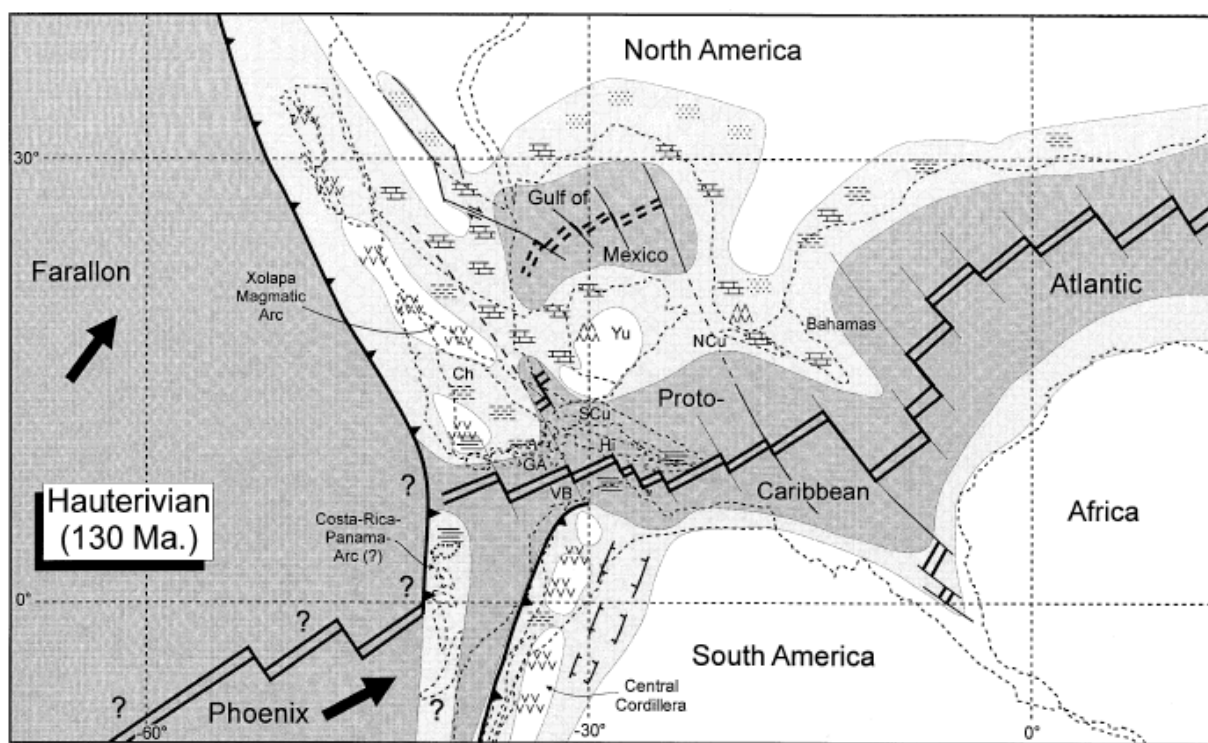


Figura 1.15 Reconstrucción palinspástica del Caribe para el Hauteriviense según el modelo de origen entre las américas (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).

Ghosh et al. (1984) proponen un modelo para la cuenca de Venezuela según el cual la expansión ocurre entre 153 y 127 Ma a una velocidad de sólo 0,4 a 0,5 cm/año. Meschede y Frisch (1998) utilizan las anomalías magnéticas con rumbo NE-SO de esta cuenca para reconstruir la alineación de los ejes de expansión en el proto – Caribe. Dataciones

geocronológicas y estudios de cinemática de placas sugieren que la expansión del proto – Caribe terminó entre el Aptiense y el Albiense (110 a 100 Ma).

La reconstrucción palinspástica del Albiense (Figura 1.16) muestra la zona de subducción intra – oceánica con buzamiento hacia el suroeste de las Antillas Mayores, la cual está documentada por extensos afloramientos de rocas ofiolíticas en Cuba y por fallas de corrimiento principales con buzamiento SSO. Se especula que esta zona de colisión fuera continua hacia el noroeste a lo largo de los complejos ofiolíticos de Guatemala, a lo largo del frente de corrimientos nororiental del complejo Juárez en el sur de México y dentro de los complejos ofiolíticos del margen nororiental del bloque Guerrero en México Central. Las secuencias de arco mesozóicas del bloque Guerrero, el arco volcánico representado en Guatemala por las rocas ofiolíticas en la zona de fallas Motagua – Polochic y el arco de las Antillas Mayores muestran una evolución magmática y sedimentaria similar. Sin embargo, los arcos de Guerrero y Guatemala fueron contruidos parcialmente sobre corteza continental, mientras que el arco de las Antillas Mayores posee principalmente corteza oceánica.

El arco de Panamá – Costa Rica entre el bloque Chortis y la placa Suramericana apareció durante el Albiense dado que las secuencias sedimentarias que contienen material volcaniclástico retrabajado se encuentran en la Formación Loma Chumico del Cretácico medio a Tardío que pertenece al tope del Complejo Nicoya en Costa Rica. Esta secuencia sedimentaria, datada en su base como Albiense tardío, representa una etapa inicial del arco de islas costarricense. En Panamá, las secuencias de arco de isla calco – alcalino más antiguas están datadas como pre – campanienses. El vulcanismo andesítico (común en todas estas formaciones) estuvo activo hasta el Campaniense y hoy día está enterrado debajo del moderno arco volcánico y magmático de América Central. Los remanentes de este primitivo arco volcánico se encuentran al este del arco actual en el norte de Costa Rica y al sur de Nicaragua. Durante el Albiense al Santoniense, probablemente hasta el Campaniense, la meseta basáltica engrosó y le dio mayor rigidez a la corteza caribeña la cual tiene hoy un espesor anormal de 15 a 20 km.

Durante el Santoniense (Figura 1.17) se considera que el engrosamiento del Caribe junto con el inicio de la expansión en el Atlántico sur son los responsables de la extinción del centro de expansión proto – Caribe. Para este tiempo se formaron los arcos volcánicos

modernos a lo largo de los límites de placa oriental y occidental del Caribe. Localmente se desarrollaron sedimentos de aguas someras como la plataforma carbonática del macizo de Barra Honda en Nicoya. La zona de subducción con vergencia suroeste a lo largo del borde norte de Cuba continúa hasta el ridge de Aves. La continuación norte del arco cubano hasta las ofiolitas de México central se desactivó, aunque el movimiento compresivo acompañado por corrimientos ocurrió en el complejo Juárez y en la Sierra Madre Occidental de México.

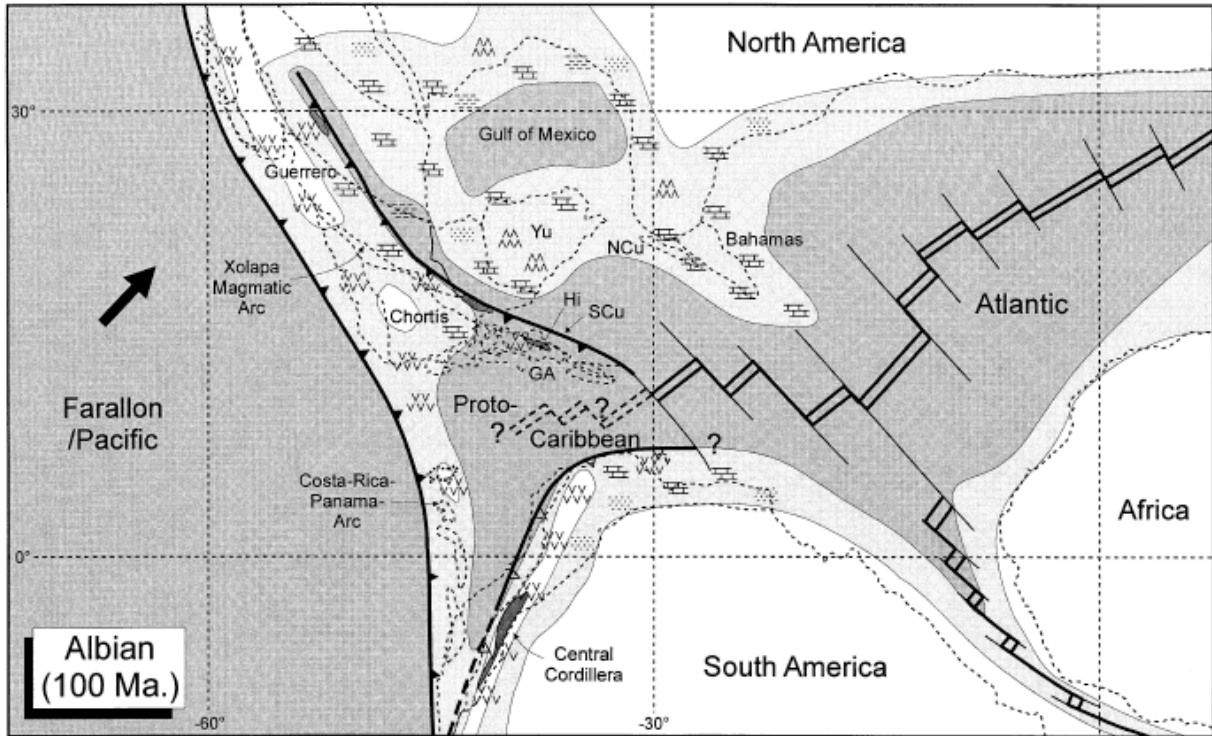


Figura 1.16 Reconstrucción palinspástica del Caribe para el Albiense según el modelo de origen entre las américas (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).

El arco cubano se movió hacia el noreste relativo a Norteamérica para cerrar un pequeño océano entre Cuba y la plataforma de las Bahamas. Esta cuenca oceánica es un remanente del proto – Caribe que no está influenciado por la meseta basáltica la cual habría probablemente evitado ser subducida. Esta pequeña cuenca está sobre una corteza oceánica proto – Caribe recientemente formada y relativamente caliente lo que permitió la obducción de extensos complejos ofiolíticos durante el Cretácico Tardío y el Terciario temprano y así, quedó preservada en Cuba. La unidad tectónica más superficial a lo largo de la zona de sutura en el norte de Cuba está formada por rocas ofiolíticas y está sobrecorrida sobre una unidad sedimentaria que pertenece a la plataforma de las Bahamas y que fue acrecionada a

Norteamérica durante la colisión del arco de islas con las Bahamas durante el Paleoceno – Eoceno.

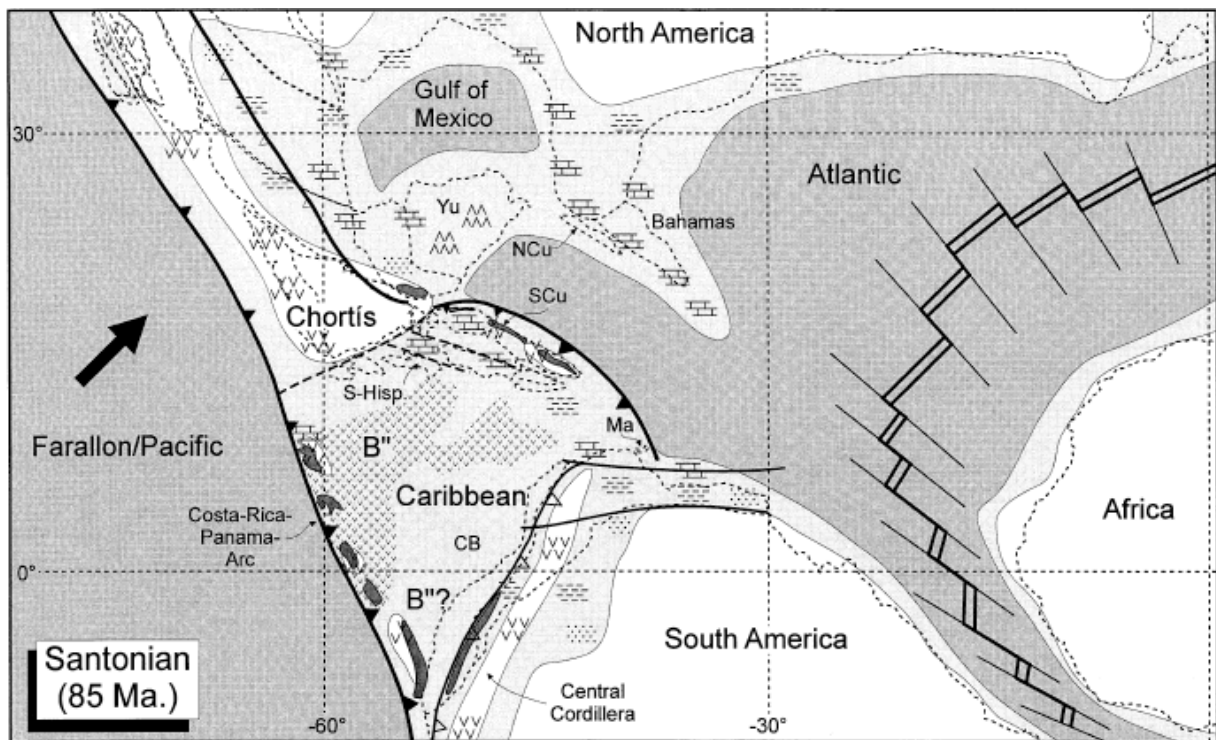


Figura 1.17 Reconstrucción palinspástica del Caribe para el Santoniense según el modelo de origen entre las américas (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).

En el Campaniense (Figura 1.18) el movimiento de la placa Farallón cambió de una dirección noreste a este y el movimiento entre las dos Américas se hizo un poco más convergente.

Debido al movimiento relativo de la placa Caribe hacia el este, la depresión de Caimán comenzó su apertura y el bloque de Chortis comenzó su movimiento junto con la placa Caribe.

Durante el Paleoceno (Figura 1.19) la subducción debajo de Cuba terminó con la colisión con la plataforma de las Bahamas. La placa Caribe comenzó a moverse hacia el este a lo largo del sistema de fallas de Motagua – Polochic en Guatemala y de su continuación en el margen sur de la cuenca de Yucatán. Esta amplia zona de falla transformante sinistral se caracteriza por una bien determinada cantidad de desplazamiento de entre 1050 y 1100 km generada por la apertura de la depresión de Caimán como una cuenca *pull – apart*. El límite sur, por otra parte, es una zona compleja de corrimiento, movimiento transcurrente y expansión que evolucionó a lo largo del Cenozoico.

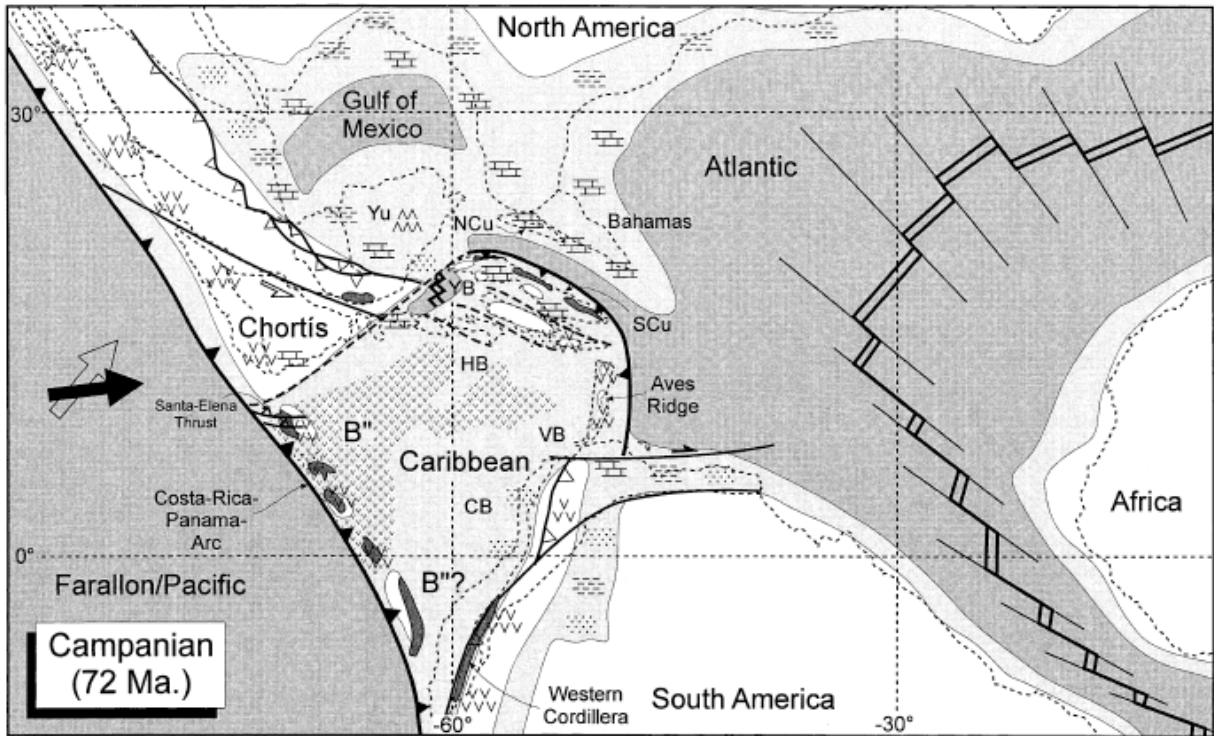


Figura 1.18 Reconstrucción palinspástica del Caribe para el Campaniano según el modelo de origen entre las américas (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).

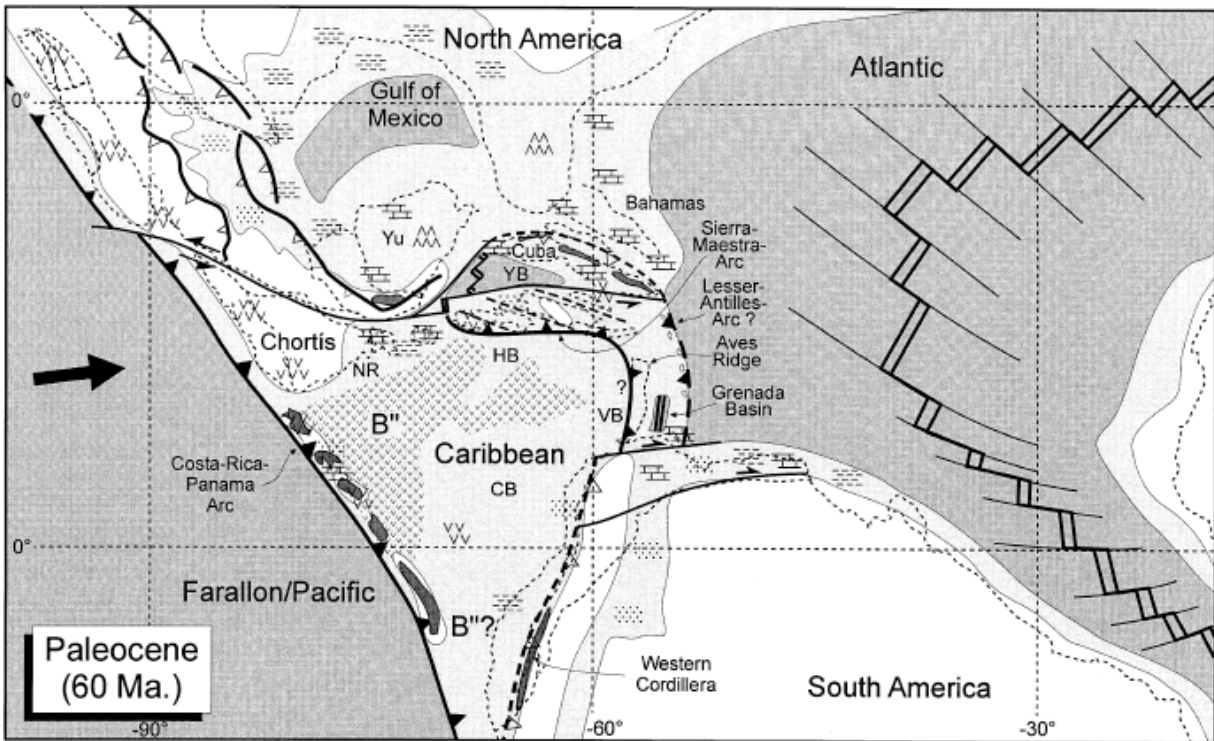


Figura 1.19 Reconstrucción palinspástica del Caribe para el Paleoceno según el modelo de origen entre las américas (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).

El movimiento hacia el este de la placa Caribe está relacionado con el emplazamiento diacrónico de napas (las más jóvenes hacia el este) en el norte de Venezuela y la evolución de depósitos de flysch en las cuencas ante – arco.

La cuenca de Grenada que se formó entre el Paleoceno y el Eoceno surgió de la separación entre las Antillas Menores y el ridge de Aves.

Las cuencas de Yucatán y Grenada alcanzaron su forma actual para el final del Eoceno (Figura 1.20). Para este tiempo terminó la colisión entre Cuba y la plataforma de las Bahamas y la depresión de Caimán se consolidó como una cuenca *pull – apart* entre Yucatán y Jamaica debido al movimiento rumbo deslizante a lo largo del recientemente desarrollado sistema de fallas transformante del margen norte de la placa Caribe.

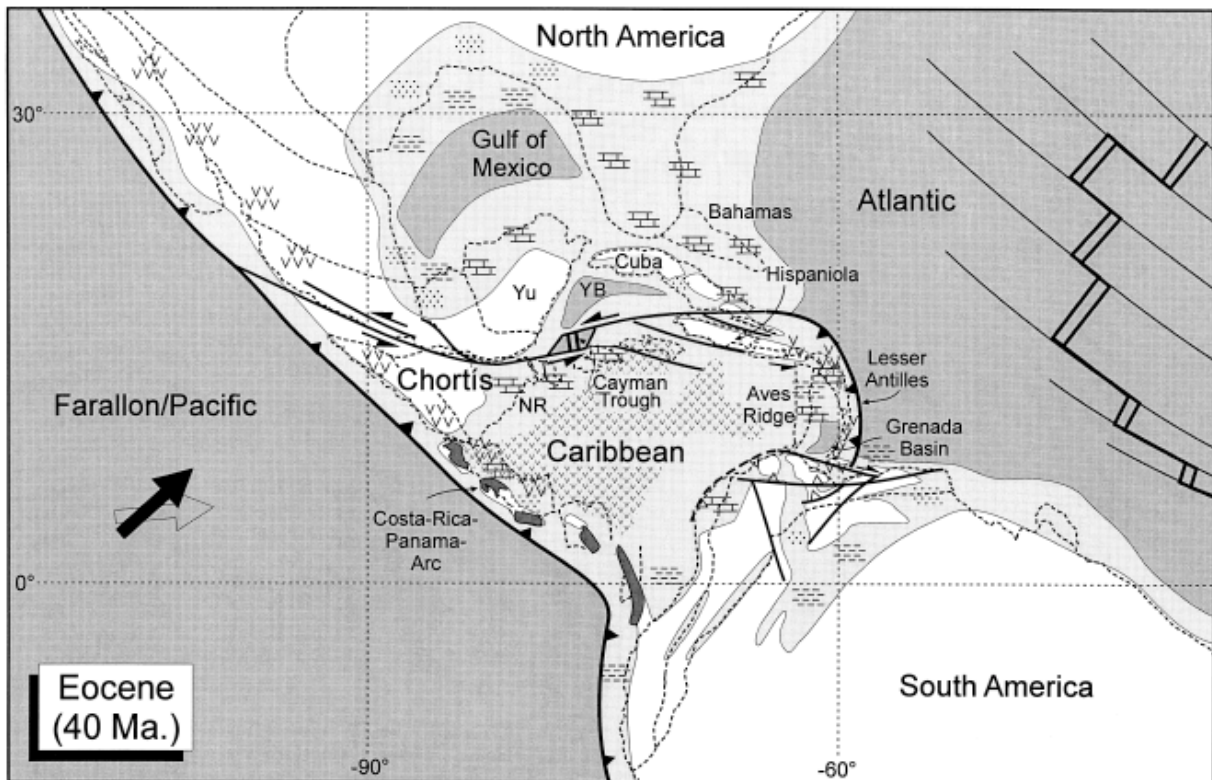


Figura 1.20 Reconstrucción palinspástica del Caribe para el Eoceno según el modelo de origen entre las américas (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).

Durante el Eoceno la placa Farallón cambió su movimiento del este al noreste, lo cual es coetáneo con el cambio de movimiento de la placa Pacífico desde el NNO al ONO.

Entre el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano, la placa Farallón se dividió en la placa Cocos al norte y la placa Nazca al sur (Figura 1.21). La primera se movió hacia el nor-

noreste mientras que Nazca se movió hacia el este. Debido a que Suramérica se desplaza hacia el oeste, el arco de Panamá colisionó durante el Mioceno con la Cordillera Occidental de Colombia causando su escape hacia el norte dentro de la cuenca Colombia; esto produjo la convexidad norte del arco de Panamá con un frente de corrimientos activo hacia el suroeste.

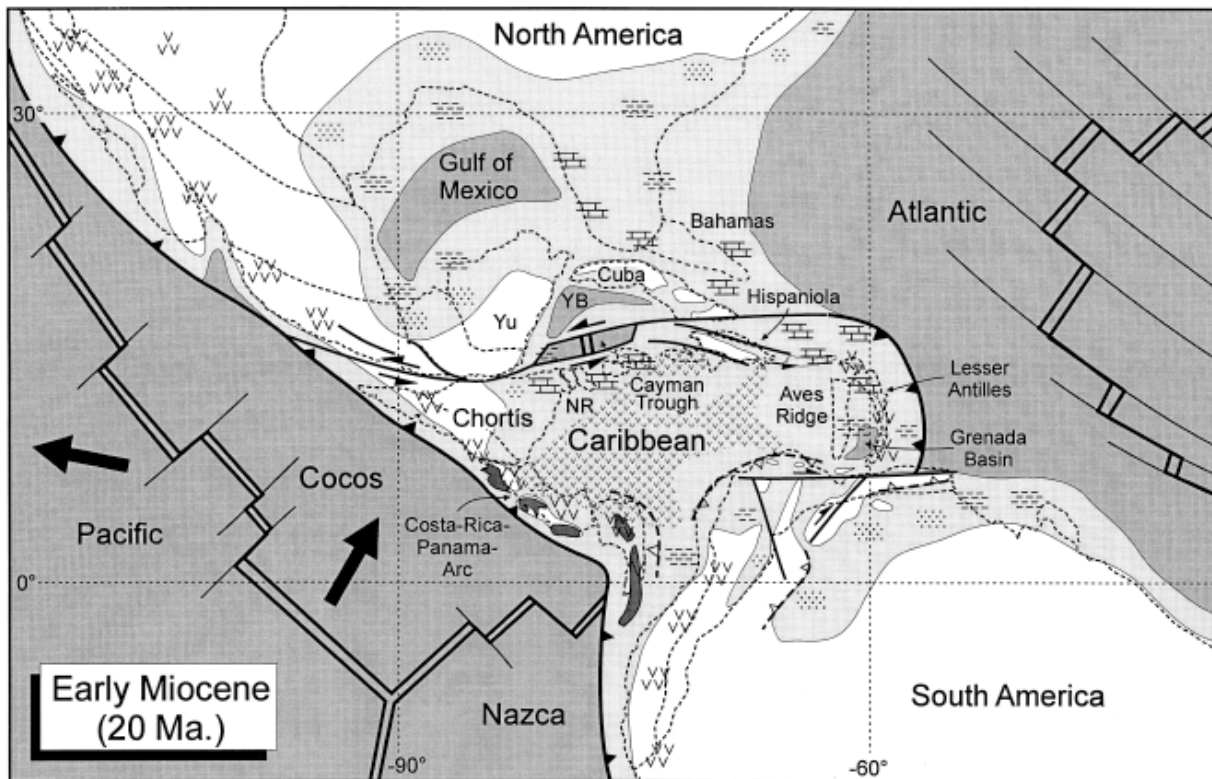


Figura 1.21 Reconstrucción palinspástica del Caribe para el Mioceno temprano según el modelo de origen entre las américas (Tomado de Meschede y Frisch, 1998).

Evidentemente estos modelos han evolucionado con el tiempo en la medida que nuevos datos de petrología y dataciones han estado disponibles; sin embargo, este ejemplo es una muestra didáctica que resume los elementos fundamentales típicos en las propuestas alternativas o de origen intra – Américas. En primer lugar destaca la posición no tan occidental del CLIP con respecto a las placas americanas mientras se separan, esto por supuesto descarta la necesidad de invocar un punto caliente distante (Galápagos) para explicar la formación del LIP el cual es explicado mediante el centro de expansión intra – Caribe y/o una extensión del proto – Caribe que disuelve grandes volúmenes de magma por descompresión. Otro elemento característico es que al CLIP estar más al este, la subducción de Farallón no requiere una inversión de la vergencia en la medida que la placa caribeña pasa entre las Américas. Esta

clase de modelos también resuelve de forma menos complicada el desplazamiento de Chortis, el cual siempre permanece en su posición al sur del bloque Maya sin necesidad de desplazarlo y/o rotarlo para dejar el espacio necesario para el paso del CLIP en su migración desde el Pacífico, ya que éste siempre se encuentra “frente” a Chortis y no “detrás” de él.

1.7 SUMARIO

James Pindell ha sido uno de los más activos promotores de la escuela del Pacífico. En sus trabajos publicados (Pindell y Barrett, 1990; Pindell, 1991; 1993; 2001; Pindell et al., 2002; Pindell y Kennan, 2003) establece una serie de elementos que son considerados como argumentos a favor o características esenciales de esta escuela de pensamiento. Entre estas características destaca que el ridge de Aves y las Antillas Menores representan un registro desde el Cretácico Tardío al Reciente (90 Ma) de subducción del Atlántico por debajo del Caribe oriental con un rango mínimo de migración relativa de ≈ 1000 km. Este desplazamiento está sustentado, según estos autores, en el supuesto que la componente de movimiento de la depresión de Caimán aunada a la de la parte insular emergida representada en Cuba, la Española, Puerto Rico y el ridge de Aves, implica un movimiento sinestral entre el Caribe y Norte y Suramérica de al menos 1000 km. La extensión occidental de este desplazamiento sinestral atraviesa América Central, mientras que en el otro extremo de la placa, sugieren que los estudios de sismicidad y tomografía sísmica (Van der Hilst y Mann, 1994) demuestran que la zona de Benioff atlántica con vergencia oeste se extiende al menos 1200 km por debajo del Caribe oriental. El esfuerzo que Pindell y sus colaboradores han puesto en tratar de demostrar la existencia de desplazamientos superiores a 1000 km, aunado a la creación del espacio necesario para acomodar bloques de corteza de semejantes dimensiones se justifica si se entiende que al tener el Caribe un origen en el punto caliente de las Galápagos, este debe desplazarse grandes distancias para encajar en su lugar actual.

La segunda línea de evidencia según Pindell guarda relación con el espacio que necesariamente debió existir para que el Caribe (CLIP) entrara entre las dos Américas y el tiempo en que este evento ocurrió. En este sentido argumentan que el espacio que debió existir entre las Américas previo al Albiense era insuficiente para permitir el ingreso del CLIP, lo que obliga a desplazar y luego rotar al bloque de Chortis para luego ser suturado en su posición actual al sur del bloque Maya.

Sostienen que las evidencias más contundentes son que el arco de las Antillas Mayores (Gran Arco del Caribe) es más antiguo que el arco de América Central y que la interacción tectónica del Caribe, que a su vez controla el desarrollo estratigráfico en el norte de Colombia y el sur de Yucatán, comienza en el Campaniense lo que requiere que el Caribe se encontrara en una posición más suroccidental (Pacífico) para ese tiempo. Esto se sustenta gracias a que las provincias faunales de tipo arrecife estuvieron separadas en la región del Caribe – México hasta el Campaniense (Johnson y Kauffman, 1989) cuando se mezclaron como resultado de la yuxtaposición tectónica como consecuencia de la migración del Caribe hacia el este. La idea en este caso, es que el Gran Arco del Caribe formó un puente entre la sección continental de América Central con la sección continental del norte de Suramérica en la medida en que el Caribe entraba entre ambas placas (James, 2005a).

Finalmente, la larga duración del metamorfismo de alta presión en las Antillas Menores y otras regiones en el Caribe puede explicarse mejor desde la óptica de un proceso geodinámico que avanza desde una mayor distancia (desde el Pacífico), mientras que los modelos intra – Américas no dejarían ni espacio ni tiempo suficiente para tales procesos metamórficos perdurables.

En el otro extremo, Keith James, Martin Meschede y Wolfgang Frisch (Meschede, 1998; Meschede y Frisch, 1998; James, 2005a y b; 2006; entre muchos otros) han estado en la primera línea de los autores más críticos al modelo de origen del Pacífico. Sus argumentos se pueden agrupar en dos líneas principales de evidencias: (1) las de índole puramente geométrico y (2) las de índole estratigráfico.

Entre los aspectos geométricos que estos autores exponen para descartar al modelo de origen en el Pacífico, destacan que es geométricamente improbable que un gran arco volcánico insular y detrás de él toda una litosfera oceánica engrosada, entrara en el espacio dejado entre las dos Américas. La base teórica para descartar estos preceptos fundamentales del modelo Pacífico está sustentada en que si se suma la extensión de los actuales fragmentos de ese Gran Arco, la longitud total del mismo sería de más de 3000 km; sin embargo, en todas las reconstrucciones aceptadas hasta ahora y basadas en datos paleomagnéticos y paleogeográficos, sugieren que el espacio disponible para que el Gran Arco pasara es de tan solo la mitad del ancho requerido. Otro problema geométrico lo representa el desplazamiento

y rotación del bloque Chortis. Según Mills et al. (1967) los sistemas de falla de Guayupe en Honduras, con una orientación N35°E, y Río Hondo están asociados a sedimentos de rift jurásicos. Según James (2005a) la deformación regional jurásica paralela es un argumento en contra de la rotación de Chortis debido a que si se alinean las fallas presentes en el margen oriental del bloque Maya con el sistema San Andrés, al este de Chortis (con cerca de 900 km de desplazamiento sinistral), las fallas jurásicas también se alinean, lo que sugiere que el desplazamiento es más la consecuencia de un movimiento hacia el oeste de Norteamérica (incluyendo al bloque Maya) en vez de un movimiento hacia el este del bloque Chortis.

Entre los factores estratigráficos utilizados para descartar el modelo del Pacífico estos autores mencionan por ejemplo, que las calizas albienses de aguas someras suprayacentes a una discordancia son comunes tanto en el Caribe como en las áreas continentales vecinas indicando un origen común. Igualmente ocurre con los depósitos de flysch y wildflysch del Paleoceno – Eoceno medio que se desarrollan regionalmente en el Caribe.

Por otro lado Meschede (1998) puntualiza que aunque se considera que las características isotópicas de los basaltos asociados al flujo basáltico del Caribe guardan una relación de fuente de magmatismo tipo pluma de manto con el punto caliente de las Galápagos (White et al., 1993), esta afinidad no significa que necesariamente se hayan derivado de él. El problema estriba en que las rocas más antiguas que están relacionadas con este punto caliente son de aproximadamente 15 a 20 Ma de antigüedad (Christie et al., 1992), mientras que los basaltos más jóvenes encontrados en el Caribe y que según Duncan y Hargraves (1984) y Hauff et al. (1997) se originaron en este punto caliente, son de 66 a 63 Ma de antigüedad (Baumgartner et al., 1984; Sinton et al., 1997). Si se acepta la formación de la corteza Caribe en Galápagos, éste debería tener una edad de ≈ 90 Ma (Hauff et al., 1997) y no se conoce que un punto caliente haya permanecido activo por tanto tiempo; como ejemplo se puede citar el caso de la cadena Hawai – Emperador que es uno de los más antiguos y durables del planeta y tiene tan solo 70 Ma (Dalrymple et al., 1981).

REFERENCIAS

Abbott, R.; T. Jackson and P. Scott (1999) The serpentinization of peridotite from Cedar Valley, Jamaica. *International Geology Review*, 41: 836-844.

- Abbott, R.; G. Draper and K. Shantanu (2004) UHP magma paragenesis, garnet peridotite and garnet clinopyroxenite: an example from the Dominican Republic. *International Geology Review*, 47: 233-247.
- Anderson, T.; R. Erdlac and M. Sandstrom (1985) Late-Cretaceous allochthons and post-Cretaceous strike-slip displacement along the Cuilco-Chixoy-Polochic Fault, Guatemala. *Tectonics*, 4: 453-475.
- Andó, J; Sz. Harangi; By. Szkmány y L. Dosztály (1996) Petrología de la asociación ofiolítica de Holguín. En Iturralde-Vinent, M. A. (ed.): *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*. IGCP Project 364, Miami, USA, Special Contribution N° 1, 154-178.
- Aubouin, J.; M. Baltuck; R. Arnott; J. Bourgois; M. Filewicz; R. Helm; K. Kvenvolden; B. Lienert; T. Mc Donald; K. Mc Dougall; Y. Ogawa; E. Taylor and B. Winsborough (1982) Leg 84 of the Deep Sea Drilling Project, subduction without accretion, Middle America Trench off Guatemala. *Nature*, 297: 458-460.
- Audemard, F. A. (1993) Néotectonique, sismotectonique, et aléa sismique du nord-ouest du Vénézuéla (systemme de failles d'Oca-Ancón). Ph.D. dissertation, Université Montpellier II, Montpellier, France, 369 pp.
- Audemard, F. A. (1998) Evolution Géodynamique de la Facade Nord Sud-américaine: Nouveaux apports de l'Histoire Géologique du Bassin de Falcón, Vénézuéla. *Proceedings of XIV Caribbean Geological Conference*, Trinidad, 1995 2: 327-340.
- Audemard, F. A. (2014) Active block tectonics in and around The Caribbean: A review. En Schmitz, M.; F. A. Audemard y F. Urbani (eds.): *El límite noreste de la placa Suramericana – Estructuras litosféricas de la superficie al manto*. Editorial Innovación Tecnológica, Facultad de Ingeniería, UCV, Capítulo 2, 29-77.
- Ball, M.; C. Harrison and P. Supko (1969) Atlantic opening and the origin of the Caribbean. *Nature*, 223: 167-168.
- Baumgartner, P.; C. Mora; J. Sigal; G. Glacon; J. Azéma y J. Bourgois (1984) Sedimentación y paleogeografía del Cretácico y Cenozóico del litoral Pacífico de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 1: 57-136.
- Beccaluva, L.; S. Bellia; M. Coltorti; G. Dengo; G. Giunta; J. Méndez; J. Romero; S. Rotolo and F. Siena (1995) The northwestern border of the Caribbean Plate in Guatemala; new geological and petrological data on the Motagua ophiolitic belt. *Ofioliti*, 20: 1-15.
- Beccaluva, L.; M. Coltorti; G. Giunta; M. Iturralde-Vinent; E. Navarro; F. Siena and F. Urbani (1996) Cross sections through the ophiolitic units of the southern and northern margins of the Caribbean Plate in Venezuela (Northern Cordilleras) and central Cuba. *Ofioliti*, 21: 85-103.

- Beccaluva, L.; A. Chinchila-Chaves; M. Coltorti; G. Giunta; F. Siena and C. Vaccaro (1999) Petrological and structural significance of the Santa Elena-Nicoya ophiolitic complex in Costa Rica and geodynamic implications. *European Journal of Mineralogy*, 11: 1091-1107.
- Beck, C. (1986) La chaîne Caraïbe au méridien de Caracas: géologie, tectogenèse, place dans l'évolution géodynamique Mésozoïque-Cénozoïque des Caraïbes Méridionales. *Public. Soc. Geol. De Nord, Villeneuve s'Ascq France*, 14: 1-462.
- Bellizzia, A. and G. Dengo (1990) The Caribbean mountain system, northern South America: a summary. In Dengo, G. and J. Case (eds.): *The geology of North American, the Caribbean Region*. Geological Society of America, Volume H, 167-175.
- Bowin, C. (1966) Geology of the Central Dominican Republic (case history of part of an island arc). In Hess, H. (ed.): *Caribbean Geological Studies*. Geological Society of America Memoir 98, 11-84.
- Bowin, C. (1975) The geology of Hispaniola. In Nairn, A and F. Stehli (eds.): *The ocean basins and margins. The Gulf of Mexico and the Caribbean*. New York, Plenum ed., 500-552.
- Burke, K. (1988) Tectonic evolution of the Caribbean. *Annual Review of Earth Planetary Science*, 16: 201-230.
- Burke, K.; P. Fox and A. Sengor (1978) Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 83: 3949-3954.
- Burke, K.; C. Cooper; J. Dewey; P. Mann and J. Pindell (1984) Caribbean tectonics and relative plate motions. In Bonini, W.; R. Hargraves and R. Shagam (eds.): *The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics*. Geological Society of America, Memoir 162, 31-63.
- Christie, D.; R. Duncan; A. McBirney; M. Richards; W. White; K. Harpp and C. Fox (1992) Drowned islands downstream from the Galapagos hotspot imply extended speciation times. *Nature*, 355: 246-248.
- Cobiella, J. (1978) Una mélange en Cuba Oriental. *La Minería en Cuba*, 4: 46-51.
- Cobiella-Reguera, J. (2005) Emplacement of Cuban ophiolites. *Geologica Acta*, 3: 273-294.
- Dalrymple, G.; D. Clague; M. García and S. Bright (1981) Petrology and K-Ar ages of dredged samples from Laysan Island and Northampton Bank volcanoes, Hawaiian ridge and evolution of the Hawaiian-Emperor chain: Summary. *Geological Society of America Bulletin*, 92: 315-318.
- DeMets, C.; R. Gordon; F. Argus and S. Stein (1990) Current plate motions. *Geophysical Journal of Int.*, 101: 853-856.

- De Zoeten, R. and P. Mann (1999) Cenozoic El Mamey Group of northern Hispaniola: A sedimentary record of subduction, collisional and strike-slip events within the North America-Caribbean plate boundary zone. In Mann, P. (ed.): Caribbean basins: Sedimentary basins of the world. Elsevier, Amsterdam, p. 247-286.
- Denyer, P.; P. Baumgartner and E. Gazel (2006) Characterization and tectonic implications of Mesozoic-Cenozoic oceanic assemblages of Costa Rica and Western Panama. *Geologica Acta*, 4(1-2): 219-235.
- Diebold, J. (2009) Submarine volcanic stratigraphy and the Caribbean LIP's formational environment. In James, K; M. Lorente and J. Pindell (eds.): The origin and evolution of the Caribbean plate. Geological Society of London, Special Publications, 328: 799-808.
- Diebold, J.; P. Stoffa; P. Buhl and M. Truchan (1981) Venezuelan basin crustal structure. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 86, B9: 7901-7923.
- Dilek, Y. (2003) Ophiolite concept and its evolution. In Dilek, Y. and S. Newcomb (eds.): Ophiolite concept and the evolution of geological thought. Geological Society of America Special Paper, 373: 1-16.
- Donnelly, T. (1985) Mesozoic and Cenozoic plate evolution of the Caribbean region. In Stehli, F. and S. Webb (eds.): The Great American Biotic Interchange, pp. 89-121.
- Donnelly, T; W. Melson; R. Kay and J. Rogers (1973) Basalts and dolerites of Late Cretaceous age from the central Caribbean. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. US Government Printing Office, 1137.
- Donnelly, T; G. Horne; R. Finch and R. López (1990) Northern Central America: The Maya and Chortis Blocks. In Dengo, G. and J. Case (eds.): The geology of North American, the Caribbean Region. Geological Society of America, Volume H, 37-76.
- Draper, G. and F. Nagle (1991) Geology, structure and tectonic development of the Rio San Juan Complex, northern Dominican Republic. In Mann, P.; G. Draper and J. Lewis (eds.) Geological and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America, Special Paper, 262: 77-95.
- Duncan, R. and R. Hargraves (1984) Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. In Bonini, W.; R. Hargraves and R. Shagam (eds.): The Caribbean – South America Plate Boundary and Regional Tectonics. Geological Society of America, Memoir 162, 81-93.
- Edgar, N.; J. Ewing and J. Hennion (1971) Seismic refraction and reflection in Caribbean Sea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 55: 833-870.

- Escalona, A. and P. Mann (2011) Tectonics, basin subsidence mechanism, and paleogeography of the Caribbean – South American plate boundary zone. *Marine and Petroleum Geology*, 28(1): 177-199.
- Ewing, J. and M. Ewing (1962) Reflection profiling in and around the Puerto Rico trench. *Journal of Geophysical Research*, 67: 4729-4739.
- Ewing, J.; C. Officer; H. Johnson and R. Edwards (1957) Geophysical Investigations in the Caribbean: Trinidad shelf, Tobago trough, Barbados ridge, Atlantic Ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 68: 897-912.
- Fonseca, E.; V. Zelepugin and M. Heredia (1985) Structure of the ophiolite association of Cuba. *Geotectonic*, 19: 321-329.
- Fischer, K. and W. McCann (1984) Velocity modeling and earthquake relocation in the northeast Caribbean. *Bulletin of Seismological Society of America*, 74: 1249-1262.
- Frankel, A. (1980) Source parameters and scaling relationship of small earthquakes in the northern Caribbean. *Bulletin of Seismological Society of America*, 71: 1173-1190.
- Frankel, A. (1982) A composite focal mechanism for microearthquakes along the northeastern border of the Caribbean plate. *Geophysical Research Letters*, 8: 511-514.
- French, C. and C. Schenk (1997) Map showing geology, oil and gas fields, and geologic provinces of the Caribbean region. U.S. Geological Survey Open File Report 97-470-K.
- Frisch, W.; M. Meschede and M. Stick (1992) Origin of the Central American ophiolites: Evidence from paleomagnetic results. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 1301-1314.
- García-Casco, A.; C. Pérez de Arce; G. Millán; M. Iturralde-Vinent; E. Fonseca; R. Torres-Roldán; K. Núñez and D. Morata (2003) Metabasites from the northern serpentinite belt (Cuba) and a metamorphic perspective of the plate tectonic models for the Caribbean region. Reunión del Proyecto N° 433 del PICG/UNESCO. *Memorias Geomin 2003* (Published in CD, ISBN: 959-7117-11-8).
- García-Casco, A.; R. Torres-Roldán; M. Iturralde-Vinent; G. Millán; K. Núñez; C. Lázaro and A. Rodríguez Vega (2006) High-pressure metamorphism of ophiolites in Cuba. *Geologica Acta*, 4: 63-88.
- García-Casco, A.; M. Iturralde-Vinent and J. Pindell (2008) Latest Cretaceous collision/accretion between the Caribbean plate and Caribbeana: Origin of metamorphic terranes in the Greater Antilles. *International Geology Review*, 50: 781-809.
- Girard, D.; C. Beck; J. Stephan; R. Blanchet et R. Maury (1982) Pétologie, géochimie et signification géodynamique de quelques formations volcaniques crétoises péricaraibes. *Bulletin Society Geology of France*, ser. 7, 24(3): 535-544.
-

- Giunta, G.; L. Beccaluva; M. Coltorti; F. Siena and C. Vaccaro (2002a) The southern margin of the Caribbean plate in Venezuela: tectono-magmatic setting of the ophiolitic units and kinematic evolution. *Lithos*, 63: 19-43.
- Giunta, G.; L. Beccaluva; M. Coltorti; D. Mortellaro; F. Siena and D. Cutrupia (2002b) The peri-Caribbean ophiolites: structure, tectono-magmatic significance and geodynamic implications. *Caribbean Journal of Earth Science*, 36: 1-20.
- Giunta, G.; L. Beccaluva; M. Coltorti; D. Cutrupia; C. Dengo; G. Harlow; B. Mota; E. Padoa; J. Rosenfeld and F. Siena (2002c) The Motagua suture zone in Guatemala. Field-trip guidebook of the IGCP 433 workshop. *Ophioliti*, 27: 47-72.
- Ghosh, N.; S. Hall and J. Casey (1984) Seafloor spreading magnetic anomalies in the Venezuela basin. In Bonini, W.; R. Hargraves and R. Shagam (eds.): *The Caribbean – South America Plate Boundary and Regional Tectonics*. Geological Society of America, Memoir 162.
- Halbouty, M. T. (2001) Exploration into the new millennium. In Downey, M.; J. Threet and W. Morgan (eds.): *Petroleum provinces of the Twenty-First Century*, AAPG Memoir 74, 11-19.
- Hauff, F.; K. Hoernle; H. Schmincke and R. Werner (1997) A mid-Cretaceous origin for the Galapagos Hotspot: Volcanological, petrological and geochemical evidence from Costa Rican oceanic crustal segments. *Geologische Rundschau*, 86: 141-155.
- Hauff, F.; G. Hoernle; P. Bogaard v.d.; G. Alvarado and D. Garbe-Shönberg (2000) Age and geochemistry of basaltic complexes in western Costa Rica: Contributions to the geotectonic evolution of Central America. *Gechemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(5).
- Hoernle, K. and F. Hauff (2007) Oceanic igneous complexes in Central America. In Bundschuh, J. and G. Alvarado (eds.): *Geology of Central America: Resources and Hazards*. Taylor & Francis, Leiden, The Netherlands. P. 523-547.
- Hopkins, H. (1973) Geology of the Aruba Gap abyssal plain near DSDP site 153. In Edgar, N. (eds.): *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 15: 1039-1050.
- Houtz, R. and W. Ludwig (1977) Structure of the Colombia Basin, Caribbean Sea, from profiler sonobuoy measurements. *Journal of Geophysical Research*, 82: 4861-4867.
- International Seismological Centre (2014) On line Bulletin, <http://www.isc.ac.uk>. Internatl. Seismol. Cent., Thatcham, United Kingdom.
- Iturralde-Vinent, M. A. (1989) Role of ophiolites in the geological constitution of Cuba. *Geotectonics*, 4: 63-74.
- Iturralde-Vinent, M. A. (1994) Cuba Geology: a new plate-tectonic synthesis. *Journal of Petroleum Geology*, 17: 39-70.
-

- Iturralde-Vinent, M. A. (1996) Geología de las ofiolitas de Cuba. En Iturralde-Vinent, M. A. (ed.): Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba. IGCP Project 364, Miami, USA, Special Contribution N° 1, 83-120.
- Iturralde-Vinent, M. A. (1998) Sinopsis de la constitución geológica de Cuba. *Acta Geológica Hispánica*, 33(1-4): 9-56.
- Iturralde-Vinent, M. A. (2001) Field guide to the former Caribbean plate boundary Camagüey, Central Cuba. IV Cuban Geological and Mining Congress. IGCP Project 433 Caribbean Plate Tectonics, Havana, Cuba, Field Workshop, 16 pp.
- Iturralde-Vinent, M. A. (2003) The relationship between the ophiolites, the metamorphic terrains, the Cretaceous volcanic arcs and the Paleocene-Eocene volcanic arc. Field guide to a geological excursion to Eastern Cuba. V Cuban Geological and Mining Congress. IGCP Project 433 Caribbean Plate Tectonics, Havana, Cuba, Field Workshop, 16 pp.
- Iturralde-Vinent, M. A.; C. Díaz-Otero; A. Rodríguez-Vega and R. Díaz-Martínez (2006) Tectonic implications of paleontologic dating of Cretaceous-Danian sections of Eastern Cuba. *Geologica Acta*, 4: 89-102.
- Iturralde-Vinent, M. A.; C. Díaz-Otero; A. García-Casco and D. Van Hinsbergen (2008) Paleogene foredeep basin deposits of North Central Cuba: A record of arc-continent collision between the Caribbean and North American Plates. *International Geology Review*, 50: 863-884.
- James, K. (2005a) Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean plate and arguments for an *in situ* origin. *Caribbean Journal of Earth Science*, 39: 47-67.
- James, K. (2005b) A simple synthesis of Caribbean geology. *Caribbean Journal of Earth Science*, 39: 68-82.
- James, K. (2006) Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate: discussion, finding for an inter-American origin. *Geologica Acta*, 4(1-2): 279-302.
- Johnson, C. and E. Kauffman (1989) Cretaceous rudistid paleobiogeography of the Caribbean Province. 12th Caribbean Geological Conference 85.
- Joyce, J. (1991) Blueschist metamorphism and deformation on the Samana Peninsula; A record of subduction and collision in the Greater Antilles. In Mann, P.; G. Draper and J. Lewis (eds.): Geological and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America, Special Paper, 262: 47-76.
- Kerr, A.; M. Iturralde-Vinent; A. Saunders; T. Babbs and J. Tarney (1999) A new plate tectonic model for the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of

- Cuban Mesozoic volcanic rocks. Geological Society of America Bulletin, 111: 1581-1599.
- Kerr, A.; R. White; P. Thompson; J. Tamey and A. Saunders (2003) No oceanic plateau – no Caribbean plate?. The seminal role of an oceanic plateau in Caribbean plate evolution. In Bartolini, C; R. Buffler and J. Blickwede (eds.): The circum Gulf of Mexico and Caribbean: Hydrocarbon habitats basin formation and plate tectonics. American Association of Petroleum Geologist Memoir 79: 126-268.
- Klitgord, K. and H. Schouten (1986) Plate kinematics of the central Atlantic. In Tucholke, B. and P. Vogt (eds.): The western Atlantic region (The geology of North America, vol. M). Geological Society of America, pp. 351-378.
- Lázaro, C.; A. García-Casco; I. Blanco-Quintero; Y. Rojas-Agramonte; M. Corsini and J. Proenza (2014) Did the Turonian-Coniacian plume pulse trigger subduction initiation in the Northern Caribbean?. Constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Moa-Baracoa metamorphic sole (eastern Cuba). International Geology Review, 1-24.
- Lewis, J. (1981) Ultrabasic and associated rocks in Hispaniola. IX Transactions of the Caribbean Geological Conference, 403-408.
- Lewis, J. and G. Draper (1990) Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. Decade of North American Geology. The Caribbean. Geological Society of America, Volume H, 77-140.
- Lewis, J.; J. Proenza; J. Melgarejo and F. Gervilla (2003) The puzzle of Loma Caribe Chromitite. Taller del Proyecto N° 433 del PICG/UNESCO, Memorias Geomin 2003 (Published in CD, ISBN: 959-7117-11-8).
- Lewis, J.; G. Draper; J. Proenza; J. Espaillet and J. Jiménez (2006) Ophiolite-related ultramafic rocks (serpentinites) in the Caribbean Region: A review of their occurrence, composition, origin, emplacement and Ni-Laterite soil formation. Geologica Acta, 4(1-2): 237-263.
- Llanes, A.; M. Santa Cruz Pacheco; I. García; A. Morales; B. Palacio y E. Fonseca (2001) Petrología y mineralización de la asociación ofiolítica Habana-Matanza (Cuba occidental). Memorias Geomin 2001 (Published in CD, ISBN: 959-7117-10-X).
- Malfait, B. and M. Dinkelman (1972) Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate. Geological Society of America Bulletin, 83: 251-272.
- Marchesi, C.; J. Proenza; F. Gervilla; C. Garrido; J. Melgarejo; R. Díaz-Martínez and M. Godard (2003) New petrological and structural constraints on the origin of the Mayarí-Baracoa ophiolitic belt (eastern Cuba). Geophysical Research Abstracts, 5: 00278.
- Marchesi, C.; C. Garrido; M. Godard; J. Proenza; F. Gervilla and J. Blanco-Moreno (2006) Petrogenesis of highly depleted peridotites and gabbroic rocks from the Mayarí-

- Baracoa ophiolitic belt (eastern Cuba). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 161: 151-171.
- Maresch, W. (1974) Plate tectonic origin of the Caribbean Mountain System of northern South America: Discussion and proposal. *Geological Society of America Bulletin*, 85: 669-682.
- Maresch, W.; R. Kluge; A. Baumann; J. Pindell; G. Krückhans-Lueder and K. Stanek (2009) The occurrence and timing of high-pressure metamorphism on Margarita island, Venezuela: a constraint on Caribbean-South America interaction. *Special Publication, Geological Society of London*, 328: 705-741.
- McCann, W. and W. Pennington (1990) Seismicity, large earthquakes, and the margin of the Caribbean plate. In Dengo, G. and J. Case (eds.): *The Geology of North America: The Caribbean Region*. Geological Society of America, vol. H: 291-306.
- Meschede, M. (1998) The impossible Galapagos connection: geometric constraints for a near-American origin of the Caribbean plate. *Geol. Rundsch*, 87: 200-205.
- Meschede, M. and W. Frisch (1998) A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, 296: 269-291.
- Meschede, M.; W. Frisch; U. Herrmann and L. Ratschbacher (1997) Stress transmission across an active plate boundary: an example from southern Mexico. *Tectonophysics*, 266: 81-100.
- Millán-Trujillo, G. (1996) Metamorfitas de la asociación ofiolítica de Cuba. En Iturralde-Vinent, M. A. (ed.): *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*. IGCP Project 364, Miami, USA, Special Contribution N° 1, 131-153.
- Mills, R.; K. Hugh; F. Ferray and H. Swolfs (1967) Mesozoic stratigraphy of Honduras. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 51: 1711-1786.
- Minster, J. and T. Jordan (1978) Present day plate motions. *Journal of Geophysical Research*, 83: 5331 – 5354.
- Molnar, P. and L. Sykes (1969) Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geological Society of America Bulletin*, 80: 1639-1684.
- Müller, R.; J. Royer; S. Cande; W. Roest and S. Maschenkov (1999) New constraints on the Late Cretaceous-Tertiary plate tectonic evolution of the Caribbean. In Mann, P (ed.): *Caribbean Basins*. Amsterdam, Elsevier, *Sedimentary Basins of the World*, V. 4, p. 33-57.
- Murashko, V. and R. Lavandero (1989) Chromite in the hyperbasite belt of Cuba. *International Geology Review*, 31: 90-99.
-

- Nagle, F. (1974) Blueschist, eclogite, paired metamorphic belts and early tectonic history of Hispaniola. *Geological Society of America Bulletin*, 85(9): 1461-1466.
- Navarro, E. (1983) Petrología y petrogénesis de las rocas metavolcánicas del Grupo Villa de Cura, Geos, UCV, Caracas, 28: 170-304.
- Officer, C.; J. Ewing; R. Edwards and H. Johnson (1957) Geophysical investigations in the Caribbean. *Geological Society of America Bulletin*, 68: 359-378.
- Officer, C.; J. Ewing; J. Hennion; D. Harkinder and D. Miller (1959) Geophysical investigations in the eastern Caribbean – Summary of the 1955 and 1956 cruises, in Ahrens. *Physics and Chemistry of the Earth*, Pergamon, New York, 3: 17-109.
- Ostos, M. y E. Navarro (1986) Faja de Villa de Cura. ¿Realmente un complejo de arco de isla alóctono?. *Memorias del VI Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, 10: 6615-6637.
- Pearce, J. (2003) Supra-subduction zone ophiolites: The search for modern analogues. In Dilek, Y. and S. Newcomb (eds.): *Ophiolite concept and the evolution of geological thought*. *Geological Society of America Special Paper*, 373: 269-293.
- Pérez, O.; R. Bilham; R. Bendick; J. Velandia; N. Hernández; C. Moncayo; M. Hoyer and M. Kozuch (2001) Velocity field across the southern Caribbean plate boundary and estimates of Caribbean/South-American plate motion using GPS geodesy 1994-2000. *Geophysical Research Letters*, 28(15): 2987-2990.
- Pindell, J. (1985) Alleghenian reconstruction and the subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and proto-Caribbean Sea. *Tectonics*, 3: 133-156.
- Pindell, J. (1991) Geological arguments suggesting a Pacific origin for the Caribbean plate. *Transactions 12th Caribbean Geological Conference*, St. Croix.
- Pindell, J. (1993) Regional synopsis of the Gulf of Mexico and Caribbean evolution. *13th Annual Research Conference*, 251-274.
- Pindell, J. (1994) Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. In Donovan, S. and T. Jackson (eds.): *Caribbean Geology: An Introduction*. U.W.J. Publication Ass. Kingston, pp. 13-39.
- Pindell, J. (2001) The Pacific origin of the Caribbean plate, with emphasis on Cuba: Leicester meeting, 2001, abstract on www.ig.utexas.edu/CaribPlate/CaribPlate.
- Pindell, J. and J. Dewey (1982) Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the origin of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, 1: 179-212.
- Pindell, J. and S. Barrett (1990) Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. In Dengo, G. and J. Case (eds.): *The Caribbean region*. *Geological Society of North America*, H:405-432.

- Pindell, J. and G. Draper (1991) Geologic development of the Puerto Plata region, northern Dominican Republic. In Mann, P.; G. Draper and J. Lewis (eds.): Geological and tectonic development of the North American-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper 262: 97-114.
- Pindell, J. and L. Kennan (2003) Synthesis of Gulf of Mexico and Caribbean tectonic evolution: Pacific model for Caribbean lithosphere. AAPG International Meeting, Barcelona, abstracts, A74.
- Pindell, J.; S. Cande; W. Pitman III; D. Rowley; J. Dewey; J. LuBrecque and W. Haxby (1988) A plate – kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, 155:121-138.
- Pindell, J.; G. Draper; L. Kennan; W. Maresch and K. Stanek (2002) Evolution of the northern portion of the Caribbean plate, Pacific origin to the Bahamian collision. 16th Caribbean Geological Conference, Barbados, abstracts, 98.
- Pindell, J.; L. Kennan; W. Maresch; K. Stanek; G. Draper and R. Higgs (2005) Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in proto-Caribbean margins. In Avé Lallemant, H. and V. Sisson (eds.): Caribbean-South American plate interactions, Venezuela. Geological Society of America Special Paper, 394: 7-52.
- Pindell, J.; L. Kennan; K. Stanek; W. Maresch and G. Draper (2006) Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: Eight controversies resolved. *Geologica Acta*, 4: 89-128.
- Pindell, J.; L. Kennan; D. Wright and J. Erikson (2009) Clastic domains of sandstones in central/eastern Venezuela, Trinidad and Barbados: heavy mineral and tectonic constraints on provenance and paleogeography. In James, K.; M. Lorente and J. Pindell (eds.): The geology and evolution of the region between North and South America. Geological Society of London, Special Publication, 328: 742-803.
- Proenza, J.; F. Gervilla; J. Melgarejo and J. Bodinier (1999a) Al and Cr rich chromitites from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba): consequence of interaction between volatile rich melts and peridotite in suprasubduction mantle. *Economic Geology*, 94: 547-566.
- Proenza, J.; F. Gervilla y J. Melgarejo (1999b) La Moho Transition Zone en el Macizo Ofiolítico de Moa-Baracoa: un ejemplo de interacción magma/peridotita. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12: 309-327.
- Proenza, J.; J. Melgarejo; F. Gervilla y J. Solé (1999c) Los niveles de gabros bandeados en el macizo ofiolítico Moa-Baracoa (Cuba); gabros característicos de cumulos de ofiolitas de zona de suprasubducción. *Minería y Geología*, 16(12): 5-12.

- Proenza, J.; J. Lewis; J. Melgarejo; F. Gervilla; T. Jackson; W. Jolly and E. Lidiak (2001) Peridotites and chromitites in eastern Cuba, Jamaica, Hispaniola and Puerto Rico: A comparison of Jurassic-Cretaceous mantle section within Caribbean region. Reunión del Proyecto N° 433 del PICG/UNESCO. Memorias Geomin 2001 (Published in CD, ISBN: 959-7117-10-X).
- Robertson, A. (2002) Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, 65: 1-67.
- Robinson, E. (1994) Jamaica. In Donovan, S. and T. Jackson (eds.): *Caribbean Geology, an introduction*. University of West Indies Publisher Association, Kingston, pp. 111-127.
- Ross, M. and C. Scotese (1988) A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics*, 155: 139-168.
- Scott, P.; Y. Drakopoulos and A. Dunham (1992) Platinum and palladium-bearing serpentinites from southwestern Blue Mountain area, Jamaica. *Institute Mining Metallurgy, Transactions*, 101(B): 121-124.
- Scott, P.; T. Jackson and A. Dunham (1999) Economical potential of the ultramafic rocks of Jamaica and Tobago: Two contrasting geological setting in the Caribbean. *Mineralium Deposita*, 34: 718-723.
- Sepúlveda, L.; M. Weber; H. González; E. Franco; A. Cardona y R. Wilson (2003) Serpentinitas del Cabo de la Vela y rocas gabroicas asociadas. *Memorias del IX Congreso Colombiano de Geología, Medellín*, 68-69.
- Shervais, J. (2001) Birth, death and resurrection: The life cycle of supra-subduction zone ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2.
- Singer, A. y F. A. Audemard (1997) Aportes de FUNVISIS al desarrollo de la geología de fallas activas y de la paleosismología para los estudios de amenaza y riesgo sísmico. *Publicación Especial, Academia de Ciencias Naturales, Físicas y Matemáticas*, 33: 25-38.
- Sinton, C.; R. Duncan and P. Denyer (1996) The Nicoya Peninsula, Costa Rica. A simple unit of Caribbean oceanic plateau magmas. *Journal of Geophysical Research*, 102: 15507-15520.
- Sinton, C.; R. Duncan and P. Denyer (1997) Nicoya Peninsula, Costa Rica: a single suite of Caribbean oceanic plateau magmas. *Journal of Geophysical Research*, 102(B7): 15507-15520.
- Sinton, C.; R. Duncan; M. Storby; J. Lewis and J. Estrada (1998) An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth and Planetary Science Letters*, 155: 221-235.

- Solari, L.; A. García-Casco; U. Martens; J. Lee and A. Ortega-Rivera (2013) Late Cretaceous subduction of the continental basement of the Maya block (Rabinal granite, central Guatemala): Tectonic implications for the geodynamic evolution of Central America. *Geological Society of America Bulletin*, 125: 625-639.
- Somin, M.; M. Arakelyants and E. Kolesnikov (1992) Age and tectonic significance of high-pressure metamorphic rocks of Cuba. *International Geology Review*, 34: 105-118.
- Stephan, J.; B. Mercier de Lepinay; E. Calais; M. Tardy; C. Beck; J. Carfantan; J. Olivet; M. Vila; P. Bouysse; A. Mauffret; J. Bourgois; J. Thery; J. Tournon; R. Blanchet and J. Dercourt (1990) Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8: 915-919.
- Sykes, L. and M. Ewing (1965) The seismicity of the Caribbean region. *Journal of Geophysical Research*, 70(20): 5065-5074.
- Sykes, L.; W. Mc Cann and A. Kafka (1982) Motion of the Caribbean plate during the last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. *Journal of Geophysical Research*, 87: 10656-10676.
- Thompson, P.; P. Kempton; R. White; A. Saunders; A. Kerr; J. Tamey and M. Pringle (2004) Elemental Hf-Nd isotopic and geochronological constraints on an island arc sequence associated with the Cretaceous Caribbean plateau: Bonaire, Dutch Antilles. *Lithos*, 74: 91-116.
- Trenkamp, R.; J. Kellogg; J. Freymueller and H. Mora (2002) Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 157-171.
- Van der Hilst, R. and P. Mann (1994) Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology*, 22: 451-454.
- Unger, L.; V. Sisson and H. Avé-Lallemant (2005) Geochemical evidence for island-arc origin of the Villa de Cura blueschist belt, Venezuela. In Avé-Lallemant and V. Sisson (eds.): *Caribbean-South American plate interactions, Venezuela*. Geological Society of America Special Paper, 394: 223-249.
- Urbani, F. (2014) Terrane distribution in north-central Venezuela. En Schmitz, M; F. A. Audemard y F. Urbani (eds.): *El límite noreste de la placa Suramericana-Estructuras litosféricas de la superficie al manto*, Capítulo 3, 79-102.
- Wadge, G.; T. Jackson; M. Isaacs and T. Smith (1982) The ophiolitic Bath-Dunrobin Formation, Jamaica: significance for Cretaceous plate margin evolution in the north-western Caribbean. *Geological Society of London*, 139: 321-333.
- Wadge, G.; G. Draper and J. Lewis (1984) Ophiolites of the northern Caribbean: A reappraisal of their roles in the evolution of the Caribbean Plate Boundary. In Gass, I.; S. Lippard

- and J. Shelton (eds.): Ophiolites and Oceanic Lithosphere. Geological Society of London, 367-380.
- Weber, J.; T. Dixon; C. DeMets; W. Ambeh; P. Jansma; G. Mattioli; J. Saleh; G. Sella; R. Bilham and O. Pérez (2001) GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela. *Geology*, 29(1): 75-78.
- Wilson, J. (1965) Submarine fracture zones, aseismic ridges and the international council of scientific unions line: proposed western margin of the East Pacific Ridge. *Nature*, 207: 907-911.
- White, W.; A. McBirney and R. Duncan (1993) Petrology and geochemistry of the Gakapagos islands: portrait of a pathological mantle plume. *Journal of Geophysical Research*, 98: 19533-19563.
- Wright, J. and S. Wyld (2011) Late Cretaceous subduction initiation on the eastern margin of the Caribbean-Colombian Oceanic Plateau: One Great Arc of the Caribbean (?). *Geosphere*, 7(2): 468-493.

EL MARGEN MERIDIONAL DE LA PLACA CARIBE

2.1 INTRODUCCIÓN

El margen sur de la placa Caribe está constituido geográficamente por una franja alargada en dirección este – oeste que abarca toda la sección norte costera de Venezuela y parte de Colombia, así como la cadena de islas de las Antillas de Sotavento que incluye al territorio insular venezolano y las antillas holandesas (Aruba, Curazao y Bonaire). Desde el punto de vista estructural, esta zona incluye un gran número de cuencas sedimentarias tales como las cuencas de Venezuela, Colombia, Falcón, Los Roques, Aruba, Carúpano y Cariaco, varios bloques tectónicos como los de Maracaibo y Bonaire y el Sistema Montañoso del Caribe (Figura 2.1).

La ubicación e interpretación tectónico – estructural que se le ha dado a este margen de placas ha cambiado con el tiempo y en la medida en que nuevos datos han estado a disposición de los investigadores. Inicialmente se le consideró un margen claramente definido tipo rumbo deslizante dextral, considerándose el límite entre las placas Caribe y Suramérica al sistema de fallas de Oca – San Sebastián – El Pilar (Schubert, 1979; 1980; 1982a; 1982b; 1984). Sin embargo, los nuevos datos geológicos, gravimétricos, de sísmica de reflexión y sísmica profunda (tanto activa como pasiva), así como una base de datos de focos sísmicos más completa, han permitido sugerir que el verdadero límite entre las placas Caribe y Suramericana es mas bien difuso y abarca una amplia región de unos 1800 km de largo y casi 600 km de ancho que ha sufrido intensa deformación, tectonismo y metamorfismo desde por lo menos el Cretácico medio (Audemard, 1993; Singer y Audemard, 1997; Audemard, 1998; Bezada et al., 2010; Ughi et al., 2013, Audemard, 2014).

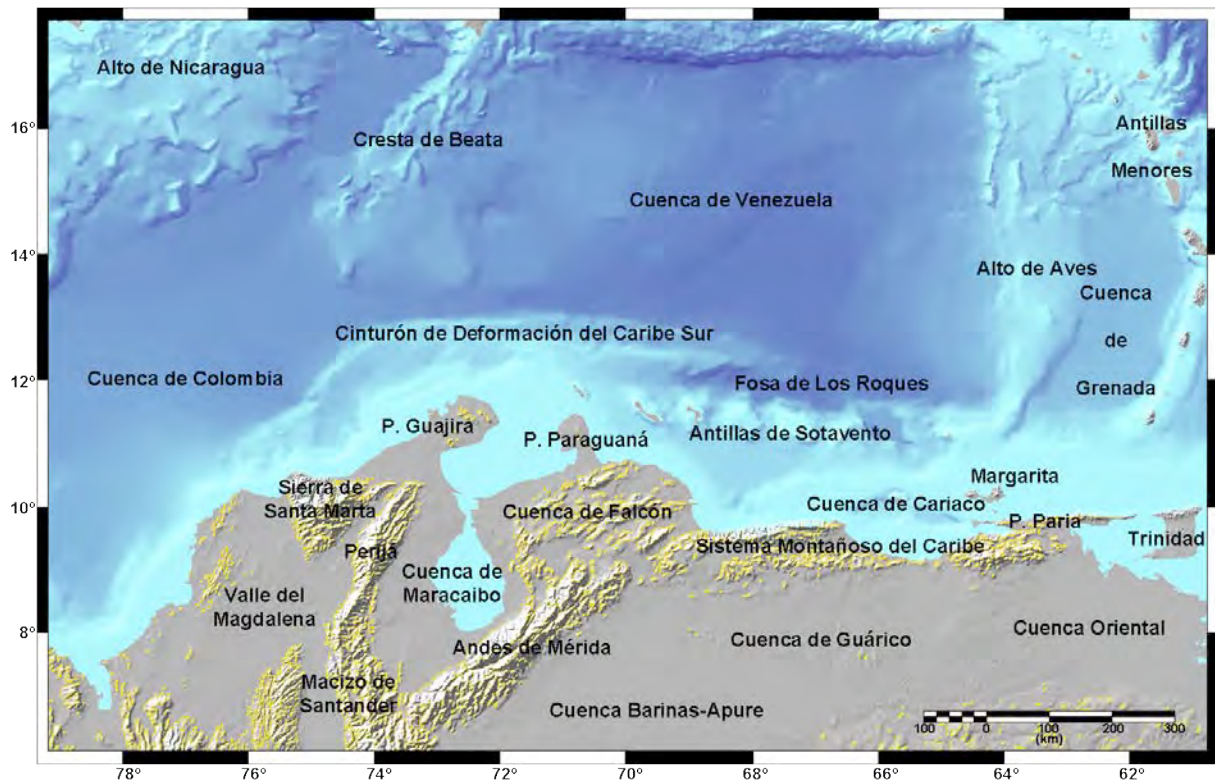


Figura 2.1 Mapa batimétrico del margen meridional de la placa Caribe donde se muestra la ubicación de las principales cuencas, cordilleras y cadenas de islas. Mapa base tomado del mapa de relieve del Caribe de French y Schenk (1997).

Considerando el alto grado de deformación y metamorfismo que se observa en las estructuras geológicas en esta zona, se comprende la gran dificultad que han encontrado los investigadores para formular una visión unificada del proceso evolutivo del margen meridional, lo cual se manifiesta en la amplia variedad de teorías y modelos existentes hasta la fecha. Resulta evidente que la diatriba científica continuará durante largo tiempo ya que entender los procesos tectónicos que generaron la deformación en el margen meridional del Caribe y su evolución tectónica contribuye a comprender el propio proceso evolutivo de toda la placa Caribe y su interacción, no sólo con Suramérica, sino con el resto de las placas aledañas.

En este capítulo se revisará la información que hay disponible en relación a la evolución tectónica de este complejo margen de placas, se revisarán los diferentes modelos y teorías que se han propuesto para explicarla y se analizarán las discrepancias que existen entre éstos tomando en cuenta los datos utilizados para plantearlos.

2.2 UNIDADES TECTÓNICAS PRESENTES EN EL MARGEN MERIDIONAL DE LA PLACA CARIBE

Antes de analizar los modelos tectónicos propuestos para explicar este margen, es menester realizar una revisión de las estructuras geológicas principales que lo constituyen. De oeste a este, las principales provincias tectónicas que se pueden distinguir son las siguientes: cuencas de Colombia y Venezuela, la cadena de islas de las Antillas de Sotavento, las cuencas sedimentarias de Falcón – Bonaire, Tuy – Cariaco, La Blanquilla y Carúpano, el bloque tectónico de Bonaire y el cinturón orogénico del Sistema Montañoso del Caribe (Figuras 2.1 y 2.2). A continuación se describirán los aspectos geológicos y tectónicos más relevantes de cada uno de ellos.

2.2.1 Cuencas de Colombia y Venezuela

El basamento cristalino de las cuencas de Colombia y Venezuela representa el núcleo de la corteza típicamente oceánica de la placa Caribe, ambas poseen una forma aproximadamente rectangular de unos 1000 km de largo por 500 km de ancho para la cuenca de Venezuela y 1200 km de largo por 400 km de ancho para la cuenca de Colombia. El eje principal de ambas cuencas está rotado unos 135° y están separadas por la cresta de Beata (Figura 2.2). La cuenca de Venezuela limita hacia el norte con la zona de subducción de Los Muertos, hacia el sur con el cinturón de deformación del Caribe sur y hacia el este con el alto de Aves. Por su parte, la cuenca de Colombia limita al oeste con el cinturón de deformación de Panamá, al este con la cresta de Beata, al norte con el alto de Nicaragua y al sur con la prolongación del cinturón de deformación del Caribe sur (Figura 2.2). El suelo oceánico en la cuenca de Venezuela incrementa su profundidad hacia el sureste hasta llegar a la fosa de Los Roques, una depresión batimétrica que la separa de las Antillas de Sotavento. Según Case et al. (1984) el espesor de la corteza oceánica debajo de la cuenca de Colombia se estima entre 15 y 20 km, mientras que el espesor de la corteza oceánica debajo de la cuenca de Venezuela se estima entre 12 y 25 km. En ambos casos la corteza oceánica está recubierta por flujos basálticos tolehíticos intercalados con estratos pelágicos, semipelágicos y secuencias turbidíticas (Case et al., 1984), lo que explica el espesor anómalo que poseen y su característica “flotabilidad” (Pindell y Barrett, 1990), esto es, que no tienden a subducir cuando interactúan tectónicamente contra otra corteza oceánica. Como consecuencia de este

espesor anómalo se considera a la corteza oceánica caribeña como un *plateau* oceánico (*Caribbean Large Igneous Province – CLIP*).

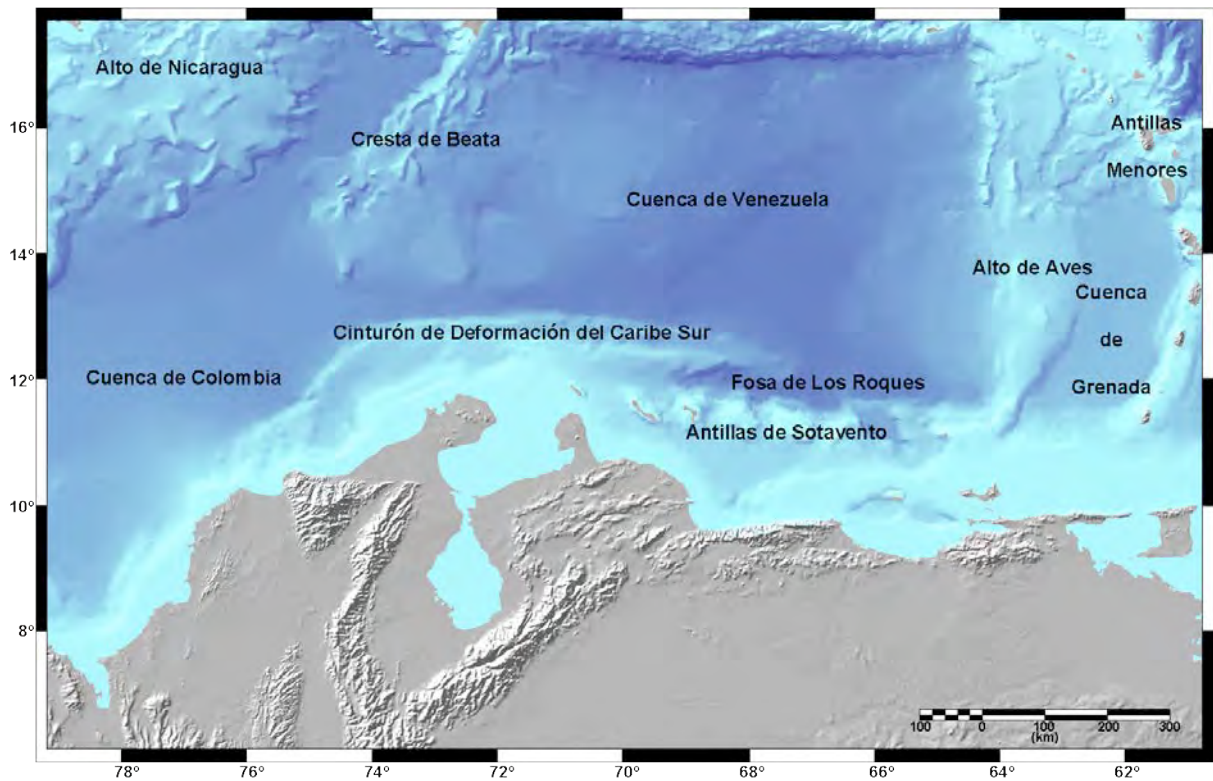


Figura 2.2 Mapa de relieve batimétrico del margen meridional de la región del Caribe. Mapa base tomado del mapa de relieve del Caribe de French y Schenk (1997).

2.2.2 Antillas de Sotavento

Las Antillas de Sotavento están constituidas por una sucesión de islas y archipiélagos alineados en sentido oeste – este que se ubican aproximadamente de forma paralela a la línea de costa al norte de Venezuela. La cadena de islas está segmentada en dos arcos, el más septentrional incluye el archipiélago de Los Monjes, ubicado frente a la península de la Guajira, las antillas holandesas (Aruba, Curazao y Bonaire), el archipiélago de Las Aves, el archipiélago de Los Roques y las islas de La Orchila, La Blanquilla y Los Hermanos; el arco más meridional está constituido por La Tortuga, isla de Margarita, Los Frailes, isla Sola, Los Testigos y Tobago, ubicado al norte de Trinidad (Figura 2.3). Morfológicamente el arco meridional pareciera estar vinculado con la cadena de islas de las Antillas Menores, específicamente con Grenada y las Grenadinas; mientras que el arco septentrional se presenta como una estructura independiente alineada al norte con la fosa de Los Roques y al sur por la

cuenca de Bonaire y conectada al alto de Aves hacia el este a través de la plataforma de La Blanquilla. Por el noreste ambos arcos están separados por la cuenca de Grenada (Figura 2.3).

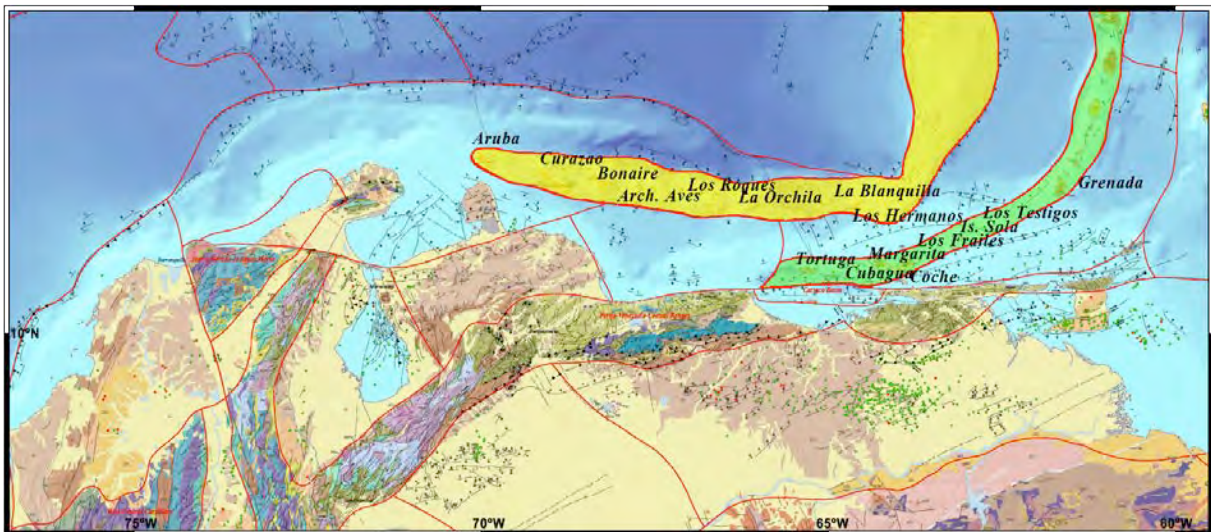


Figura 2.3 Mapa de ubicación de las Antillas de Sotavento. Mapa base tomado del mapa Geológico del Caribe de French y Schenk (1997).

La geología de estas islas ha sido estudiada desde la década de los 30 del siglo XX con cierto grado de detalle. Entre los pioneros en realizar aportes significativos en esta etapa inicial destaca Rutten (1939), quien es uno de los primeros en enfatizar la relación petrográfica existente entre las rocas que se encuentran en Aruba, Curazao y Bonaire y establecer como edad para las mismas el Cretácico Tardío. Rost (1938) describe para la isla Gran Roque cuerpos de diabasa con intrusiones de diques y cuerpos de diorita. Posteriormente, otros autores como McConnell (1941), Bowen (1964) y Espinal (1964) complementan la información geológica, particularmente en Gran Roque y La Orchila. El resto de las islas, salvo las Antillas holandesas, fueron poco estudiadas durante esta época hasta que fueron publicados los trabajos de Schubert (1970), Schubert y Moticska (1973) y Schubert y Valastro (1976) en los cuales se complementa con mayor detalle la descripción mineralógica y petrológica de La Orchila, La Blanquilla, Los Hermanos y Gran Roque, las cuales no han sido actualizadas desde entonces. Por otra parte, el contexto estructural fue abordado marginalmente por estos autores, el contexto tectónico no fue considerado en lo absoluto y la edad de las rocas fue descrita con poco detalle.

Las rocas encontradas en el archipiélago de Los Monjes, ubicado a pocos kilómetros de la península de la Guajira, están constituidas por orto-anfibolitas y rocas intrusivas

leucocráticas que cortan las anfibolitas (Monjes del Norte) (Bellizzia, 1985). En el Gran Roque, Schubert y Moticska (1973) reportan un macizo de meta-diabasa (cerros Oriental y Central) y un macizo de meta-lamprófido. Ambos macizos fueron intrusionados por pequeños cuerpos de diorita cuarcífera, diques y vetas de aplitas graníticas y alcalinas, pegmatitas y metalavas andesíticas (Figura 2.4).

La isla La Orchila está situada a 50 km al este del archipiélago de Los Roques (Figura 2.3). Consiste en una isla principal de forma triangular con una superficie de 19,8 km² y de un conjunto de islas pequeñas de origen arrecifal ubicadas en el extremo nororiental.

En el Gran Roque sobresalen tres macizos montañosos ubicados cerca del borde norte, rodeados por una extensa terraza de origen arrecifal. El macizo occidental se denomina cerro Walker (con una elevación máxima de 135 m), los otros dos se denominan cerros Central y Oriental respectivamente. El cerro Walker y los cerros orientales están formados por una asociación de rocas básicas, intermedias y ácidas de origen ígneo, metamorfizadas, ortoanfibolitas, meta-diabasas, meta-lavas, ortognéises, esquistos variados, aplitas y pegmatitas. Los cerros centrales están constituidos por rocas plutónicas ultrabásicas como las peridotitas serpentinizadas (Schubert y Moticska, 1973).

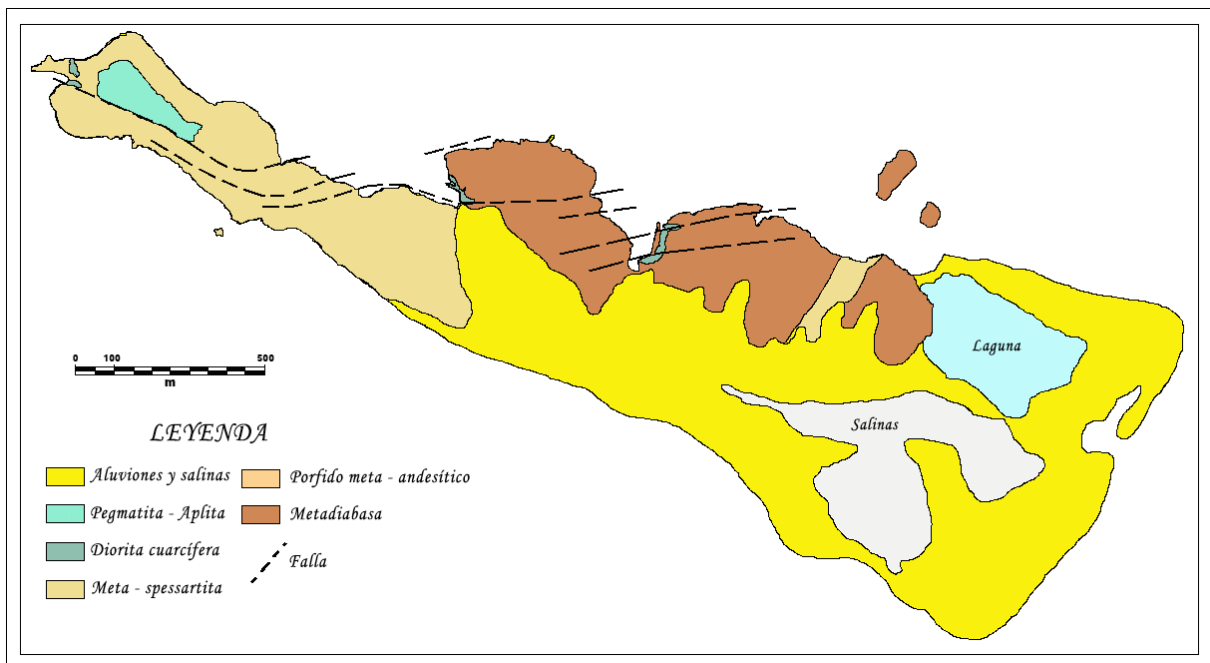


Figura 2.4 Mapa geológico de la isla Gran Roque (Modificado de Schubert y Moticska, 1973).

La isla de La Blanquilla está situada, junto con el archipiélago de Los Hermanos, sobre una plataforma submarina somera cerca del extremo meridional del alto de Aves (Figura 2.3).

La Blanquilla se encuentra a unos 160 km al este de La Orchila y separada de ésta por un cañón submarino. Tiene una forma de arco en su extremo oriental y de ángulo recto en el extremo occidental con una superficie de 52,5 km² aproximadamente (Figura 2.5).

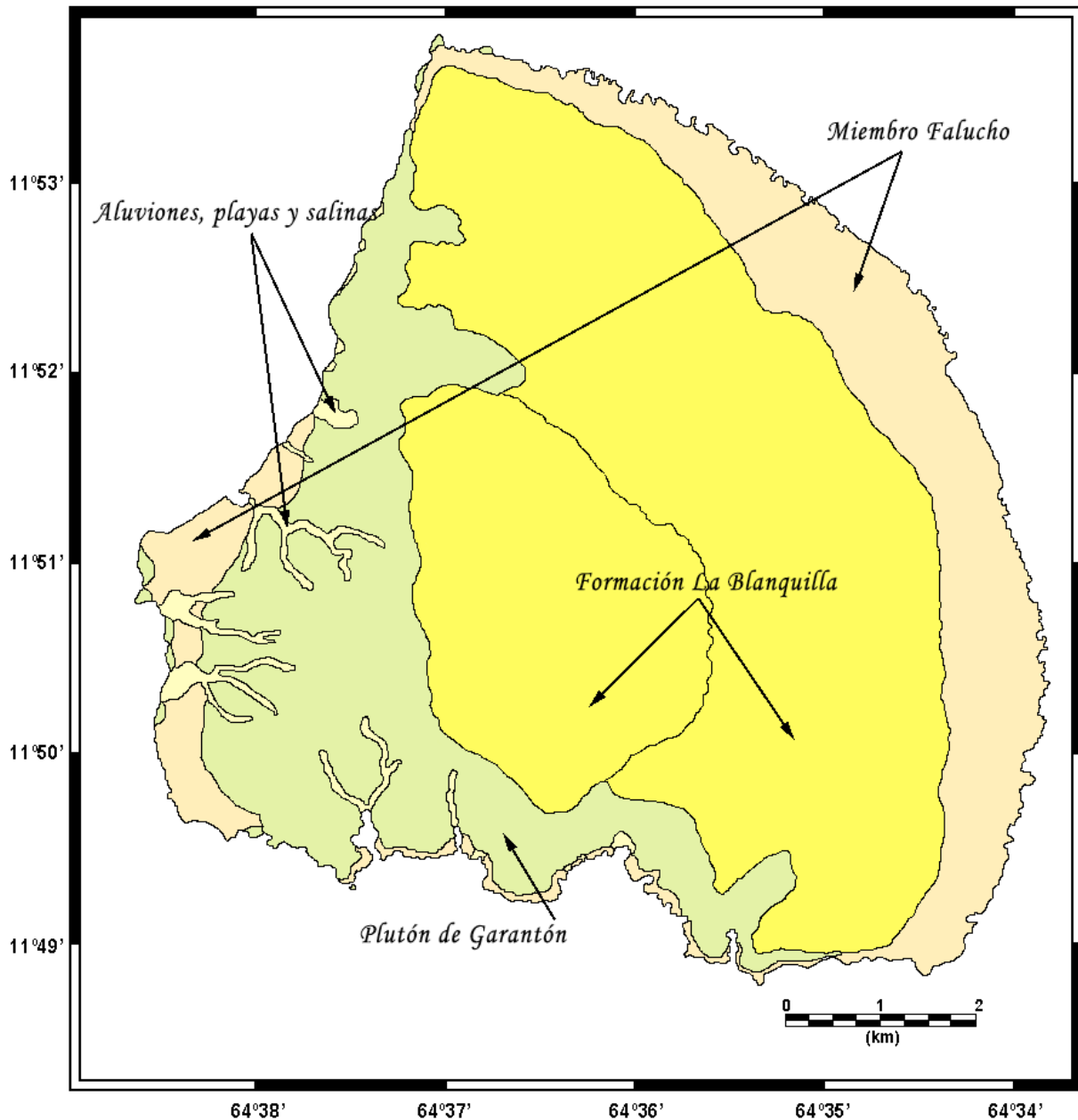


Figura 2.5 Mapa geológico de la isla La Blanquilla recopilado por Schubert (1970) y Maloney (1971); mapa cartográfico de Zuloaga (1953). (Modificado de Schubert y Moticska, 1973).

Es una isla plana cuya parte oriental está formada por varios niveles de terrazas arrecifales y la parte occidental consiste en colinas suaves donde afloran rocas graníticas (Schubert y Moticska, 1973). La geología de la isla consiste en un batolito diorítico – cuarcífero que presenta en su periferia facies tonalíticas, cubierto por terrazas cuaternarias arrecifales; se conoce con el nombre de Plutón de Garantón, constituida por plagioclasa, cuarzo, biotita, clorita y hornblenda (Figura 2.5). Las rocas tonalíticas son dioritas cuarcíferas de grano grueso, constituidas por plagioclasa, cuarzo, hornblenda y biotita (Schubert y Moticska, 1973; Bellizzia, 1985).

El archipiélago de Los Hermanos (Figura 2.6) está formado por siete islas alineadas en dirección norte – sur, que se encuentran aproximadamente a 10 km al sureste de La Blanquilla (Schubert y Moticska, 1973).

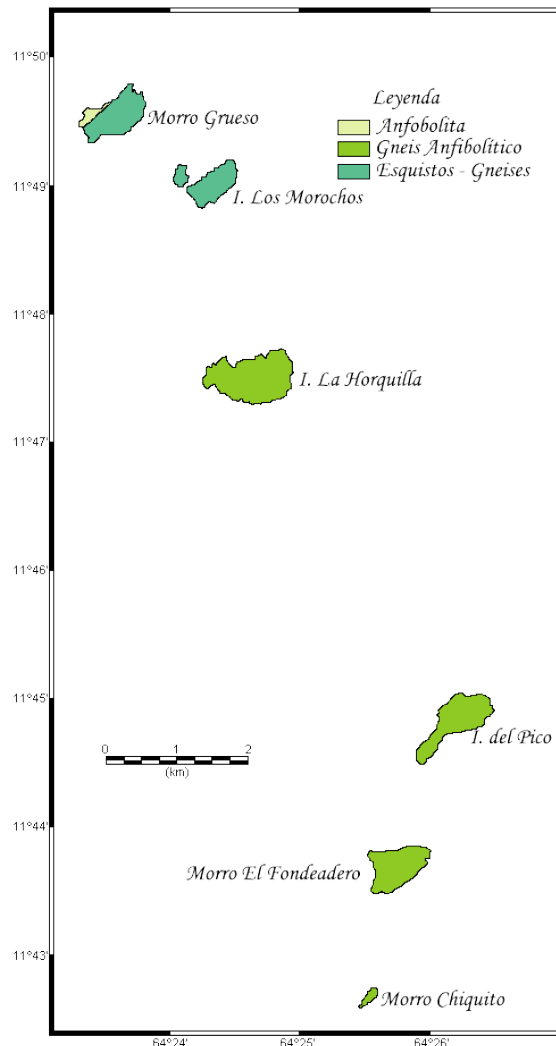


Figura 2.6 Mapa geológico del archipiélago Los Hermanos (Tomado de Schubert y Moticska, 1973).

Forman parte de la misma plataforma submarina somera a la cual pertenece La Blanquilla (Zuloaga, 1953; Maloney, 1971). Estas islas forman varios morros que sobresalen a la superficie del mar con flancos muy empinados y prácticamente sin playas. La máxima altura se alcanza en la isla del Pico con aproximadamente 200 m (Vila, 1967).

La geología de estas islas consiste en su mayoría de gneises hornbléndicos tonalíticos con intrusiones de pegmatita; anfíbolitas, epidiositas, esquistos y gneises biotíticos – epidóticos. En general las rocas son más básicas que las encontradas en La Blanquilla e indican un grado de metamorfismo que llegó a la facies de la clorita (Schubert y Moticska, 1973). En el morro El Fondeadero, Schubert y Moticska (1973) reportan la existencia de dos terrazas erosivas que se aprecian en el tope y a media altura en los flancos, lo atribuyen a dos posibles causas: un levantamiento tectónico de la isla o a niveles más elevados del mar.

Los Testigos es una agrupación de ocho islas y numerosos islotes de los cuales la mayor, Testigo Grande, tiene una longitud de 4 km, un ancho máximo de 2,5 km y su elevación alcanza más de 200 m. La geología de este grupo de islas está compuesta esencialmente por un complejo de rocas volcánicas o hipoabisales ligeramente metamorfizadas, intrusionadas por un batolito de rocas metagraníticas, el cual está, a su vez, intrusionado por diques meta – basálticos y ácidos (Schubert y Moticska, 1973).

Desde el punto de vista tectónico se le considera a la alineación de islas desde Aruba hasta Tobago como un sólo terreno de similares características mineralógicas, petrológicas y geoquímicas (Giunta et al., 2003). Este terreno tectónico está constituido por una secuencia volcánica de más de 5 km de espesor compuesta por basaltos almohadillados, basaltos masivos y doleritas que migran hacia el tope de la secuencia a rocas volcanoclásticas (Sinton et al., 1998; White et al., 1999). La secuencia básica muestra características geoquímicas similares a las encontradas en los basaltos de la cuenca de Venezuela y por lo tanto, se le considera que forma parte del *plateau* oceánico del Caribe (Kerr et al., 1996; Giunta et al., 1997; Sinton et al., 1998; White et al., 1999). Adicionalmente, se ha descrito un magmatismo caracterizado por intrusiones tonalíticas y de cuarzo diorítico a granítico que corta la secuencia del *plateau* oceánico, por lo que se le atribuye una afinidad geoquímica calco-alkalina (Beets et al., 1984; Stephan et al., 1990; Sinton et al., 1998; White et al., 1999) que se ha interpretado como un posible origen de arco de islas datado en la isla de Aruba entre 85 y 82 Ma (White et al.,

1999). En Bonaire, la Formación Washikemba compuesta por andesitas basálticas a riolíticas con una cobertura de sedimentos pelágicos o volcanoclásticos, exhibe una afinidad de arco de islas tholeítico (Jackson y Robinson, 1994). Esta misma afinidad magmática se puede observar en la isla de Tobago donde Jackson y Donovan (1994) describen una suite de diorita – gabro a tonalita plutónica que intrusión brechas volcánicas basálticas y andesíticas. Una excepción a esta característica general se puede observar en la isla Gran Roque, donde el basamento del *plateau* oceánico sobrecorre una lámina tectónica constituida por gabros y doleritas que Giunta et al. (2002) la atribuyen a una corteza oceánica no engrosada de tipo MOR (*Mid – Ocean Ridge*). No obstante Bellizzia (1985) asocia las rocas plutónicas básicas de Los Roques a la serie calco – alcalina y le da una afinidad de arco de islas. Igual afinidad le atribuye a las rocas basálticas y andesíticas de los archipiélagos de Los Frailes y Los Testigos. A las trondhjemitas de La Blanquilla les adjudica características calco – alcalinas y postula que están asociadas a una prolongación del alto de Aves. Finalmente, Bellizzia (1985) asocia las rocas volcánicas básicas del archipiélago Los Monjes con tholeitas con afinidad de piso oceánico.

El magmatismo y los tipos de rocas descritos en las islas de las Antillas de Sotavento permite interpretar a este terreno tectónico como un fragmento de corteza oceánica que fue engrosada hasta alcanzar la configuración de un *plateau* oceánico, posteriormente fue deformado parcialmente en una zona de subducción intraoceánica y luego fue intrusionado por una subducción intraoceánica cretácica tardía relacionada con magmatismo de tipo calco - alcalino y de arco de islas tholeítico (Giunta et al., 2003).

2.2.3 Isla de Margarita

La isla de Margarita está ubicada en el extremo nororiental de la plataforma continental de Venezuela. Fisiográficamente está conformada por dos penínsulas, Macanao al oeste y Paraguachoa o Margarita Oriental al este (donde afloran rocas ultramáficas y metamórficas de alta presión), interconectadas por un istmo constituido por sedimentos cenozoicos a recientes.

Las rocas metamórficas de la isla de Margarita han sido estudiadas por numerosos autores (Taylor 1960; González de Juana, 1968; Maresch, 1971; 1973; 1975; Vignali, 1979; Bellizzia, 1985; Chevalier; 1987; 1993; Guth y Avé Lallemant, 1991; Macsotay et al., 1997; entre otros) y sus resultados han conducido a drásticos cambios en los modelos geodinámicos

así como en los procesos que controlan el metamorfismo. Por ejemplo, las primeras cartografías geológicas (Taylor, 1960; González de Juana, 1968; Maresch, 1971; 1973) se caracterizaron por seguir estrictamente los principios estratigráficos, mientras que otros autores (Chevalier, 1987; 1993) han interpretado a la isla en términos de un amplio desarrollo de napas tectónicas que separan las secciones metamórficas de la misma (Maresch et al., 2009).

Los primeros en identificar las rocas metamórficas de Margarita fueron Hess y Maxwell (1949) a las que denominaron Grupo Juan Griego, constituido por esquistos metasedimentarios y gneises y por una serie de rocas metabasálticas. Posteriormente, Maresch (1971; 1973; 1975) introdujo el término Grupo La Rinconada (inválida) para englobar las rocas metabasálticas dejando al Grupo Juan Griego con las metasedimentarias. Esta clasificación ha seguido evolucionando con el tiempo y recientemente Urbani (2014) ha redefinido mejor estas unidades. Estas rocas, compuestas principalmente por complejos meta – ofiolíticos y su respectiva cobertura meta – sedimentaria, han sido interpretadas como alóctonas y descansan sobre unidades metamórficas parautoctonas con afinidad continental (Maresch et al., 2009, Figura 2.7).

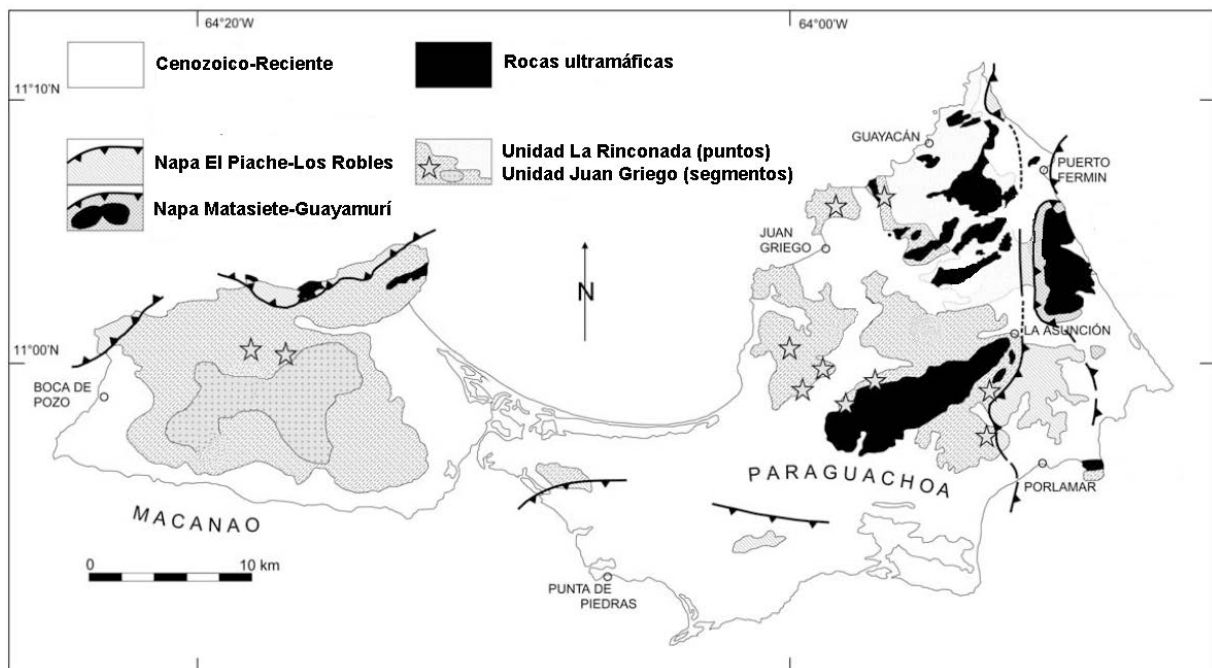


Figura 2.7 Mapa geológico de la isla de Margarita en donde se ilustran las principales unidades de rocas ígneo – metamórficas (Tomado de Maresch et al., 2009).

Desde un punto de vista tectónico Giunta et al. (2003) interpretan estas rocas pertenecientes a un margen continental que sufrió extensión y luego fue acrecionado a niveles profundos en un sistema de subducción y luego intrusionado por plutones y diques calco – alcalinos tanto durante como después de la exhumación.

2.2.4 Cuenca de Falcón – Bonaire

La cuenca de Falcón – Bonaire se extiende por 36.000 km² y está ubicada al noroccidente de Venezuela, limita al norte con las Antillas de Sotavento, al sur con las regiones elevadas del Sistema Montañoso del Caribe y la plataforma de la Guaira y al este con el límite occidental de la cuenca La Blanquilla. Audemard (1993, 2001) establece varias características fundamentales para esta cuenca terciaria: por una parte su registro sedimentario es continuo desde el Eoceno Tardío; además, la cuenca de Falcón representó el extremo occidental de la cuenca Bonaire durante el Oligoceno – Mioceno acumulándose en ambas sedimentos marinos hasta que la primera fue intensamente plegada y tectónicamente invertida durante el Mioceno medio a Tardío por una compresión NO – SE para formar un anticlinorio de dirección ENE –OSO; finalmente, la sedimentación quedó restringida a la sección norte de este anticlinorio.

En la cuenca Bonaire las secuencias del Eoceno – Oligoceno están intensamente falladas con fallas normales, algunas reactivadas como fallas inversas a partir del Mioceno Temprano (Gorney et al., 2007).

La gran variedad de modelos que se han propuesto para explicar la formación de la cuenca Falcón – Bonaire se pueden concretar en dos teorías principales: por una parte las que postulan que se formó como una cuenca *pull – apart* (Muessig, 1978; 1984; Case et al., 1984; Macellari, 1995; Pindell et al., 1998) y por otra parte las que postulan que se formó como una cuenca de retro – arco (Audemard, 1993; 1998; Mann, 1999; Porras, 2000).

El modelo *pull – apart* fue propuesto por primera vez por Muessig (1978) quien sugirió un desplazamiento dextral de ≈ 200 km entre el Eoceno Tardío y el Oligoceno entre la falla de Oca al sur y el cinturón de deformación del Caribe al norte. Este movimiento lateral abarcó tanto la cuenca continental de Falcón como la cuenca marina de Bonaire. Posteriormente, el mismo Muessig (1984) refina su modelo al agregar que el *pull – apart* constituye una zona difusa que consiste en áreas con altos del basamento (Guajira, Paraguaná, Los Monjes y las

Antillas de Sotavento) intercalados con zonas de subsidencia que forman pequeñas cuencas como el surco de Urumaco, la cuenca de Falcón, bahía de La Vela y la cuenca de Bonaire (Gorney et al., 2007).

El segundo modelo tectónico propone que las cuencas de Falcón, Bonaire y Grenada formaron parte durante el Cretácico Tardío al Eoceno de una gran cuenca retro arco asociada con el “Gran Arco del Caribe”. Este modelo está soportado por la continuidad lateral a gran escala de los cinturones con génesis de arco de islas en el sur del Caribe y su aparente expresión en los datos de gravedad. En particular Porras (2000), por ejemplo, considera que el origen de la cuenca de Falcón está asociado a colapsos extensionales internos dentro de una cuenca de retro arco (*back arc basin*), todo agrupado dentro de un orógeno en flotación que colisionó oblicuamente con el extremo noroccidental de la placa Suramericana, suturándose diacrónicamente desde el Cretácico Tardío hasta el Mioceno Temprano.

Se han postulado variantes de estos modelos principales como por ejemplo los propuestos por Wheeler (1963) y González de Juana et al., (1980) que sugieren la formación al norte de la cuenca de una serie de “grabens y horsts” con rumbo noroeste – sureste que generaron zonas levantadas y deprimidas en donde se estructuraron las cuencas que se observan entre las Antillas holandesas.

Otra variante del modelo de extensión surge como respuesta a la necesidad de explicar la presencia de cuerpos ígneos intrusivos encontrados en la zona central y en el extremo SE de la cuenca (Urbani et al., 2014). Según este modelo las intrusiones son consecuencia de un corto evento extensional ocurrido entre el Eoceno Tardío y Oligoceno Temprano que produjo un adelgazamiento cortical por donde penetró el magma de origen mantélico. Este proceso debió comenzar en el extremo SE, en la zona de Yaracuybare, para luego migrar hacia la zona central de la cuenca donde se generaron los cuerpos subvolcánicos desde cerro Atravesado – Garrapata a cerro Redondo en el extremo SO y prosiguió con intrusiones más grandes de lavas tolehíticas en el extremo NE (Urbani et al., 2014). El magma debió generarse en el manto superior, controlado por un proceso de adelgazamiento cortical y somerización de la discontinuidad de Mohorovicic entre 24 y 27 km (Sousa et al., 2005; Bezada et al., 2008; Baquero et al., 2009) en condiciones de cuenca *rift* ensiálica que no llegó a la etapa final de

ruptura para crear la corteza oceánica, debido a la inversión que sufrió la cuenca a partir del Mioceno medio (Urbani et al., 2014).

2.2.5 Cuenca Tuy – Cariaco

La cuenca Tuy – Cariaco está limitada al sur por la plataforma de Unare – Barcelona, al este por la península de Araya, islas de Cubagua y Margarita, al norte por la plataforma de La Tortuga – Margarita y hacia el oeste por el Sistema Montañoso del Caribe. Según Bellizzia (1985) la cuenca se puede dividir desde el punto de vista fisiográfico y tectónico de la siguiente forma: (1) subcuenca Tuy – Cariaco norte caracterizada por el desarrollo local de facies carbonáticas en el Eoceno; (2) subcuenca de Cubagua rellena con sedimentos de aguas profundas del Eoceno y depósitos posiblemente continentales del Oligoceno; (3) fosa de Cariaco caracterizada por grandes espesores sedimentarios esencialmente arcillosos del Plioceno superior al Cuaternario; (4) subcuenca Tuy – Cariaco sur caracterizada por una secuencia de facies marginales del Mioceno superior cubierta por sedimentos arcillosos del Plioceno – Cuaternario. La parte continental de esta cuenca está representada por las depresiones de Barlovento y el Bajo Tuy.

Desde el punto de vista tectónico es ampliamente aceptado hoy día que la cuenca Tuy – Cariaco se formó como consecuencia del movimiento trans – tensional generado a lo largo del sistema de fallas de El Pilar, produciendo una cuenca tipo *pull – apart* (Schubert, 1982b; 1984; Audemard et al., 2007; Escalona et al., 2011).

2.2.6 Cuenca de La Blanquilla

La cuenca de La Blanquilla está ubicada al norte del alto de La Tortuga y la plataforma de Margarita – Los Testigos, posee un área de 33.000 km² y la batimetría va de 200 a 2000 m de profundidad. Los datos sísmicos indican la presencia de 6 km de sedimentos del Eoceno hasta el Reciente, los cuales descansan sobre un basamento ígneo – metamórfico cretácico similar al encontrado en el Sistema Montañoso del Caribe. Ysaccis (1997) sugiere que se trata de una cuenca de retro – arco asociada a la subducción de la placa Atlántica por debajo de la placa Caribe ocurrida principalmente desde el Paleógeno. El eje principal de la cuenca posee un rumbo SO – NE similar a la cuenca de Grenada (Speed et al., 1993), lo cual sugiere que ambas cuencas estuvieron relacionadas durante su evolución tectónica (Ysaccis, 1997). El elemento estructural principal de esta cuenca lo constituye la falla de Margarita, la cual es una

estructura rumbo deslizante dextral de orientación NO – SE que la divide en dos subcuencas: la subcuenca de La Blanquilla Oeste o subcuenca de La Tortuga y la subcuenca de La Blanquilla Este.

2.2.7 Cuenca de Carúpano

La cuenca de Carúpano está ubicada en la zona nororiental de la plataforma continental venezolana, al norte de la península de Paria y ocupa una extensión de 30.000 km² (Figura 2.8).

Desde un punto de vista estructural podría considerarse como la extensión sur occidental de la cuenca de Tobago. Presenta una orientación noreste – suroeste paralela a la plataforma de Los Testigos y está delimitada al norte por la plataforma de Margarita – Los Testigos, la península de Araya – Paria al sur, la isla de Tobago al este y el alto de Margarita – Coche – Araya al oeste. Es una depresión estructuralmente compleja caracterizada por fallas normales y rumbo deslizante dextrales de orientación este – oeste y este – noreste (Bellizzia, 1985).

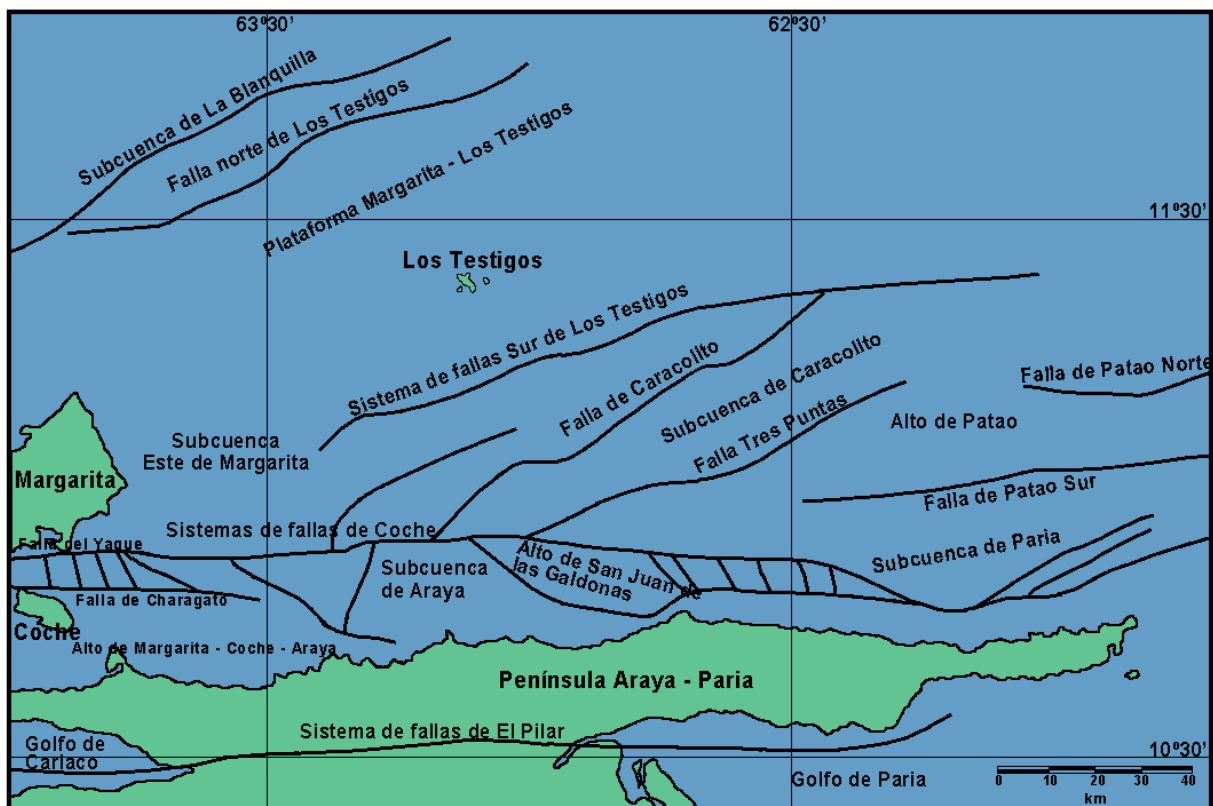


Figura 2.8 Mapa estructural de la cuenca de Carúpano (Modificado de Pereira, 1985).

Las principales estructuras son de este a oeste: las fallas de el Yaque y Charagato que separan el alto de Margarita – Coche – Araya de la subcuenca de Margarita Este, el sistema de fallas de Coche que separa la subcuenca de Araya, las fallas de Caracolito y Tres Puntas separan la subcuenca de Caracolito y el sistema de fallas de Patao Sur separa la subcuenca de Paria (Figura 2.8). El basamento de la cuenca está constituido por una secuencia volcánico – sedimentaria formada por rocas volcánicas masivas, piroclásticas y epiclásticas del Cretácico. Durante el Terciario la sedimentación fue de carácter restringido y se identificaron lutitas pelágicas y pelágicas calcáreas, areniscas calcáreas, calizas micríticas, areniscas íliticas, limolitas, wackas líticas, biosparitas y calizas impuras (Bellizzia, 1985).

2.2.8 Cinturones Orogénicos

Los cinturones orogénicos del margen meridional del Caribe están representados fundamentalmente en el Sistema Montañoso del Caribe, el cual es un complejo topográfico elevado y alargado en dirección oeste – este con relieve escarpado. Se extiende desde la transversal de Barquisimeto al occidente hasta la península de Araya – Paria al oriente dentro de los límites territoriales de Venezuela y hasta la Cordillera Norte de Trinidad y la isla de Tobago en el este y hacia la península de la Guajira y la serranía de Santa Marta en Colombia hacia el oeste (Bellizzia, 1985).

La sección central del Sistema Montañoso del Caribe ubicada dentro del territorio venezolano ha sido subdividida de varias formas según el tiempo de estudio realizado, bien petrológico, bien tectónico (Figura 2.9).

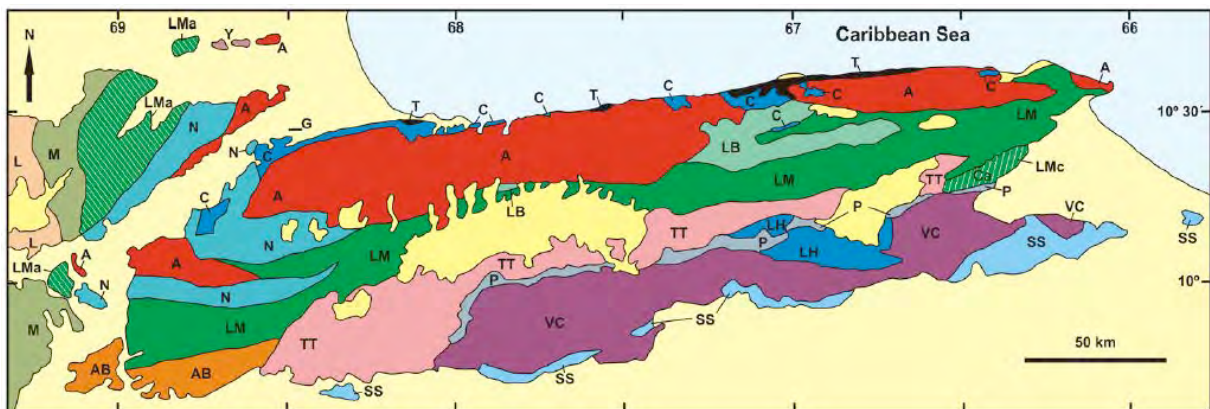


Figura 2.9 Distribución de terrenos de la sección central del Sistema Montañoso del Caribe. A: Ávila; AB: Agua Blanca; C: Carayaca; L: Napas de Lara; LB: Las Brisas; LH: Loma de Hierro; LM: Las Mercedes; M: Mamey; N: Nirgua; P: Paracotos; SS: San Sebastián; T: Tacagua; Ta: Tacagua (Aroa); Tc: Tacagua (Caucagua); TT: Tinaco – Tucutunemo; VC: Villa de Cura. Tomado de Urbani (2014).

Urbani (2014) realiza una revisión bastante detallada de las diferentes subdivisiones, sus características y su evolución con el paso del tiempo según el tipo de dato utilizado. Según esta semblanza histórica, Menéndez (1966) es el pionero en realizar una síntesis de la geología conocida para esa época clasificando a las rocas ígneo – metamórficas de este sistema en cuatro fajas tectónicas que de norte a sur son: Cordillera de la Costa, Caucagua – El Tinaco, Paracotos y Villa de Cura, separadas por sistemas de fallas transcurrentes dextrales post – Oligoceno. La faja de la Cordillera de la Costa abarca toda la Serranía del Litoral y las demás abarcan la Serranía del Interior.

Luego Talukdar y Loureiro (1982) subdividen estas unidades geológicas utilizando como guía un contexto tectónico, distinguiendo una franja costera que sufrió metamorfismo de alta presión – baja temperatura (AP/BT) típico de zonas de subducción. Para estas mismas rocas de AP/BT Beck (1986) las denomina faja Margarita – Costera. Bellizzia (1985) por otra parte, subdivide a todo el sistema en seis unidades tectónicas o napas: (1) napa de la Franja Costera – Margarita, (2) napa de la Cordillera de la Costa, (3) napa Caucagua – El Tinaco – Yumare – Siquisique, (4) napa ofiolítica de Loma de Hierro, (5) napa del paleo – arco de Villa de Cura y (6) napa Piemontina. Posteriormente y gracias a los importantes aportes de Urbani y Ostos (1989), Urbani y Rodríguez (2004) y Urbani (2014), se han incorporado distintos terrenos y unidades a las diferentes napas ya definidas por los autores anteriores basado en nuevos datos geológicos recolectados; estas nuevas unidades se diferencian entre sí por elementos distintivos como edad, litología, ambiente de formación de sus protolitos y metamorfismo. Indistintamente la clasificación que se escoja para definir las diferentes unidades del Sistema Montañoso del Caribe, lo que realmente reviste importancia para efectos de esta investigación es la génesis tectónica de cada una de ellas dentro del contexto de la evolución geodinámica de todo el margen meridional del Caribe. En este sentido Giunta et al. (2003) realiza una revisión bastante completa de la relación tectónica de cada terreno con la geodinámica del Caribe subdividiéndolos en tres terrenos tectónicos principales: (1) terreno Margarita al cual lo interpreta como un margen continental que sufrió expansión y luego fue acrecionado a niveles profundos en una zona de subducción durante el Cretácico medio para luego ser intrusionado por plutones y diques calco – alcalinos tanto durante como después de la exhumación; (2) terreno Cordillera de la Costa al cual lo considera como un complejo en subducción en donde tanto la lámina continental como oceánica fueron acrecionadas a

diferentes profundidades de la corteza para luego sufrir una prolongada exhumación desde el Cretácico Tardío cuando la subducción ya había terminado y (3) terreno de la Serranía del Interior al cual lo postula como un fragmento de corteza oceánica, probablemente localizado cerca de la zona de expansión en el margen continental, que estuvo involucrado en una subducción intraoceánica sufriendo varios grados de metamorfismo de AP/BT para luego sufrir varias etapas de exhumación, rotación y emplazamiento de bloques en el margen continental de Suramérica.

En resumen los cinturones orogénicos exhumados en el margen meridional del Caribe, almacenan en sus rocas información que da cuenta de una compleja historia tectónica que involucra procesos de apertura continental y oceánica, zonas de subducción intraoceánicas y continentales con generación de arcos de islas y metamorfismo asociado, rotación, colisión, obducción y sutura de bloques al margen norte de Suramérica. Tal complejidad, la carencia de datación fiable y abundante y la existencia de datos geológicos y petrológicos que aún están bajo revisión, ha sido el crisol para la generación de una gran diversidad de teorías sobre el origen y evolución de estos cinturones tectónicos sin que hasta ahora haya existido un acuerdo entre los diversos autores.

2.2.9 El Bloque Bonaire

La existencia de un bloque tectónico independiente ubicado entre el margen sur de la placa Caribe y el margen norte de la placa Suramericana fue propuesto por primera vez por Silver et al. (1975). Utilizando datos de sísmica de reflexión sobre un conjunto de perfiles dispuestos norte – sur a lo largo de toda la franja norte costera de Venezuela, determinaron la existencia de variaciones significativas en el espesor de las secuencias sedimentarias que se acuñan al norte del alto de Curazao comparado con las ubicadas al este de la fosa de Los Roques. La explicación para estas diferencias la sustentaron mediante la existencia de un pequeño bloque de corteza independiente, que denominaron “bloque Bonaire”, que posee una rotación en sentido horario con respecto a la placa Caribe sobre un teórico polo ubicado cerca de la ciudad de Caracas, lo cual resulta en una máxima longitud de corrimiento hacia la porción occidental del bloque y una mínima longitud hacia la porción opuesta, en donde incluso postulan la existencia de una ligera componente extensional (Silver et al., 1975). Adicionalmente postulan, basándose en el trabajo de Dewey (1972), que el comportamiento

rotacional de este bloque no debe ser anterior al Cenozoico Tardío, es decir 5 a 10 Ma, ya que previo a este período el comportamiento de los bloques tectónicos al sur del Caribe durante las etapas de formación de las cuencas de Falcón y Bonaire debió ser diferente (Silver et al., 1975).

En definitiva y siguiendo el modelo de Silver et al. (1975), el bloque Bonaire es una estructura cortical con forma aproximadamente trapezoidal definida entre el alto de Curazao al norte, la fosa de Los Roques al este y el sistema de fallas Oca – Cuiza – San Sebastián al sur; sin embargo, no establecen su límite occidental ni postulan explicación alguna sobre su génesis ni evolución en el contexto de la geodinámica de la placa Caribe (Figura 2.10). Como consecuencia, la existencia del bloque Bonaire, la definición de sus límites y su relación evolutiva en el contexto de la geodinámica de la placa Caribe han sido temas de discusión y fuerte debate desde entonces. Por ejemplo, Bosch y Rodríguez (1992), utilizando datos gravimétricos marinos y en tierra, postulan que el bloque Bonaire se extiende desde la falla marginal del Caribe sur (actualmente denominada como cinturón de deformación del Caribe sur) al norte hasta el Sistema Montañoso del Caribe, dentro del territorio continental venezolano, incluyendo a los sistemas de fallas de Oca – San Sebastián – El Pilar, al sur; al este se prolonga hasta el Cañón de Los Roques y nuevamente no se establece el límite occidental ni se postula ningún tipo de movimiento relativo o evolución geodinámica para el mismo (Figura 2.10).

Por otra parte Ughi et al. (2013), utilizando datos gravimétricos satelitales confirman que el límite norte del bloque Bonaire se encuentra sobre el cinturón de deformación del Caribe sur, pero postulan que se extiende aproximadamente 250 km más al este de lo previamente reportado por Silver et al. (1975).

Audemard y Audemard (2002) retoman la idea del bloque Bonaire adosado a la sección norteña de la placa Suramericana, específicamente al bloque Maracaibo, el cual según su modelo, está siendo expulsado hacia el norte por la indentación del arco de Panamá contra el occidente de Colombia (Audemard, 1998), esto genera una componente de empuje hacia el norte y noreste. La consecuente expulsión obliga al bloque Bonaire a sobrecurrir la placa Caribe generando en ésta una subducción plana sin actividad sísmica o magmática no más antigua a 5 Ma (Audemard, 2000).

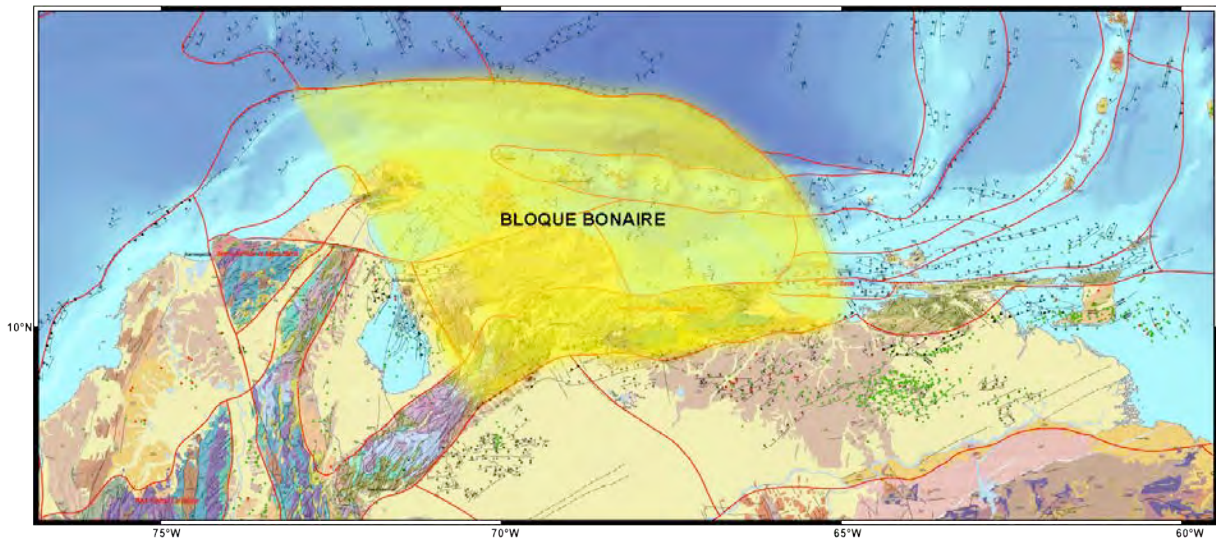


Figura 2.10 Límites y geometría del bloque Bonaire según los postularon Silver et al. (1975) y Bosch y Rodríguez (1992). Obsérvese que el límite oriental se adelgaza hacia el este siguiendo la geometría del cinturón de deformación del Caribe sur, mientras que el límite occidental es difuso. Cartografía base tomada del mapa Geológico del Caribe de French y Schenk (1997).

Orihuela y García (2015) aplican la técnica de deconvolución de Euler sobre datos gravimétricos y definen las características de las superficies de máximo contraste de densidades en el subsuelo. Sus resultados les permiten retomar la idea de la rotación en sentido horario del bloque Bonaire; sin embargo, la postulan como consecuencia de la expulsión hacia el norte del bloque Maracaibo generada por la indentación del arco de Panamá siguiendo el modelo de Audemard y Audemard (2002).

Bezada et al. (2008, 2010), Clark et al. (2008), Magnani et al. (2009) basaron sus modelos en datos de sismica activa (reflexión, OBS y gran ángulo) y reproducen una configuración tectónica simple de una sola lámina de subducción caribeña por debajo de una estructura cortical continua adosada a la placa Suramericana a través del sistema de fallas rumbo deslizantes de San – Sebastián – El Pilar. A pesar que no mencionan abiertamente la existencia del bloque Bonaire, los modelos reproducen significativos cambios de profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic por debajo de la placa Suramericana asociados a los sistemas de falla transformantes y mencionan la existencia de un bloque o arco de islas volcánicas interpuesto entre el Caribe y Suramérica.

Escalona y Mann (2011) por su parte, no consideran de forma abierta la existencia del bloque Bonaire ya que ubican esta región dentro de una zona tectónica mucho más amplia que absorbe toda la deformación producida por los movimientos relativos entre placas y que

abarca toda la franja norte de Venezuela, por lo que incluir un bloque tectónico independiente es innecesario según esta interpretación.

Más recientemente, nuevos datos de petrografía, geoquímica y geocronología han iluminado más el conocimiento sobre las características geológicas de este bloque. Por ejemplo, se ha podido definir que este bloque está constituido en la parte centro – oriental de Falcón y el noreste de Yaracuy, por un fragmento alóctono de afinidad Grenvilliana (Grande y Urbani, 2009) denominado Terreno Falconia (Grande, 2013).

Más al norte, el bloque está constituido por una amalgama de terrenos de diferentes edades y orígenes, como por ejemplo terrenos de edades Pérmico a Jurásico relacionados con la formación y ruptura de Pangea y mucho más al norte, sobre la península de Paraguaná, un terreno relacionado directamente con el arco magmático mesozoico (Mendi y Rodríguez, 2006; Mendi et al., 2013; Baquero, 2015). Esta nueva información permite sugerir que el bloque Bonaire, concebido como un bloque de corteza homogéneo y sin diferenciar y con características petrográficas principalmente relacionadas con un arco magmático, es en realidad una amalgama de terrenos que abarcan un amplio espectro de edades y procesos tectónicos.

2.3 MODELOS DE SUBDUCCIÓN PARA EL MARGEN MERIDIONAL DE LA PLACA CARIBE

Durante las últimas dos décadas se ha propuesto una amplia variedad de modelos de subducción para el margen sur de la placa Caribe y configuraciones tectónicas para la interacción con la placa Suramericana. No obstante la amplia gama de opciones, la gran mayoría de ellos tienen en común el tratarse de modelos de tipo cortical, mientras que muy pocos autores han abordado el tema desde un contexto litosférico. Esta circunstancia ha traído como consecuencia importantes discrepancias tanto en el ángulo de subducción de la placa Caribe por debajo de Suramérica (o por debajo del bloque Bonaire) como en la longitud total que alcanza la lámina de subducción. En esta sección se describirán las características más resaltantes de los diferentes modelos propuestos y se analizarán sus diferencias.

Una de las opciones que más se ha difundido entre los investigadores está basada en el modelo genérico propuesto por Oldow et al. (1990) denominado “Orógeno en Flotación”. Este modelo aduce que existe un orógeno que “flota” sobre un corrimiento basal ubicado en los

niveles corticales medio e inferior que desprende la sección de corteza del manto superior circundante. El corrimiento basal es continuo con las fallas rumbo deslizantes y los cinturones de corrimiento suprayacentes y permite acomodar el movimiento regional de placa a través del desplazamiento compresivo y rumbo deslizante (Escalona y Mann, 2011). Entre los principales proponentes de este modelo para el norte de Suramérica destacan Porras (2000), Ysaccis y Audemard (2000), Audemard (2001), Audemard y Audemard (2002) y McClay et al. (2004), quienes sugieren que el bloque Bonaire descansa en su parte sur sobre la subducción tipo A (continental) de la placa Suramericana y en la parte norte sobre la subducción tipo B (oceánica) de la placa Caribe generándose así un orógeno en flotación de todo el bloque cortical, el cual acomoda el movimiento transpresivo de la placa Caribe a través del sistema de fallas rumbo deslizante de Oca – San Sebastián – El Pilar. El concepto de orógeno en flotación se ajusta perfectamente con la propuesta de existencia de un bloque cortical interpuesto entre las placas Caribe y Suramérica (bloque Bonaire), ya que sería esta estructura cortical la que estaría generando las subducciones con doble vergencia requeridas por dicho modelo.

El segundo grupo de modelos se caracteriza por presentar una configuración tectónica mucho más simple basada en una única subducción tipo B de la placa Caribe por debajo de Suramérica, o el bloque Bonaire el cual estaría adosado o suturado a la placa Suramericana, lo que hace innecesaria la existencia de una subducción tipo A de la corteza continental por debajo del bloque Bonaire. Entre estos modelos la principal discrepancia es la longitud y profundización de la lámina de subducción por debajo de la placa Suramericana. En los modelos planteados por Bosch y Rodríguez (1992), Ughi et al. (2004), Sousa et al. (2005), Garzón y Ughi (2008) y Ughi (2014) y que están basados principalmente en el modelado de datos gravimétricos, la lámina de subducción de la placa Caribe posee una vergencia sur con un bajo ángulo de subducción y una longitud también reducida que se prolonga hasta por debajo de la cresta de Curazao (Figura 2.11). Estos modelos sugieren en consecuencia, que la subducción de la placa Caribe es inducida, incipiente y de bajo ángulo, lo que explica la ausencia de actividad sísmica y magmática y ajustaría correctamente varias de las condiciones exigidas por el modelo de Audemard (2000) de una subducción inducida, no más antigua a 5 Ma, producida por la indentación del arco de Panamá y la expulsión hacia el norte de los bloques de Maracaibo y Bonaire. En contraposición, Orihuela y Cuevas (1993) y Bezada et al.

(2008) utilizando datos de gravimetría y sísmica, plantean modelos que se podrían definir como de “subducción intermedia” en donde la lámina de la placa Caribe se prolonga hasta por debajo de la península de Paraguaná y la cuenca de Falcón.

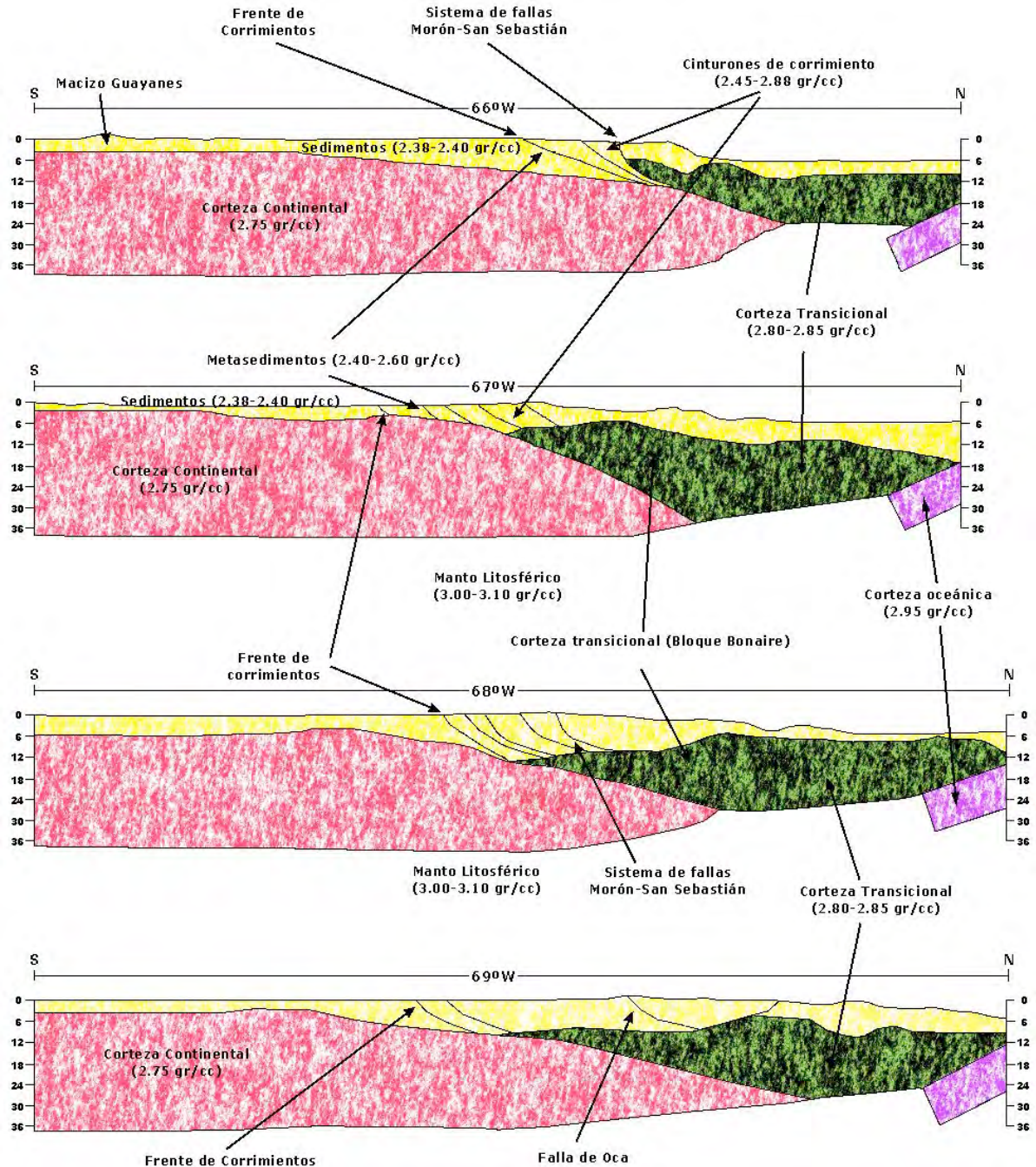


Figura 2.11 Modelos tectónicos para el margen meridional del Caribe donde se ilustra una subducción somera de la placa Caribe por debajo del bloque Bonaire, representado en color verde. Tomado de Ughi (2014).

En el caso específico de Bezada et al. (2008), incorporan como nuevo elemento un significativo cambio de ángulo en la misma, siendo casi plana hasta por debajo de la cresta de

Curazao y luego incrementando su ángulo de buzamiento hasta alcanzar una profundidad superior a los 50 km (Figura 2.12). Otro aspecto de relevancia que puntualiza Bezada et al. (2008) es que su modelo no presenta variaciones laterales ni en las velocidades de onda ni en el espesor tanto dentro de la lámina de subducción como en el manto alrededor de esta; de considerarse estas variaciones, múltiples configuraciones de la lámina de subducción ajustarían los datos disponibles.

La no consideración de variaciones laterales en las propiedades físicas medidas en los cuerpos de roca es una característica recurrente en la mayoría de los modelos planteados hasta la fecha.

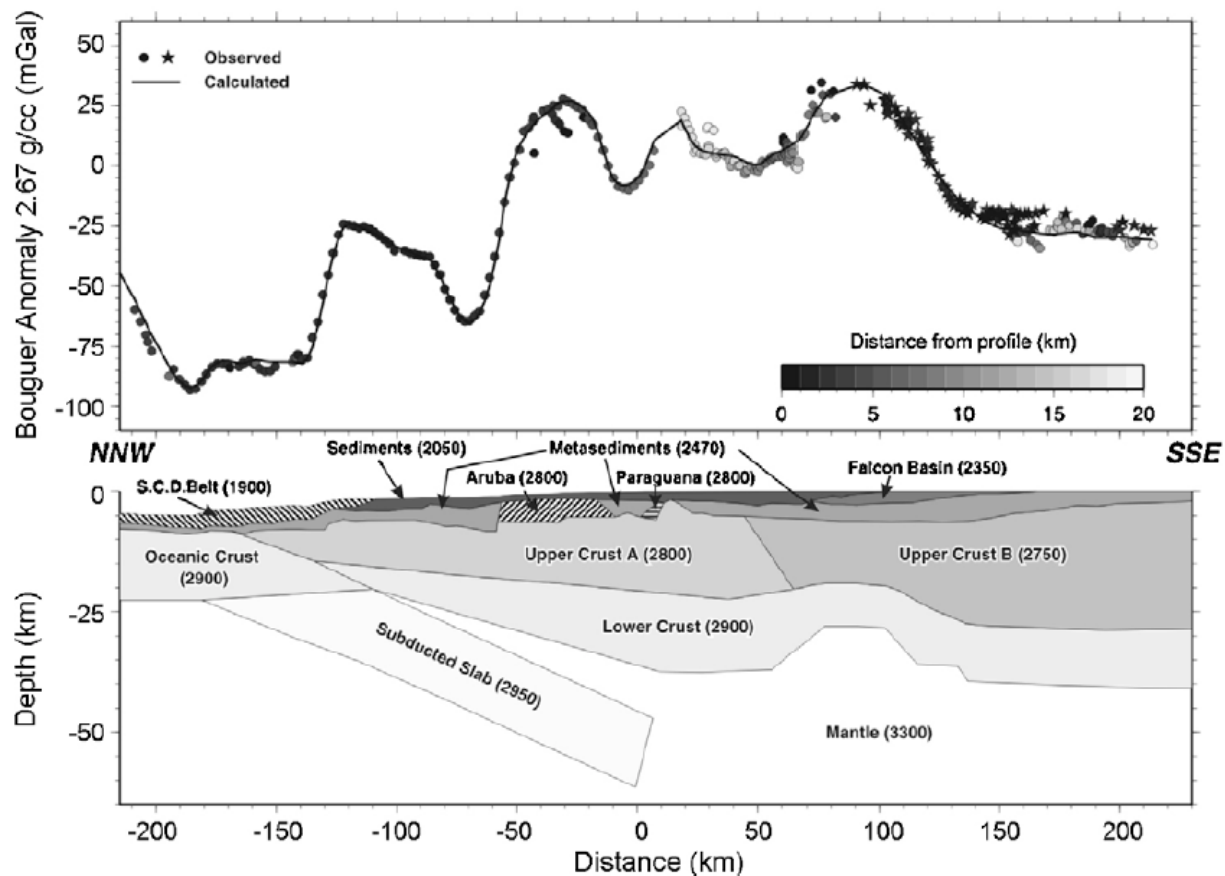


Figura 2.12 Modelo tectónico tomado de Bezada et al. (2008) donde se considera una subducción de profundidad intermedia con cambio de ángulo.

Sánchez et al. (2010) proporciona el único modelo de subducción de tipo litosférico para el margen meridional del Caribe con el añadido de considerar ligeras variaciones laterales en la lámina de subducción de la litósfera oceánica (Figura 2.13).

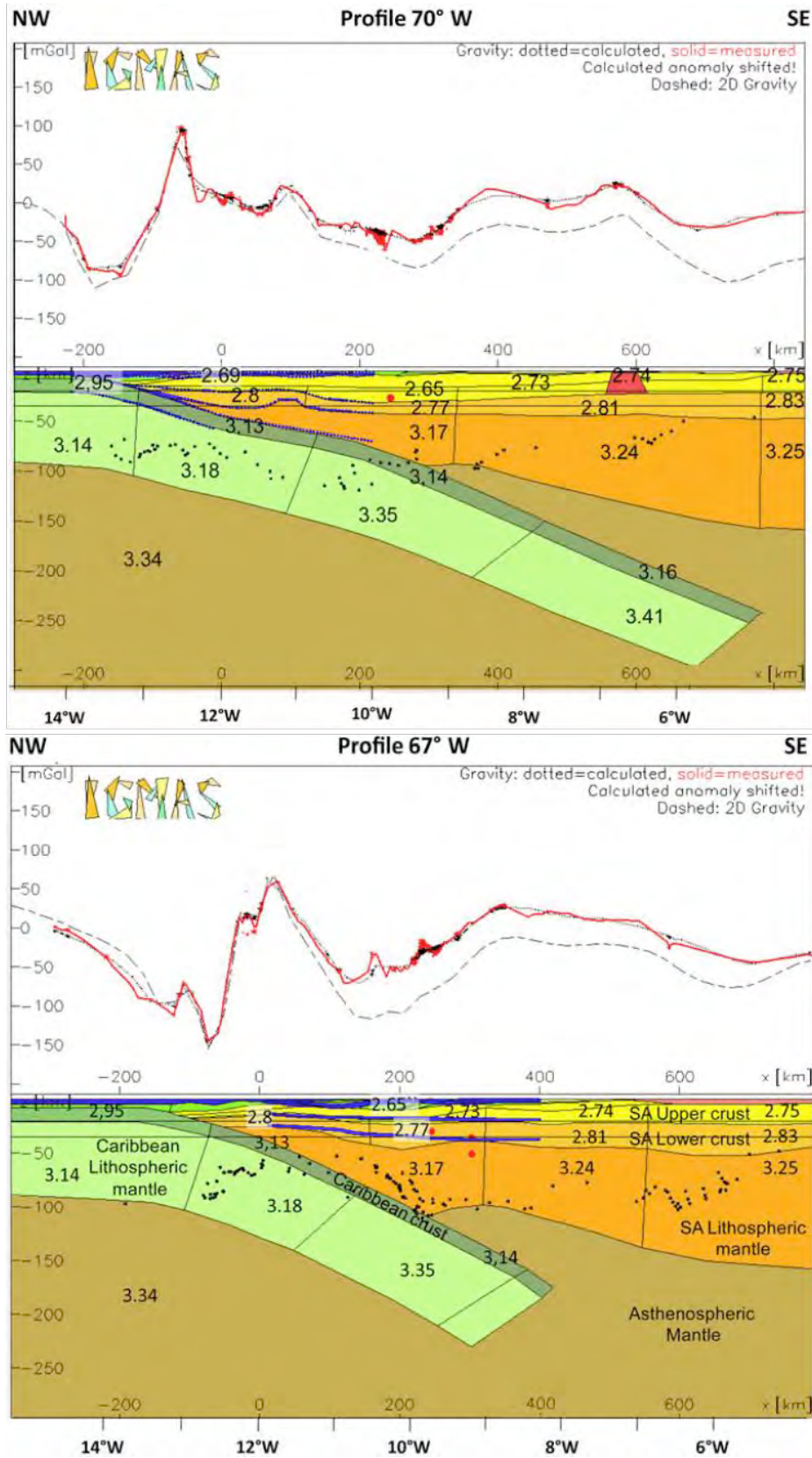


Figura 2.13 Modelos tectónicos propuestos por Sánchez et al. (2010). Obsérvese como la lámina de subducción reduce su profundidad en la medida que se avanza hacia el este.

En su aproximación, basada en el modelado 2D y 3D de datos gravimétricos, plantean una lámina de subducción caribeña que se profundiza hasta llegar al “nido de Bucaramanga” en la sección occidental del margen de placas y sistemáticamente se hace menos profunda hacia el oriente de Venezuela; en consecuencia este modelo puede ser catalogado dentro del grupo de modelos de subducción profunda.

Entre los primeros proponentes de esta categoría de modelos se encuentran Dewey (1972), Pennington (1981) y Van der Hilst y Mann (1994), quienes utilizando datos de tomografía sísmica postulan una serie de secciones bidimensionales sobre todo el margen meridional del Caribe. En su aproximación, la lámina caribeña subduce con un ángulo bajo de unos 17° internándose por debajo de la placa Suramericana hasta 800 km (Figura 2.14).

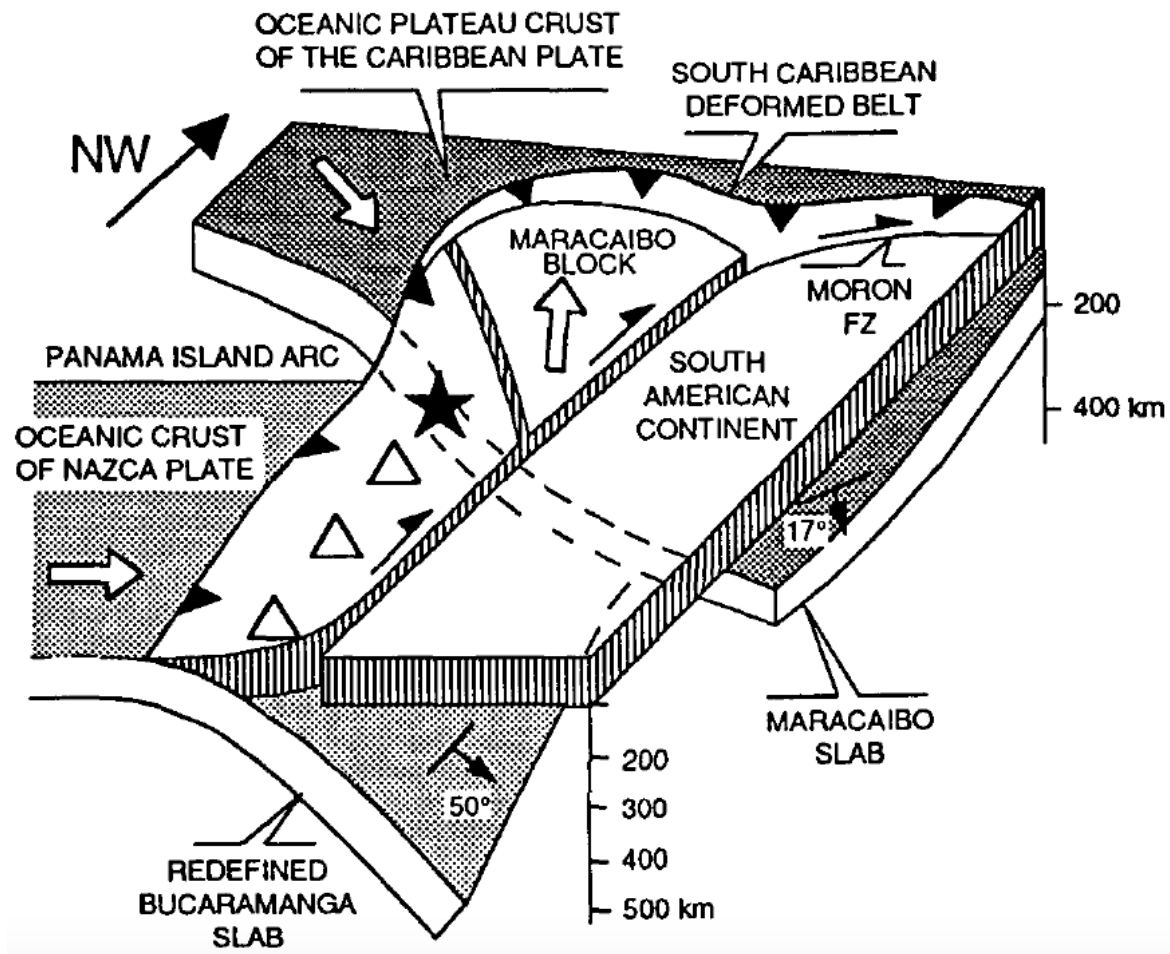


Figura 2.14 Modelo tectónico de subducción profunda de Van der Hilst y Mann (1994) basado en el modelo de Pennington (1981) generado mediante el uso de datos sismológicos y de tomografía sísmica. Obsérvese el bajo ángulo de subducción y la larga proyección de la lámina de subducción por debajo del territorio continental colombiano.

Si bien los modelos de subducción profunda han sido planteados con el propósito de darle una explicación tectónica a la existencia de una acumulación de focos sísmicos profundos conocido como el “nido de Bucaramanga”, irónicamente la principal dificultad que han confrontado es precisamente la condición asísmica de la lámina caribeña en la región occidental de Venezuela. Como consecuencia de que no existen focos sísmicos profundos registrados en esta zona y por ende no se puede definir la geometría del estrato sismogénico, cualquier configuración geométrica de la lámina de subducción es teóricamente factible siempre que cumpla con la condición de ser una subducción plana en la parte proximal al cinturón de deformación para garantizar precisamente la ausencia de focos sísmicos.

Otra aproximación para abordar el problema del “nido de Bucaramanga” la propusieron Taboada et al. (2000), mediante un modelo tectónico de doble subducción donde la paleoplaca del Caribe subduce por debajo de Suramérica desde el occidente de Colombia, detrás de ésta subduce la placa de Nazca y debajo del margen meridional del Caribe se desarrolla otra subducción incipiente de poca profundidad y separada de la lámina que subduce por debajo de Colombia. Este modelo explica los focos sísmicos de Bucaramanga y la zona asísmica del cinturón de deformación del Caribe sur.

Giraldo et al. (2002) mediante datos de sísmica profunda proporciona, para el oriente de Venezuela, tres configuraciones diferentes pero igualmente plausibles para la lámina de subducción caribeña (Figura 2.15).

En la primera alternativa proponen una lámina en subducción de bajo ángulo pero que se prolonga hasta casi 100 km de profundidad por debajo de un posible orógeno en flotación, algo similar a los modelos de subducción profunda propuestos para el occidente (Van der Hilst y Mann, 1994). En la segunda opción la lámina posee un ángulo mucho mayor alcanzando una profundidad superior a los 150 km y en la tercera opción, sugieren que la lámina en subducción está completamente adosada a la corteza continental.

Una vez más, la principal debilidad de estos modelos es la distribución y profundidad de los focos sísmicos, así como la parametrización geométrica que a partir de ellos se puede hacer de la zona Wadati - Benioff. Si la lámina en subducción estuviera adosada a la placa Suramericana y si se considera que se encuentra en desplazamiento lateral por debajo de ella (producto del movimiento de la placa Caribe hacia el este), entonces debería existir una

distribución de focos sísmicos que le den soporte a esta configuración tectónica; sin embargo, no hay evidencias de ello hasta ahora.

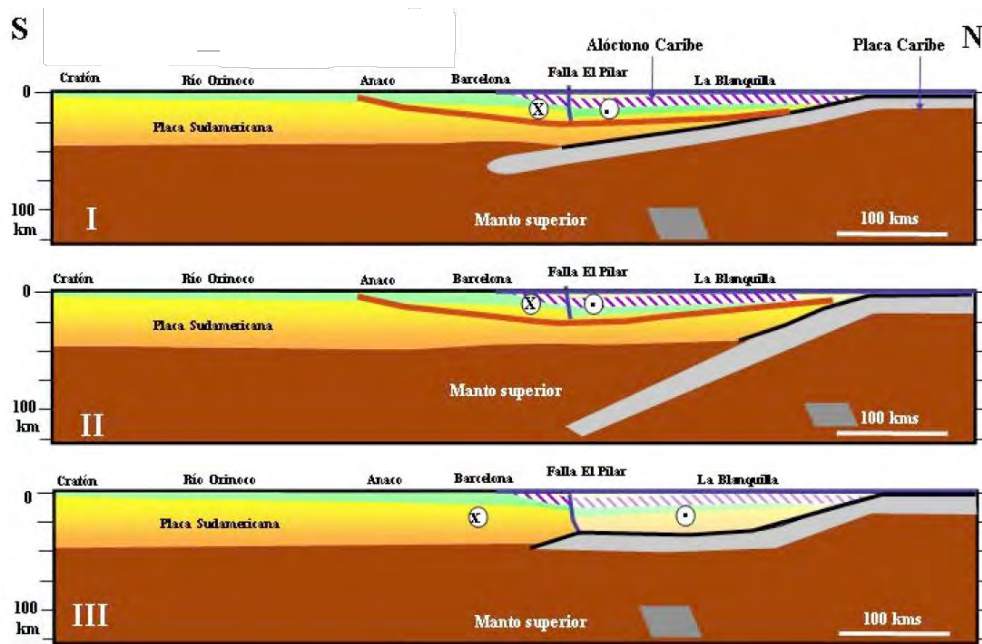


Figura 2.15 Modelos tectónicos propuestos por Giraldo et al. (2002).

La tercera categoría de modelos se enfocan en la geometría del arco y las consecuencias tectónicas de su interacción con las placas circundantes. En el modelo de Avé Lallemant y Guth (1990) por ejemplo, se sugiere que en un escenario de un arco de islas con un alto grado de curvatura producto de la colisión oblicua entre la placa oceánica en subducción y la placa continental aledaña, las zonas del ante-arco con mayor curvatura sufrirán extensión y adelgazamiento de corteza, lo que podría generar la exhumación y ubicación en zonas localizadas de rocas metamórficas de alto grado. Por otro lado, el modelo del “indentor y rotación de arco” propuesto por Wallace et al. (2009) se basa en la observación que las mayores rotaciones de los bloques de ante-arco ocurren en las zonas de transición entre las áreas de subducción de corteza oceánica normal y las áreas en las que una corteza oceánica engrosada entra en la subducción. El ingreso de una corteza con mayor flotabilidad funciona como un indentor dentro de la zona de subducción, lo que produce una rotación rápida y a gran escala del bloque del ante-arco; a la larga esto induce la formación y separación de áreas triangulares del retro-arco.

Finalmente, existe una categoría adicional de modelos del límite entre las placas Caribe y Suramérica que guardan relación con la geometría del manto y la forma como fluye por

debajo de las láminas de subducción involucradas, en vez de considerar la geometría de las cortezas suprayacentes como ya se ha descrito en esta sección. En este sentido Miller et al. (2009) usan datos de sismica pasiva y determinan la existencia de una anomalía de muy bajo valor de velocidad de onda de corte en la parte superior del manto debajo de la región oriental de Venezuela. Esta anomalía posee, según estos autores, una inusual forma de columna que se conecta parcialmente con el alto de Aves y la interpretan como la consecuencia de un flujo de manto que corre paralelo a la lámina en subducción del Atlántico por debajo de las Antillas Menores, la cual está separada del resto del sistema por fallas de desgarre. El flujo de manto es en consecuencia desviado hacia Suramérica lo que incrementa la temperatura a una profundidad atípica generando la zona de baja velocidad de las ondas de corte. En este mismo orden de ideas, Masy et al. (2011) proponen un mecanismo similar de flujo de manto para la región occidental del margen de placas. En su modelo el flujo de manto discurre sobre la lámina en subducción profunda del Caribe por debajo de Colombia que se ha separado de la sección que subduce en forma plana por debajo de los bloques de Maracaibo y Bonaire mediante fallas de desgarre. El flujo de manto es entonces forzado a dirigirse hacia el norte y luego al este debido precisamente a la diferencia que existe entre los ángulos de subducción de los segmentos de la placa Caribe. Un aspecto particular que se debe resaltar entre los dos modelos es que en la propuesta de Miller et al. (2009) no se explica de donde podría provenir el flujo de manto cuya dirección aparente habría cambiado por la presencia de la lámina subductante (Figura 2.16).

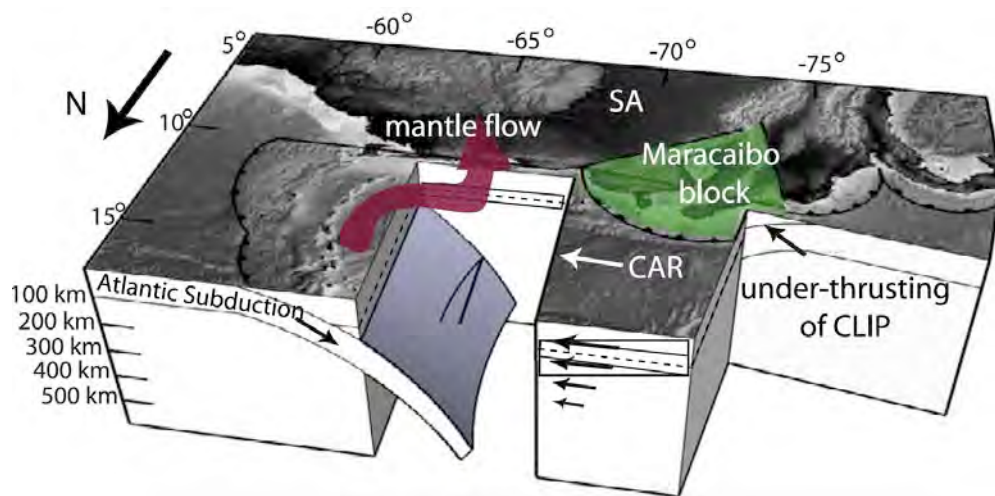


Figura 2.16 Modelo de flujo de manto propuesto por Miller et al. (2009). En esta representación tridimensional se ilustra como el movimiento hacia el norte del bloque Maracaibo está induciendo la subducción de la placa Caribe, mientras que la subducción de la placa Atlántica fuerza al manto a fluir hacia Suramérica.

En el postulado de Masy et al. (2011) el origen del flujo anómalo estaría sustentado en el modelo de Russo y Silver (1994) pero no explica cómo interactuaría una vez que alcance la región oriental de Venezuela, por lo que se puede considerar que ambos trabajos poseen un enfoque parcial y limitado a un fragmento geográfico específico de todo el margen de placas.

2.4 SUMARIO

A lo largo de este capítulo se ha realizado un sistemático y sintetizado compendio de las principales teorías, modelos y conceptos relacionados con el proceso de formación tectónica y evolución geodinámica de las diferentes zonas de interés a lo largo del margen meridional de la placa Caribe. Se evidencia del material seleccionado que existe acuerdo entre los investigadores sólo en muy pocos elementos fundamentales, como por ejemplo, que la evolución de todo el margen corresponde a un proceso de subducción oblicua que eventualmente evolucionó hacia una colisión oblicua y luego en una margen transpresivo (Audemard, 1993). Fuera de esta consideración, la diversidad de modelos es verdaderamente sobrecogedora, debido principalmente, a la gran deficiencia de datos que permitan describir con cierto nivel de precisión las características mecánicas y reológicas de las placas a niveles corticales intermedios y profundos a todo lo largo del margen, aunado a una crónica ausencia de dataciones detalladas realizadas con técnicas modernas distintas a los pocos datos de dataciones K/Ar disponibles hoy día. Este último aspectos es particularmente evidente en las islas de las antillas venezolanas, donde la información geológico - estructural disponible y las dataciones de rocas son escasas y realizadas hace más de 40 años con estas técnicas (Schubert, 1970; Schubert y Moticska, 1973; Schubert y Valastro, 1976). Esta misma realidad está presente en las rocas que constituyen el Sistema Montañoso del Caribe y la isla de Margarita, lo que se convierte en el caldo de cultivo ideal para la proliferación de una pléyade de teorías y modelos diferentes pero todos igualmente probables y capaces de ajustar los escasos datos disponibles. Un magnífico ejemplo de esto puede ser extraído del trabajo de Giunta et al. (2003) quienes proponen un amplio conjunto de escenarios diferentes para la evolución del margen meridional, abarcando desde un modelo con subducciones de vergencia opuesta en los extremos a modelos de subducción simple y desplazamiento, rotación y obducciones de bloques y micro – continentes y como los mismos autores plantean, la ausencia de suficientes datos hace imposible decantar los modelos. Una situación similar ocurre con las serranías Central y Oriental venezolana y la isla de Margarita en donde existe un acuerdo generalizado

que plantea a las rocas constituyentes de estos terrenos como alóctonas pero el punto de origen es tan variado que abarca desde la zona ecuatorial en el océano Pacífico hasta una posición más “caribeña” según el modelo que se escoja.

Resulta claro en consecuencia, que el acopio de nueva información geológica, geocronológica, estructural, geofísica y paleomagnética, aunado a la cuidadosa revisión y reinterpretación de la información ya existente será el único mecanismo cierto para disminuir las incertidumbres que existen sobre la evolución del margen meridional del Caribe.

REFERENCIAS

- Audemard, F. E. (1991) Tectonics of Western of Venezuela. Ph.D. Thesis, Rice University, Texas, 245 pp.
- Audemard, F. A. (1993) Néotectonique, sismotectonique, et aléa sismique du nord-ouest du Vénézuéla (systemme de failles d'Oca-Ancón). Ph.D. dissertation, Université Montpellier II, Montpellier, France, 369 pp.
- Audemard, F. A. (1998) Evolution Géodynamique de la Facade Nord Sud-américaine: Nouveaux apports de l'Histoire Géologique du Bassin de Falcón, Vénézuéla. Proceedings of XIV Caribbean Geological Conference, Trinidad, 1995 2: 327–340.
- Audemard, F. A. (2000) Major active faults of Venezuela. Proceedings of 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brasil.
- Audemard, F. A. (2001) Quaternary tectonics and present stress tensor of the inverted northern Falcón basin, northwestern Venezuela. *Journal of Structural Geology*, 23: 431-453.
- Audemard, F. A. (2014) Active block tectonics in and around The Caribbean: A review. En Schmitz, M.; F. A. Audemard y F. Urbani (eds.): *El límite noreste de la placa Suramericana – Estructuras litosféricas de la superficie al manto*. Editorial Innovación Tecnológica, Facultad de Ingeniería, UCV, Capítulo 2, 29-77.
- Audemard, F. E. and F. A. Audemard, (2002) Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345: 299-327.
- Audemard, F. A.; C. Beck; J. Moernaut; K. De Rycker; M. De Batist; J. Sánchez; M. González; C. Sánchez; W. Versteeg; G. Malavé; M. Schmitz; A. Van Welden; E. Carrillo y A. Lemus (2007) La depresión submarina de Guaracayal, Estado Sucre, Venezuela: Una barrera para la propagación de la ruptura cosísmica a lo largo de la falla de El Pilar. *Interciencia*, 32: 735-741.

- Avé Lallemant, H. and L. Guth (1990) Role of extensional tectonics in exhumation of eclogites and blueschists in an oblique subduction setting. Northeastern Venezuela. *Geology*, 18: 950-953.
- Baquero, M. (2015) Evolución geodinámica del noroccidente de Venezuela basado en nuevos datos de geocronología, geoquímica e isotópicos. Tesis Doctoral, Universidad Central de Venezuela, 259 pp.
- Baquero, M.; J. Acosta; E. Kassabji; J. Zamora; J. Sousa; J. Rodríguez; J. Grobas; L. Melo and F. Schneider (2009) Polyphase development of the Falcón basin in northwestern Venezuela: Implications for oil generation. In James, K.; M. Lorente and J. Pindell (eds.): *The origin and evolution of the Caribbean plate*. Geological Society of London, Special Publications, 328: 587-612.
- Beck, C. (1986) La chaîne Caraïbe au méridien de Caracas: géologie, tectogenèse, place dans l'évolution géodynamique Mésozoïque-Cénozoïque des Caraïbes Méridionales. *Public. Soc. Geol. De Nord, Villeneuve s'Ascq France*, 14: 1-462.
- Beets, D.; W. Maresch; G. Klaver; A. Mottana; R. Bocchio; F. Beunk and H. Monen (1984) Magmatic rock series and high-pressure metamorphism as constraints on the tectonic history of the southern Caribbean. In Bonini, W.; R. Hargraves; and R. Shagam (eds.): *The Caribbean-South American Plate boundary and regional tectonics*. Geological Society of America Memoir 162: 95-130.
- Bellizzia, A. (1985) Sistema montañoso del Caribe: Una cordillera alóctona en la parte norte de América del Sur. *Memorias del VI Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, Venezuela.
- Bezada, M.; M. Schmitz; M. I. Jácome; J. Rodríguez; F. A. Audemard and C. Izarra (2008) Crustal structure in the Falcón Basin area, northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence. *Journal of Geodynamics*, 47(4-5): 191-200.
- Bezada, M.; M. B. Magnani; C. Zelt; M. Schmitz and A. Levander (2010) The Caribbean – South American plate boundary at 65°W: Results from wide – angle seismic data. *Journal of Geophysical Research*, 115.
- Bosch, M. and I. Rodríguez (1992) North Venezuelan collisional crustal block: The boundary between the Caribbean and South American plate. *Journal of South American Earth Sciences*, 6(3): 133-143.
- Bowen, J. (1964) Marine erosional features on Gran Roque. *Boletín Informativo de la Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo*, 7: 243-252.
- Case, J. E.; T. Holcombe and R. Martin (1984) Map of geologic provinces in the Caribbean region. In Bonini, W. and R. Hargraves (eds.): *The Caribbean – South American Plate Boundary and Regional Tectonics*. Geological Society of America, Memoir 162, pp. 1-30.

- Chevalier, Y. (1987) Les zones internes de la chaîne sud-caribbe sur la transect: Ile de Margarita-Péninsula d'Araya (Venezuela). Ph.D. thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Chevalier, Y. (1993) A cross section from the oil-rich Maturin sub-basin to Margarita island. *Léxico Estratigráfico de Venezuela*. <http://www.pdvsa.com/lexico//excursio/exc-93.htm>.
- Clark, S.; C. Zelt; M. B. Magnani and A. Levander (2008) Characterizing the Caribbean – South American plate boundary at 64°W using wide – angle seismic data. *Journal of Geophysical Research*, 113.
- Dewey, J. W. (1972) Seismicity and tectonics of western Venezuela. *Seismological Society of America Bulletin*, 62: 1711-1751.
- Escalona, A. and P. Mann (2011) Tectonics, basin subsidence mechanism, and paleogeography of the Caribbean – South American plate boundary zone. *Marine and Petroleum Geology*, 28(1): 177-199.
- Escalona, A.; P. Mann and M. Jaimes (2011) Miocene to recent Cariaco basin, offshore Venezuela: Structure, tectonosequences and basin-forming mechanisms. *Marine and Petroleum Geology*, 28(1): 8-39.
- Espinal, H. (1964) Algo más sobre la isla de Gran Roque: su recursos y posibilidades. *Boletín Informativo de la Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo*, 7: 235-241.
- French, C. and C. Schenk (1997) Map showing geology, oil and gas fields, and geologic provinces of the Caribbean region. U.S. Geological Survey Open File Report 97-470-K.
- Garzón, Y. y A. Ughi (2008) Modelado geodinámico por medio del análisis de flexión de placas en la región noroccidental de Venezuela. *Memorias del XIV Congreso Venezolano de Geofísica*. Caracas, Venezuela.
- Giraldo, C.; M. Schmitz; J. Arminio; F. A. Audemard y A. Martins (2002) Un transecto La Blanquilla – cratón guayanés, Venezuela oriental: modelos corticales. *Memorias del XI Congreso Venezolano de Geofísica*. Caracas, Venezuela.
- Giunta, G.; L. Beccaluva; M. Coltorti and F. Siena (1997) Ophiolitic units of the Southern margin of the Caribbean plate in Venezuela: An appraisal of their petrogenesis and original tectonic setting. *Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano*. Porlamar, Venezuela.
- Giunta, G.; L. Beccaluva; M. Coltorti; F. Siena; D. Mortellaro and D. Cutrupina (2002) The peri-Caribbean ophiolites: Structure, tectono-magmatic significance and geodynamic implications. *Caribbean Journal of Earth Sciences*, 36: 1-20.

- Giunta, G.; M. Marroni; E. Padoa and L. Pandolfi (2003) Geological constraints for the geodynamic evolution of the Southern margin of the Caribbean plate. In Bartolini, C.; R. Buffler and J. Blickwede (eds.): *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics*. AAPG Memoir 79: 104-125.
- González de Juana, C. (1968) *Guía de la excursión geológica a la parte oriental de la isla de Margarita*. Asociación Venezolana de Geología, Mineralogía y Petrología, Caracas.
- González de Juana, C.; J. Iturralde y X. Picard (1980) *Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas*. Ediciones Foninves, Caracas, Venezuela, 1031 pp.
- Gorney, D.; A. Escalona; P. Mann and M. B. Magnani (2007) Chronology of Cenozoic tectonic events in western Venezuela and the Leeward Antilles based on integration of offshore seismic reflection data and on-land geology. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 91(5): 653-684.
- Grande, S. (2013) Terreno Falconia: bloque alóctono Neoproterozoico de alto grado metamórfico, en el Noroccidente de Venezuela. *Rev. Venezolana de Ciencias de la Tierra*, 45: 1-22.
- Grande, S. and F. Urbani (2009) Presence of high-grade rocks in NW Venezuela of posible Grenvillian affinity. In James, K.; M. Lorente and J. Pindell (eds.): *The origin and evolution of the Caribbean plate*. Geological Society of London, Special Publications, 328: 533-548.
- Guth, L. and H. Avé Lallemant (1991) A kinematic history for eastern Margarita Island, Venezuela. In Larue, D. and G. Draper (eds.): *Transactions 12th Caribbean Geological Conference, 1989, St. Croix, Miami Geological Society*, 472-480.
- Hess, H. and J. Maxwell (1949) Geological reconnaissance of the Island of Margarita, Part I. *Geological Society of American Bulletin*, 60: 1857-1868.
- Jackson, T. and Donovan, S. (1994) Tobago. In Donovan, S. and T. Jackson (eds.): *Caribbean geology: An introduction*. Kingston, Jamaica, West Indies University, 193-207.
- Jackson, T. and E. Robinson (1994) The Netherlands and Venezuelan Antilles. In Donovan, S. and T. Jackson (eds.): *Caribbean geology: An introduction*. Kingston, Jamaica, West Indies University, 249-263.
- Kerr, A.; J. Tarney; G. Marriner; G. Klaver; A. Sounders and M. Thirlwall (1996) The geochemistry and petrogenesis of the late-Cretaceous picrites and basalts of Curaçao, Netherlands Antilles: A remnant of an oceanic plateau. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 124: 29-43.
- Macellari, C. E. (1995) Cenozoic sedimentation and tectonics of the southwestern Caribbean pull apart basin, Venezuela and Colombia. In Tankard, A.; R. Suárez and H. Welsink

- (eds.): Petroleum basins of South America, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, 757-780.
- Macsoy, O.; B. Chachati y E. Avarez (1997) Eventos de sedimentación, intrusión y sobrecorrimiento en Macanao, Estado Nueva Esparta, Venezuela nor-oriental. Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano, 11: 17-24.
- Magnani, M. B.; C. Zelt; A. Levander and M. Schmitz (2009) Crustal structure of the South American – Caribbean plate boundary at 67° from controlled source seismic data. *Journal of Geophysical Research*, 114.
- Maloney, N. J. (1971) Geología de la isla La Blanquilla y notas sobre el archipiélago Los Hermanos, Venezuela oriental. *Acta Científica Venezolana*, 22: 6-10.
- Mann, P. (1999) Caribbean sedimentary basins: classification and tectonic setting from Jurassic to Present. In Mann, P. (ed.): *Caribbean basins: Sedimentary Basins of the World 4*, Amsterdam, Elsevier, 3-31.
- Maresch, W. (1971) The metamorphism of northeastern Margarita Island, Venezuela. Ph.D. thesis, Princeton University, Princeton, NJ.
- Maresch, W. (1973) Metamorfismo y estructura de Margarita oriental, Venezuela. *Boletín Geológico del Ministerio de Minas e Hidrocarburos*, XII: 3-172.
- Maresch, W. (1975) The geology of northeastern Margarita island, Venezuela: a contribution to the study of Caribbean plate margins. *Geologische Rundschau*, 64: 846-883.
- Maresch, W.; R. Kluge; A. Baumann; J. Pindell; G. Krückhans-Lueder and K. Stanek (2009) The occurrence and timing of high-pressure metamorphism on Margarita island, Venezuela: a constraint on Caribbean-South America interaction. *Special Publication, Geological Society of London*, 328: 705-741.
- Masy, J.; F. Niu; A. Levander and M. Schmitz (2011) Mantle flow beneath northwestern Venezuela: Seismic evidence for a deep origin of the Mérida Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 305: 396-404.
- McClay, K.; P. Whitehouse; T. Dooley and M. Richards (2004) 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine and Petroleum Geology*, 21: 857-877.
- McConnell, D. (1941) Barrandita, mineral constitutivo de los depósitos de fosfatos de la isla de Gran Roque, D. F., Venezuela. *Revista del Colegio de Ingenieros de Venezuela*, 140.
- Mendi, D. y E. Rodríguez (2006) Integración geológica de la península de Paraguaná, estado Falcón. *Geos* 38 (2005): 93-94 + 184 p. en CD (Carpeta 43).
- Mendi, D.; M. Baquero; N. Paiva-Oliveira; F. Urbani; J. Pinto; S. Grande and V. Valencia (2013) Petrography and U-Pb zircon geochronology of igneous-metamorphic units in

- the Mesa de Cocodite, Paraguaná Peninsula, Venezuela. AGU Meeting of the Americas, Abstract + Poster, Cancún, México.
- Menéndez, A. (1966) Tectónica de la parte central de las montañas occidentales del Caribe, Venezuela. *Boletín de Geología*, Caracas, 8(15): 116-139.
- Miller, M.; A. Levander; F. Niu and A. Li (2009) Upper mantle structure beneath the Caribbean-South American plate boundary from surface wave tomography. *Journal of Geophysical Research*, 114.
- Muessig, K. (1978) The central Falcón igneous suite, Venezuela: Alkaline basaltic intrusions of the Oligocene-Miocene age. *Geologie en Mijnbouw*, 57: 261-266.
- Muessig, K. (1984) Structure and Cenozoic tectonics of the Falcón basin, Venezuela and adjacent areas. In Bonini, W.; R. Hargraves and R. Shagam (eds.): *The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics*. Geological Society of America, Memoir 162, 217-230.
- Oldow, J.; A. Bally and H. Avé-Lallemant (1990) Transpression, orogenic float, and lithospheric balance. *Geology*, 18: 991-994.
- Orihuela, N. y Cuevas, J. (1993) Modelaje sismogravimétrico de perfiles regionales del Caribe central. *Revista de la Facultad de Ingeniería*, 8(1): 55-73.
- Orihuela, N. y García, A. (2015) Deconvolución de Euler de datos gravimétricos del segmento central de la zona de borde sur de la placa Caribe. *Boletín de Geología*, 37(2): 25-39.
- Pennington, W. D. (1981) Subduction of the Eastern Panama basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*, 86: 10753-10770.
- Pereira, J. G. (1985) Evolución tectónica de la cuenca de Carúpano durante el Terciario. *Memorias del VI Congreso Geológico Venezolano*, tomo IV, pp. 1647-2943.
- Pindell, J. and S. Barrett (1990) Geological evolution of the Caribbean region: A plate-tectonic perspective. *The geology of North America, the Caribbean region*, pp. 405-432.
- Pindell, J.; R. Higgs and J. Dewey (1998) Cenozoic palaeogeographic reconstruction, paleogeographic reconstruction and hydrocarbon setting of the northern margin of South America. In Pindell, J. and C. Drake (eds.): *Paleogeographic evolution and neoglaciac eustasy, northern South America*. SEPM Special Publication, 58: 45-85.
- Porras, L. (2000) Evolución tectónica y estilos estructurales de la región costa afuera de las cuencas de Falcón y Bonaire. *Memorias del VII Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas*, Caracas, Venezuela, 279-292.
- Rost, M. (1938) Die venezolanischen Inseln Las Aves, Los Roques, La Orchila und die phosphoritlagerstätte von Gran Roque. *Zeit. Deut. Geol. Ges.*, 90: 577-596.
- Russo, R. and Silver, P. G. (1994) Trench-parallel flow beneath the Nazca Plate from seismic anisotropy. *Science*, 263: 1105-1111.
-

- Rutten, L. (1939) The age of the quartzdioritic and granodioritic rocks of the West Indies. *Geology*, 5: 128-133.
- Sánchez, J.; H. J. Götze and M. Schmitz (2010) A 3-D lithospheric model of the Caribbean – South American plate boundary. *International Journal of Earth Sciences*, 100(7): 1698-1712.
- Schubert, C. (1970) Geología de la isla La Orchila, Dependencias Federales (resumen). *Acta Científica Venezolana*, 21(1): 55.
- Schubert, C. (1979) El Pilar fault zone, northeastern Venezuela: Brief review. *Tectonophysics*, 5(2): 447-455.
- Schubert, C. (1980) Late Cenozoic pull-apart basins, Boconó fault zone, Venezuela Andes. *Journal of Structural Geology*, 2: 463-468.
- Schubert, C. (1982a) Neotectonics of Boconó fault, western Venezuela. *Tectonophysics*, 85: 205-220.
- Schubert, C. (1982b) Origin of the Cariaco basin, southern Caribbean Sea. *Marine Geology*, 47: 345-360.
- Schubert, C. (1984) Basin formation along the Boconó-Morón-El Pilar Fault System, Venezuela. *Journal of Geophysical Research*, 89: 5711-5718.
- Schubert, C. y P. Moticska (1973) Reconocimiento geológico de las islas venezolanas en el mar Caribe, entre Los Roques y Los Testigos (Dependencias Federales). *Boletín de la Sociedad Venezolana de Geología*, 8(1-2): 1-48.
- Schubert, C. and S. Valastro (1976) Quaternary geology of La Orchila Island, central Venezuelan offshore, Caribbean Sea. *Bulletin of the Geological Society of America*, 87: 1131-1142.
- Silver, E.; J. Case and H. J. MacGillavry (1975) Geophysical study of the Venezuelan Borderland. *Geological Society of America Bulletin*, 86: 213-226.
- Singer, A. y F. A. Audemard (1997) Aportes de FUNVISIS al desarrollo de la geología de fallas activas y de la paleosismología para los estudios de amenaza y riesgo sísmico. *Publicación Especial, Academia de Ciencias Naturales, Físicas y Matemáticas*, 33: 25-38.
- Sinton, C.; R. Duncan; M. Storey; J. Lewis and J. Estrada (1998) An oceanic flood basalt province within the Caribbean Plate. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 155: 221-235.
- Sousa, J.; J. Rodríguez; C. Giraldo; I. Rodríguez; F. A. Audemard and R. Alezones (2005) An integrated geological-geophysical profile across northwestern Venezuela. *Memorias del 6º Simposio Internacional de Geodinámica Andina*, Barcelona, España.

- Speed, R.; P. Smith-Horowitz; K. v. S. Perch-Nielsen; J. Saunders and A. Sanfilippo (1993) Southern Lesser Antilles Arc Platform: Pre-Late Miocene stratigraphy, structure and tectonic evolution. Geological Society of America Special Paper 277, 98 pp.
- Stephan, J.; B. Mercier de Lepinay; E. Calais; M. Tardy; C. Beck; J. Carfantan; J. Olivet; M. Vila; P. Bouysse; A. Mauffret; J. Bourgois; J. Thery; J. Tournon; R. Blanchet and J. Dercourt (1990) Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. Bulletin de la Société Géologique de France, 8: 915-919.
- Taboada, A.; L. Rivera; A. Fuenzalida; A. Cisternas; H. Philip; H. Bijwaard; J. Olaya and C. Rivera (2000) Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). Tectonics, 19(5): 787-813.
- Talukdar, S y D. Loureiro (1982) Geología de una zona ubicada en el segmento norcentral de la Cordillera de la Costa, Venezuela: Metamorfismo y deformación. Evolución del margen septentrional de Suramérica en el marco de la tectónica de placas. Geos, UCV, Caracas, 27: 15-76.
- Taylor, G. (1960) Geología de la isla de Margarita, Venezuela. Publicación especial, Boletín de Geología, 3: 838-893.
- Ughi, A. (2014) Estudio de la estructura cortical en la zona centro norte de Venezuela mediante el análisis de flexión de placas. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 31(1): 93-103.
- Ughi, A.; J. Reyes y I. Rodríguez (2004) Modelado geodinámico por medio del análisis de flexión de placas en la región central de Venezuela. Memorias, XII Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, Venezuela.
- Ughi, A.; D. González y A. Toloza (2013) Delimitación del margen de placa entre Suramérica y el Caribe al norte de Venezuela mediante el realzado de la anomalía gravimétrica. Geoacta, 38(2): 140-152.
- Urbani, F. (2014) Terrane distribution in north-central Venezuela. En Schmitz, M; F. A. Audemard y F. Urbani (eds.): El límite noreste de la placa Suramericana-Estructuras litosféricas de la superficie al manto, Capítulo 3, 79-102.
- Urbani, F. y M. Ostos (1989) El complejo Ávila, Cordillera de la Costa, Venezuela. Geos, UCV, Caracas, 29: 205-217.
- Urbani, F. y J. Rodríguez (2004) Atlas geológico de la Cordillera de la Costa, Venezuela. Fundación Geos y Funvisis, XII+146 mapas.
- Urbani, F.; S. Grande; M. Baquero; D. Mendi; L. Camposano y I. Baritto (2014) Los diques de basalto de la quebrada Yaracuybare, Municipio Silva, Estado Falcón, Venezuela. En Schmitz, M.; F. A. Audemard y F. Urbani (eds.): El límite noreste de la placa

- Suramericana – Estructuras litosféricas de la superficie al manto. Editorial Innovación Tecnológica, Facultad de Ingeniería, UCV, Capítulo 9, 203-220.
- Van der Hilst, R. and P. Mann (1994) Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology*, 22: 451-454.
- Vignali, M. (1979) Estratigrafía y estructura de las cordilleras metamórficas de Venezuela oriental (península de Araya – Paria e isla de Margarita). *GEOS*, Caracas, 25: 19-66.
- Vila, M. A. (1967) Aspectos geográficos de las Dependencias Federales. Monografías Económicas Estadales. Corporación Venezolana de Fomento, Caracas, 112 pp.
- Wallace, L.; S. Ellis and P. Mann (2009) Collisional model for rapid fore-arc block rotations, arc curvature, and episodic back-arc rifting in subduction settings. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 10.
- Wheeler, C. B. (1963) Estratigrafía del Oligoceno y Mioceno Inferior de Falcón occidental y nororiental. *Memorias del III Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, p. 407-465.
- White, R.; A. Tarney; A. Kerr; A. Saunders; P. Kempton; M. Pringle and G. Klaver (1999) Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: Implication for the generation of continental crust. *Lithos*, 46: 43-68.
- Ysaccis, R. (1997) Tectonic evolution of the northeastern Venezuela offshore. Ph.D. dissertation, Rice University, Houston, Texas, U.S.A.
- Ysaccis, R. and F. A. Audemard (2000) A Neogene orogenic float in northern South America: Eastern Venezuelan Basin vs. Southeastern Caribbean. Poster, AAPG Annual Meeting, New Orleans.
- Zuloaga, G. (1953) La Blanquilla y Los Hermanos. *Boletín de la Academia de Ciencias Físicas Matemáticas y Naturales*, 49.

MODELADO GRAVIMÉTRICO DEL MARGEN MERIDIONAL DE LA PLACA CARIBE

3.1 INTRODUCCIÓN

Los estudios de tectónica y geodinámica regional abarcan grandes extensiones geográficas que involucran una amplia variedad de estructuras y cuerpos de roca con geometrías, edades y reologías distintas, por lo que resulta conveniente utilizar métodos que permitan analizar con un alto nivel de resolución las variaciones laterales y verticales de estos cuerpos de roca sobre toda el área a considerar y con bajo costo durante la adquisición. La sísmica de reflexión suele ser uno de los métodos geofísicos por excelencia para este tipo de estudios, no obstante presenta el inconveniente que los costos de adquisición y procesamiento de los datos son elevados y normalmente se utilizan para realizar estudios a escala de cuencas. Por otra parte, la gravimetría es mucho más simple de adquirir y procesar y por ende sus costos son mucho menores, lo que la convierte en una herramienta ideal para estudios de alta resolución a gran escala regional, particularmente sobre cuencas oceánicas, grandes cordilleras montañosas y placas tectónicas. Aunado a esto se dispone hoy día de variadas bases de datos gravimétricos satelitales que exhiben una excelente resolución sobre grandes áreas geográficas gracias a que combinan datos de tierra, mar, aire y satélite unificados en modelos gravimétricos estandarizados a una cota específica. Gracias a ello es factible desarrollar exploraciones de alta calidad sobre grandes áreas con propósitos de evaluación tectónica de cuencas y placas litosféricas, geodinámica e isostasia regional.

En este capítulo se analizarán cualitativa y cuantitativamente las anomalías gravimétricas observadas sobre la región meridional del Caribe, se evaluarán los datos tanto geológicos como geofísicos provenientes de otras fuentes y se propondrán los modelos litosféricos - estructurales que ajusten toda la información disponible.

3.2 DESCRIPCIÓN Y PROCESAMIENTO DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS

Los datos topográficos y batimétricos (Figura 3.1) utilizados para esta investigación fueron tomados del Centro Internacional para Modelos Gravimétricos Globales (*International Center for Global Gravity Model* – ICGEM, 2016). La ventana de estudio está comprendida entre las coordenadas 60° oeste a 74° oeste y 9° norte a 17° norte y consiste en una malla regularmente espaciada de 281.101 datos altimétricos basados en el modelo ETOPO – 1 (Amante y Eakins, 2009) de un minuto de arco de resolución.

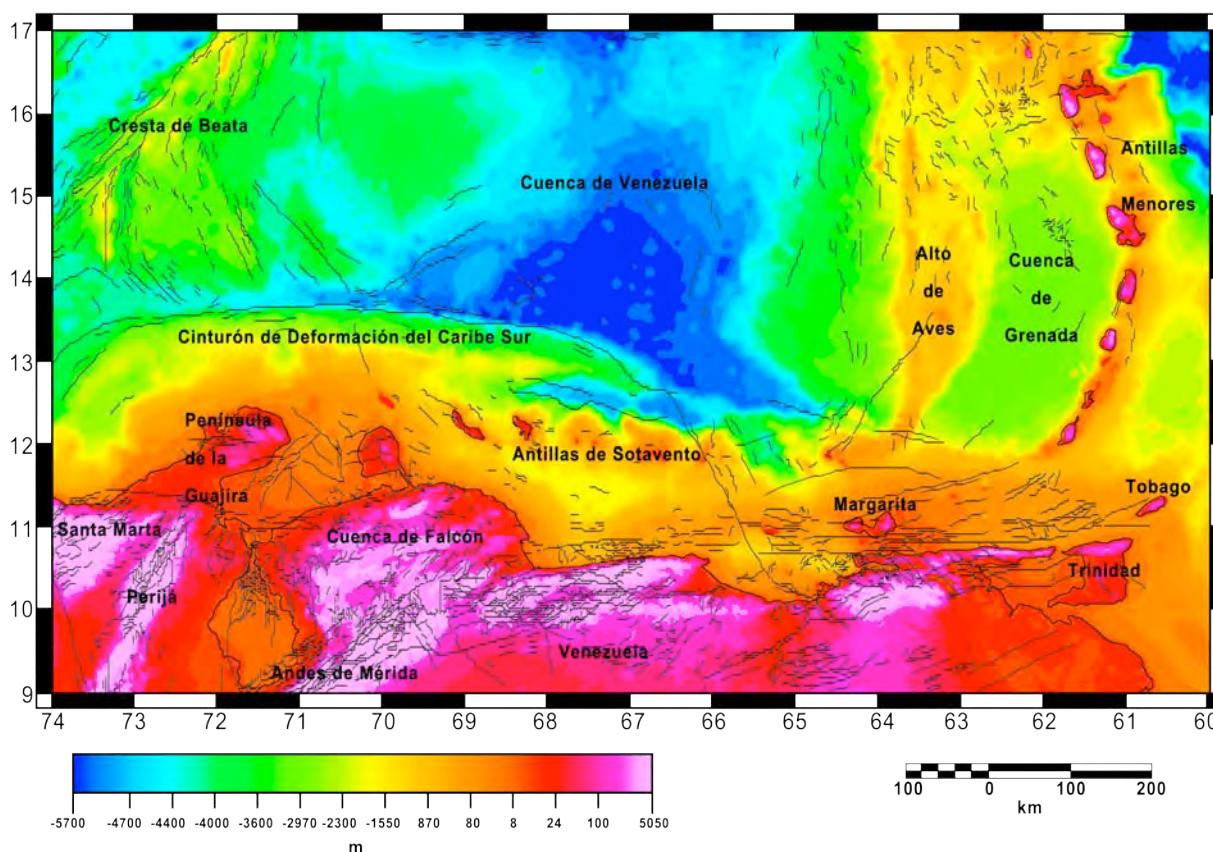


Figura 3.1 Mapa topográfico/batimétrico del margen meridional de la placa Caribe.

Como se puede observar en la Figura 3.1, la región meridional del Caribe comprende una amplia variedad de accidentes geográficos que abarcan desde profundas cuencas oceánicas de más de 4000 m de profundidad, hasta zonas de cordilleras montañosas como la

sierra nevada de Santa Marta en Colombia o el Sistema Montañoso del Caribe en Venezuela. Sobre la cuenca de Venezuela se aprecian cuatro rasgos morfológicos distintivos: en primer lugar al este se observa el arco volcánico activo de las Antillas Menores, seguido más hacia el oeste por el alto de Aves; al sur, el arco de islas de las Antillas de Sotavento que incluye al territorio insular venezolano y las antillas holandesas y finalmente, hacia el noroeste de la ventana en estudio se divisa la cresta de Beata, la cual representa una prominente elevación topográfica sobre el lecho marino circundante.

La base de datos de gravimetría fue tomada también del Centro Internacional para Modelos Gravimétricos Globales (*International Center for Global Gravity Model – ICGEM*, 2016) sobre las mismas coordenadas que los datos topográficos y batimétricos y consiste en una malla regularmente espaciada de 281.101 datos de anomalía de Aire Libre basada en el modelo EIGEN-64C (*European Improved Gravity model of the Earth by New techniques*, Förste et al., 2014). Los datos fueron descargados con un salto o espaciamiento entre estaciones de 0,02° y con corrección por mareas y por latitud. Seguidamente se realizaron las reducciones necesarias hasta obtener la anomalía de Bouguer completa, esto es, se aplicó la reducción atmosférica y se calculó la reducción de Bouguer con una densidad de reducción para la lámina de Bouguer de 2670 kg/m³ y una densidad para el agua de 1027 kg/m³. Posteriormente se realizó la corrección topográfica, proceso que requiere utilizar dos Modelos Digitales de Elevación (*Digital Elevation Model – DEM*), uno local del tamaño del área en estudio más un radio de medio grado en todas las direcciones que debe tener un alto nivel de resolución y un segundo modelo regional más grande que el anterior que puede tener una resolución más baja y se expandió un grado más allá del área en estudio. Los DEM se descargaron en armónicos esféricos del mismo portal del ICGEM basados en el modelo ETOPO – 1 con una malla del mismo grado y orden que el modelo EIGEN-64C y una resolución de un minuto de arco.

La corrección topográfica se calcula utilizando una combinación de los métodos descritos por Nagy (1966a y 1966b) y Kane (1962). Para hacer los cálculos de la corrección el modelo digital de elevación se muestrea y centra en cada estación como una cuadrícula mallada. La corrección es calculada con base a la contribución de la zona cercana, intermedia y lejana. Para la zona cercana el algoritmo suma los efectos de cuatro secciones triangulares inclinadas que describen la superficie del terreno alrededor de la estación. Para la zona

intermedia, el efecto se calcula usando una aproximación con prismas cuadrados desarrollado por Nagy (1966a y 1966b). En la zona lejana se calcula la aproximación de un segmento anular según la descripción realizada por Kane (1962).

El mapa final de anomalía de Bouguer completa exhibe un ruido de alta frecuencia el cual se suprimió con un filtro de tipo gaussiano con una longitud de onda de 26 km. Sobre este mapa es que se realizarán los cálculos y análisis que se describen en las secciones siguientes.

3.3 ANÁLISIS CUALITATIVO DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS

En el mapa de anomalía de Aire Libre (Figura 3.2) se observa al norte de Venezuela una sucesión de máximos gravimétricos alineados en dirección este – oeste que corresponden con la ubicación de las Antillas de Sotavento y la isla de Margarita. Los valores de estos altos gravimétricos oscilan entre 100 y 177 mGal en las Antillas de Sotavento, de 20 a 135 mGal para la sección de las islas Blanquilla y Los Hermanos y de 85 a 97 mGal para la isla de Margarita.

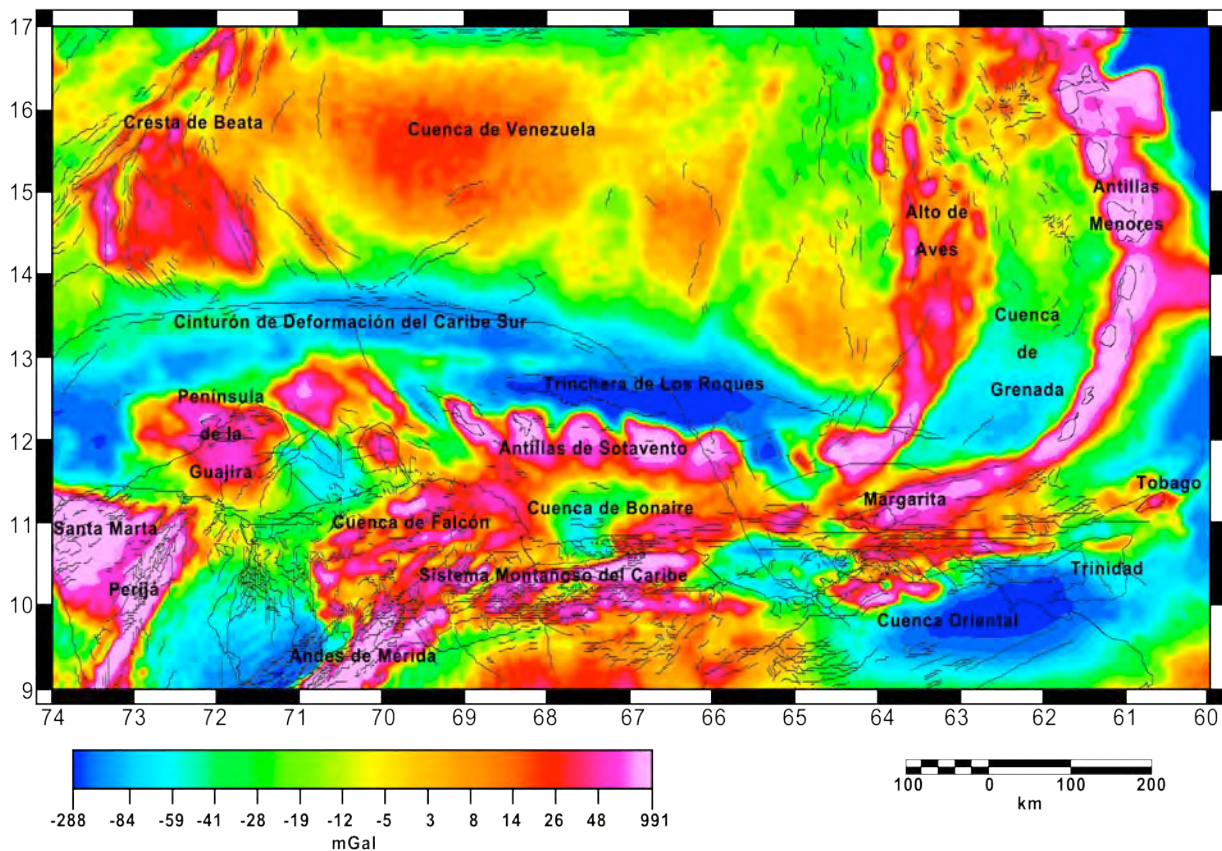


Figura 3.2 Mapa de anomalía de Aire Libre del margen meridional de la placa Caribe.

Estos máximos se prolongan hacia el norte en dos vertientes, una más allá de la isla de Margarita que corresponde con las Antillas Menores y la otra directamente al norte de ésta que corresponde con el alto de Aves. En todos estos casos la correspondencia entre la anomalía de Aire Libre y el mapa topográfico (Figura 3.1) es obvia; sin embargo, en la cuenca de Bonaire se observa una amplia anomalía de entre 17 y 67 mGal que se interconecta con las anomalías observadas sobre la isla Tortuga y el alto de Aves y que no posee una aparente correspondencia con la forma del piso oceánico en esa zona. Esta misma situación se observa entre la cuenca de Falcón y la sección oriental de las Antillas holandesas (Curazao y Bonaire) y entre la península de la Guajira y Aruba. En todos estos casos las anomalías positivas poseen un rumbo aproximado N45E y parecen alinearse con una anomalía similar ubicada mucho más al norte sobre la cresta de Beata. Los rangos de anomalías también son similares: sobre la cuenca de Falcón se observan valores de 27 a 109 mGal, sobre la península de la Guajira de 30 a 96 mGal, en la península de Paraguaná abarcan desde 33 a 66 mGal y en la cresta de Beata de 37 a 96 mGal.

Al norte de las Antillas de Sotavento se localizan los mínimos absolutos del mapa de anomalía de Aire Libre que corresponden con la fosa de Los Roques (-206 a -59 mGal) y el cinturón de deformación del Caribe sur (-125 a -56 mGal). Se observa además cómo el cañón de Los Roques en su extremo oriental interrumpe las anomalías positivas de las Antillas de Sotavento entre las islas de La Orchila y La Blanquilla formando así dos regiones bien diferenciadas. La sierra nevada de Santa Marta exhibe los máximos absolutos de entre 100 y 670 mGal seguido de un pronunciado mínimo de -70 a -20 mGal que la separa de los altos valores observados sobre la península de la Guajira, para luego presentarse un nuevo mínimo de -40 a -18 mGal entre ésta y la isla de Aruba. Finalmente, la placa oceánica del Caribe en la cuenca de Venezuela exhibe valores gravimétricos relativamente bajos (entre -43 y -30 mGal) tanto en la parte oriental como en la sección sur.

El mapa de anomalía de Bouguer completa (Figura 3.3) exhibe una significativa segmentación en la firma gravimétrica que aumenta su valor de sur a norte; es decir, que los valores mínimos absolutos se observan al sur sobre la mayor parte del territorio continental venezolano y parte del norte de Colombia, mientras que los valores máximos absolutos se observan al norte sobre la placa Caribe. El valor máximo absoluto de anomalía gravimétrica de 358 mGal está ubicado en la sección sur oriental de la placa Caribe; esta región de altos

valores de anomalía de Bouguer posee una forma aproximadamente rectangular que abarca una amplia porción de la placa de aproximadamente 300 km en el eje latitudinal y 500 km en el eje longitudinal y un rango de anomalías gravimétricas entre 150 y 358 mGal. Al oeste de esta región, los valores de anomalía disminuyen a un rango de 179 a 230 mGal sobre una franja de entre 100 a 150 km de ancho con dirección N45E correspondiente a la cresta de Beata, la cual está flanqueada tanto al noroeste como al sureste por máximos relativos 267 a 283 mGal. Esta firma gravimétrica claramente sugiere que las densidades de las rocas en la cresta de Beata son de una menor magnitud que aquellas que las circundan; generando en consecuencia, un alto contraste gravimétrico que origina las anomalías descritas.

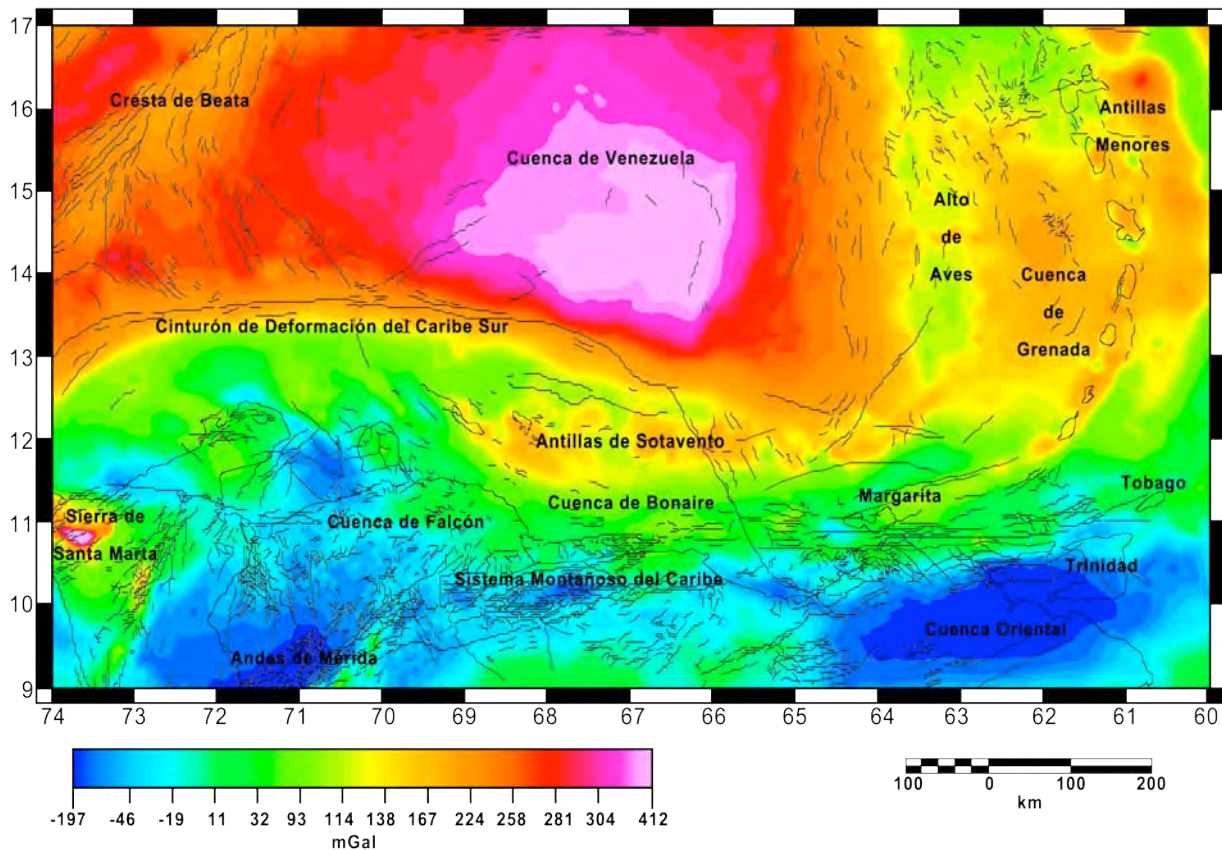


Figura 3.3 Mapa de anomalía de Bouguer completa del margen meridional de la placa Caribe.

El límite sur de la región de corteza propiamente oceánica, que es coincidente con los máximos valores gravimétricos, está marcado por una zona con geometría curva ubicada entre los 12° N y 13° N que delimita el cinturón de deformación del Caribe sur y resalta por el marcado contraste entre los valores de anomalía. Más al sur se observa una amplia zona que posee una orientación preferencial este – oeste con un rango de valores que oscila entre 47 y

190 mGal. Dentro de esta franja destacan un conjunto de anomalías tanto positivas como negativas que vale la pena mencionar; por ejemplo, al norte de las penínsulas de la Guajira y Paraguaná se observan mínimos gravimétricos significativos de -88 a -28 mGal y de -4 a 44 mGal respectivamente; un poco más al norte, la pequeña isla de Aruba se encuentra en una zona con anomalías entre 49 y 59 mGal pero inmediatamente aledaña a ella, sobre la cuenca de Aruba, los valores caen a un rango de entre -14 a -11 mGal. Siguiendo hacia el este las islas de Curazao y Bonaire se encuentran sobre máximos relativos de 148 y 171 mGal respectivamente. Más hacia el este sobre la cadena de islas de las Antillas de Sotavento se observa una alternancia de máximos de entre 153 a 190 mGal y mínimos relativos de entre 112 a 123 mGal. Estos valores demuestran que las Antillas de Sotavento pueden ser subdivididas en dos segmentos: occidental y oriental, a partir del análisis de sus contrastes de densidades a pesar que petrológicamente se le considera una sola cadena de islas con la misma génesis y características. Por otra parte, la cuenca de Bonaire no exhibe contrastes significativos de densidad con un rango de anomalía entre 40 y 109 mGal. La isla de Margarita posee un rango entre 133 y 156 mGal y se interconecta con la sección sur de las Antillas Menores que poseen un rango entre 144 y 180 mGal, mientras que la sección norte es significativamente distinta con rangos entre 102 y 127 mGal.

Considerando que la anomalía de Bouguer completa representa las variaciones laterales de contrastes de densidad entre los cuerpos de roca ubicados por debajo del nivel de referencia, se interpreta que la marcada diferenciación regional de las anomalías entre la zona norte, central y sur representa un cambio sustancial de las densidades de las rocas que constituyen estas secciones de litosfera. Bajo esta misma línea de pensamiento, Ughi et al. (2013) definen a la sección sur (donde se observan los mínimos gravimétricos) como una litosfera típicamente continental, a la sección norte (donde se observan los máximos gravimétricos) como la zona de litosfera típicamente oceánica y entre ambas, la zona de litosfera transicional claramente diferenciada de las otras dos a partir de su firma gravimétrica característica y considerada como transicional por poseer un espesor anómalo mayor al de una corteza oceánica típica, aún y cuando conserva una petrología similar. Este espesor anómalo tendería a disminuir la densidad y por ende a modificar el valor de la anomalía de Bouguer a pesar de poseer una composición similar a una litosfera oceánica.

A todo lo largo del margen meridional de la placa Caribe se observa que existe segmentación y diferenciación en las firmas gravimétricas entre los grupos de cuerpos de roca que petrológicamente deberían ser similares; sin embargo, la anomalía de Bouguer por sí sola no es suficiente para esclarecer las causas de estas diferencias, por lo que se hace necesario aplicar un conjunto de filtros y técnicas de realce de la anomalía de Bouguer con el propósito de extraer mayor información y evaluar si existe alguna correspondencia entre las anomalías observadas y la realidad geológica existentes en la zona.

3.3.1 Separación de las Anomalías Regional y Residual

Para generar el mapa regional se utilizó un filtro pasa – banda con una rango de longitud de onda entre 500 y 1600 km. El residual se obtuvo con un filtro pasa – banda con un rango para la longitud de onda entre 33 y 102 km. El resultado de ambos procesos se ilustra en la Figura 3.4, donde el mapa de la sección superior corresponde al regional y el mapa de la sección inferior al residual.

En el primer caso (Figura 3.4A) se evidencia como la placa Caribe representa el máximo valor de anomalía el cual se concentra en la sección suroriental, mientras que la sección noroccidental posee un rango de anomalías intermedio con la cresta de Beata controlando la forma de esta anomalía. Inspeccionando de norte a sur el mapa, se observa como se diferencian claramente los tres tipos de litosfera en función de sus anomalías gravimétricas, al norte los valores máximos (correspondientes a la litosfera oceánica), en el centro los valores intermedios (correspondiente a la litosfera transicional) y al sur los mínimos (correspondientes a litosfera continental). La litosfera transicional también se observa segmentada en dos bloques, ya que al oeste de Curazao predominan anomalías entre 10 y 90 mGal, mientras que al este de Bonaire predominan anomalías entre 120 y 140 mGal.

En el residual que se ilustra en la Figura 3.4B se observa que el cinturón de deformación del Caribe coincide con una secuencia continua de anomalías positivas, lo mismo ocurre sobre las islas de las antillas holandesas y venezolanas y sobre las Antillas Menores, las cuales se evidencian como una secuencia de anomalías positivas aisladas por las cuencas sedimentarias que quedan representadas como anomalías negativas locales. Las anomalías residuales sobre la placa Caribe se muestran como una alternancia de positivos y negativos simétricos y homogéneamente distribuidos tanto en la dirección norte – sur como en la este –

oeste. Más al sur, el sistema montañoso del Caribe también exhibe residuales positivos alineados con los principales sistemas de falla existentes en la zona.

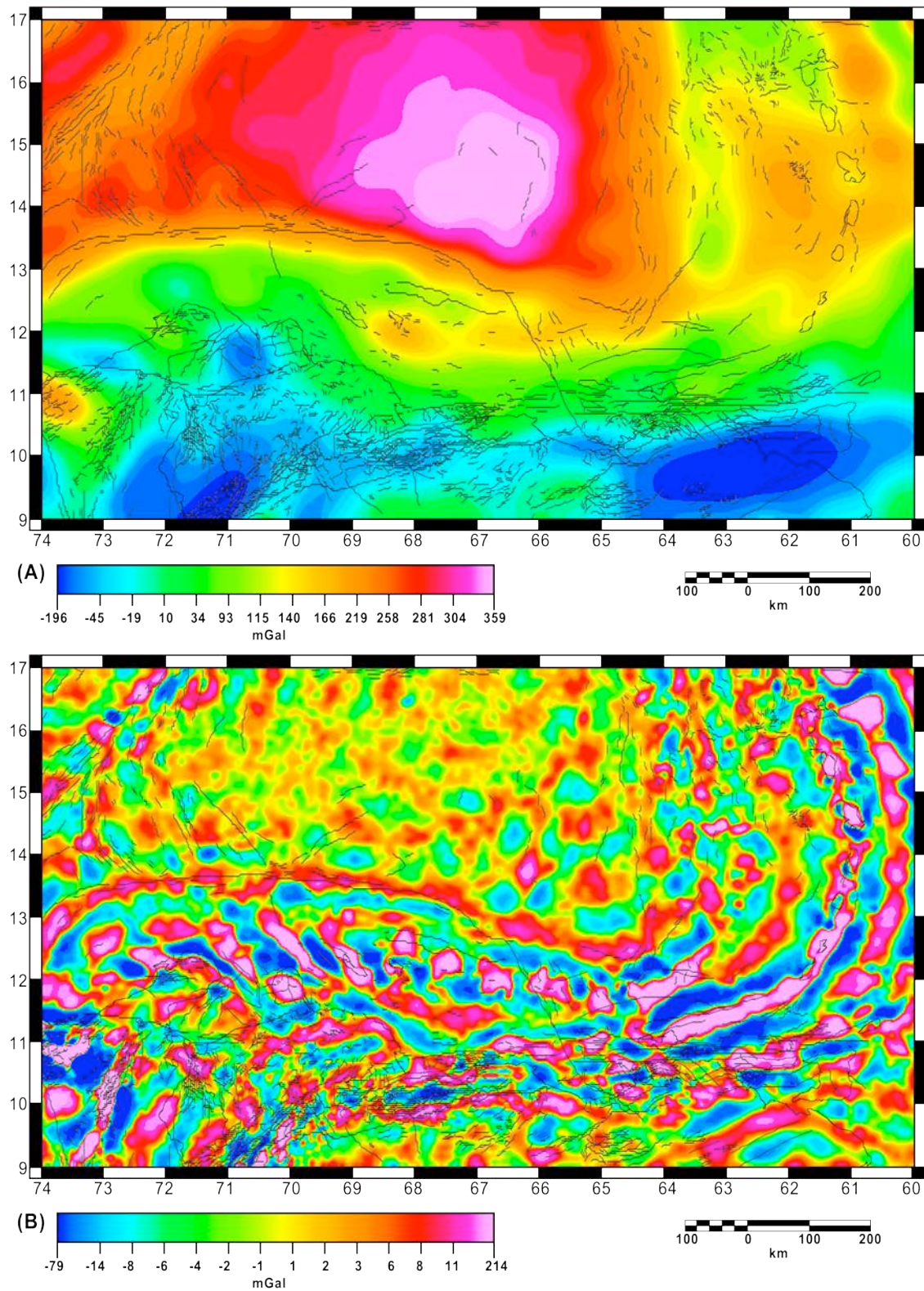


Figura 3.4 Mapas regional (sección superior) y residual (sección inferior) generados con un filtro pasa – banda.

En la figuras 3.5A, C y E se ilustran los mapas de continuación analítica de campo hacia arriba para alturas de 10, 40 y 60 km respectivamente. En el primer caso (Figura 3.5A) se observa claramente que este regional coincide con el generado mediante el proceso de filtrado, mientras que los generados con continuaciones analíticas de mayor altura regionalizan, es decir, suavizan aún más la señal, lo cual permite explorar de forma más precisa cuáles cuerpos de rocas están efectivamente controlando las longitudes de onda más largas dentro de la señal de anomalía de Bouguer. Por ejemplo, en el caso del mapa de continuación a 60 km de altura (Figura 3.5E) se evidencia que la placa Caribe es la responsable de las anomalías positivas con mayor longitud de onda, mientras que la litosfera continental es la responsable de las negativas, entre ambas se ubica la litosfera transicional con una forma alargada en dirección oeste – este hasta llegar al arco de las Antillas Menores donde se evidencia que existe una clara diferenciación en el comportamiento de la señal gravimétrica entre el segmento norte y sur del mismo.

Los mapas residuales (Figuras 3.5B, D y F) correspondientes a los regionales generados con continuación analítica de campo se construyeron mediante la sustracción del regional al mapa de anomalía de Bouguer completa. Al inspeccionar los tres mapas se observa como la señal del residual se va atenuando en la medida que aumenta la altura, filtrando las longitudes de onda larga y dejando en evidencia las longitudes de onda intermedia y corta con una alta correspondencia geológica. Entre las características que vale la pena destacar, se encuentra por ejemplo la pronunciada anomalía negativa de la cresta de Beata que persiste hasta en el mapa de 60 km (Figura 3.5F), lo mismo ocurre con las anomalías positivas de la sección sur y sur – oriental de la placa Caribe.

Por otra parte las anomalías que se observan sobre la isla de Aruba y al norte y oeste de la península de la Guajira se atenúan rápidamente en la medida que aumenta la altura, lo cual evidencia que estas anomalías son de características superficiales, esto también ocurre con las anomalías positivas observables sobre la cuenca de Falcón y la península de Paraguaná; mientras que las anomalías positivas presentes sobre las islas de Curazao y Bonaire y el norte de la cuenca de Bonaire son persistentes hasta los 60 km de altura (Figura 3.5F) , evidenciando que la fuente que genera estas anomalías se encuentra mucho más profundo dentro de la litosfera. Este mismo escenario aplica a las anomalías positivas de las antillas venezolanas, la secuencia al norte de Margarita y las Antillas Menores, así como las anomalías positivas

presentes en la cuenca de Grenada, al norte de la península de Paria y sobre un segundo arco que se observa frente al arco de las Antillas Menores. En todos estos casos, su persistencia a pesar de la fuerte atenuación que deberían sufrir al aumentar la altura de la continuación analítica de campo, indica que obedecen a contrastes de densidades que ocurren dentro de las secciones intermedia y basal de la corteza o incluso a niveles litosféricos.

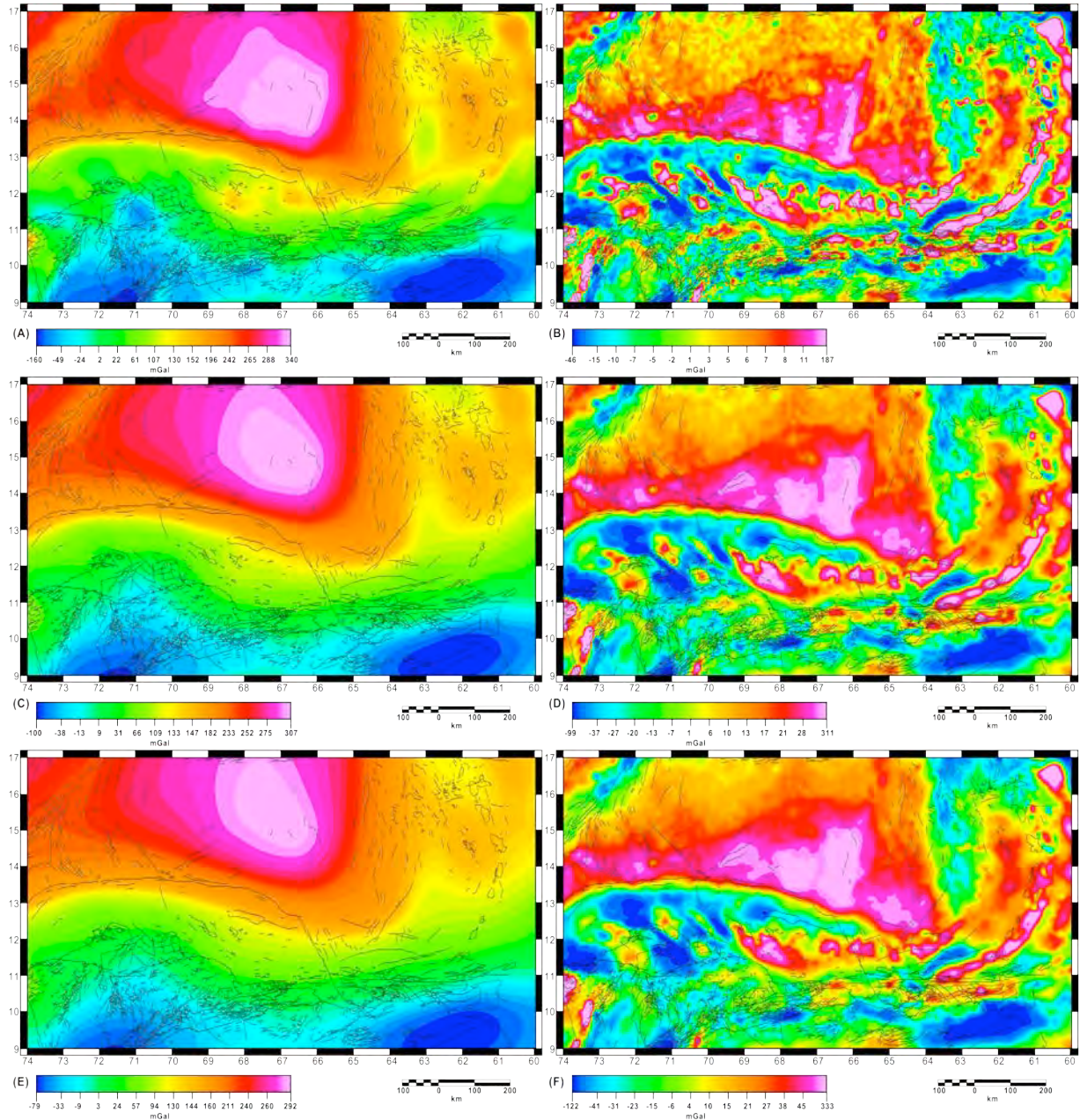


Figura 3.5 Mapas regionales y residuales del margen meridional de la placa Caribe generados mediante continuación analítica de campo hacia arriba; (A) y (B) regional y residual con continuación analítica a 10 km, (C) y (D) regional y residual con continuación analítica a 40 km y (E) y (F) regional y residual con continuación analítica a 60 km respectivamente.

3.3.2 Derivadas Direccionales y Señal Analítica

Los gradientes horizontales para el margen meridional del Caribe se ilustran en las figuras 3.6A y 3.6B. En el ejemplo del gradiente en el eje X (Figura 3.6A) se observa que las estructuras ubicadas al norte de Venezuela, como el sistema montañoso del Caribe, los sistemas de falla de San Sebastián y El Pilar y la cuenca de Falcón no exhiben significativos gradientes (86 a 300 mGal/km) ni alineaciones principales. No obstante, la sierra de Santa Marta si exhibe alineaciones norte – sur sobre los sistemas de falla de Bucaramanga y Santa Marta con importantes contrastes de gradientes negativos (-42 mGal/km) y positivos (700 mGal/km). Más al norte, sobre las Antillas de Sotavento, los gradientes (con un rango de 110 a 330 mGal/km) tienden a formar alineaciones con un rumbo preferencial NO-SE lo que coincide con la geometría general de las cuencas sedimentarias que se encuentran entre las islas de las antillas holandesas y venezolanas. La placa Caribe posee un rango de gradiente relativamente bajo entre -13 y 124 mGal/km pero exhibe una alineación claramente norte – sur en su sección oriental; por otra parte la cresta de Beata posee gradientes muy bajos (-50 a 40 mGal/km) sobre la estructura principal y alineaciones con gradientes positivos en su flanco oriental donde entra en contacto con la placa Caribe.

El gradiente horizontal sobre el eje Y (Figura 3.6B) resalta las alineaciones este – oeste que se evidencian sobre el frente de deformación del Caribe sur, con su característica forma de arco. Sobre la cuenca de Bonaire también se observan alineaciones este – oeste de los gradientes positivos las cuales, a su vez, son paralelas a las alineaciones del norte de Venezuela y que están controladas por los sistemas de fallas de San Sebastián – Morón y El Pilar. La sierra de Santa Marta y los Andes de Mérida tienden a dispersar los gradientes este – oeste, este efecto también ocurre sobre la placa Caribe y el alto de Aves, lo que demuestra que todas estas regiones poseen estructuras con orientación norte – sur o están siendo deformadas por estructuras con dicha orientación, como es el caso de los sistemas de falla de Boconó – Santa Marta y Bucaramanga. Sobre las islas venezolanas se dispersan los gradientes en la sección central (archipiélago de Aves y Los Roques) pero se refuerzan sobre la sección oriental (Orchila, Blanquilla y Los Hermanos) con una clara tendencia este – oeste cuyos contrastes de gradientes se prolongan hacia el noreste sobre el alto de Aves y las Antillas Menores en dos alineaciones paralelas; esta última continúa hacia el suroeste sobre las islas de Margarita y la Tortuga y hacia el continente sobre el sistema montañoso del Caribe.

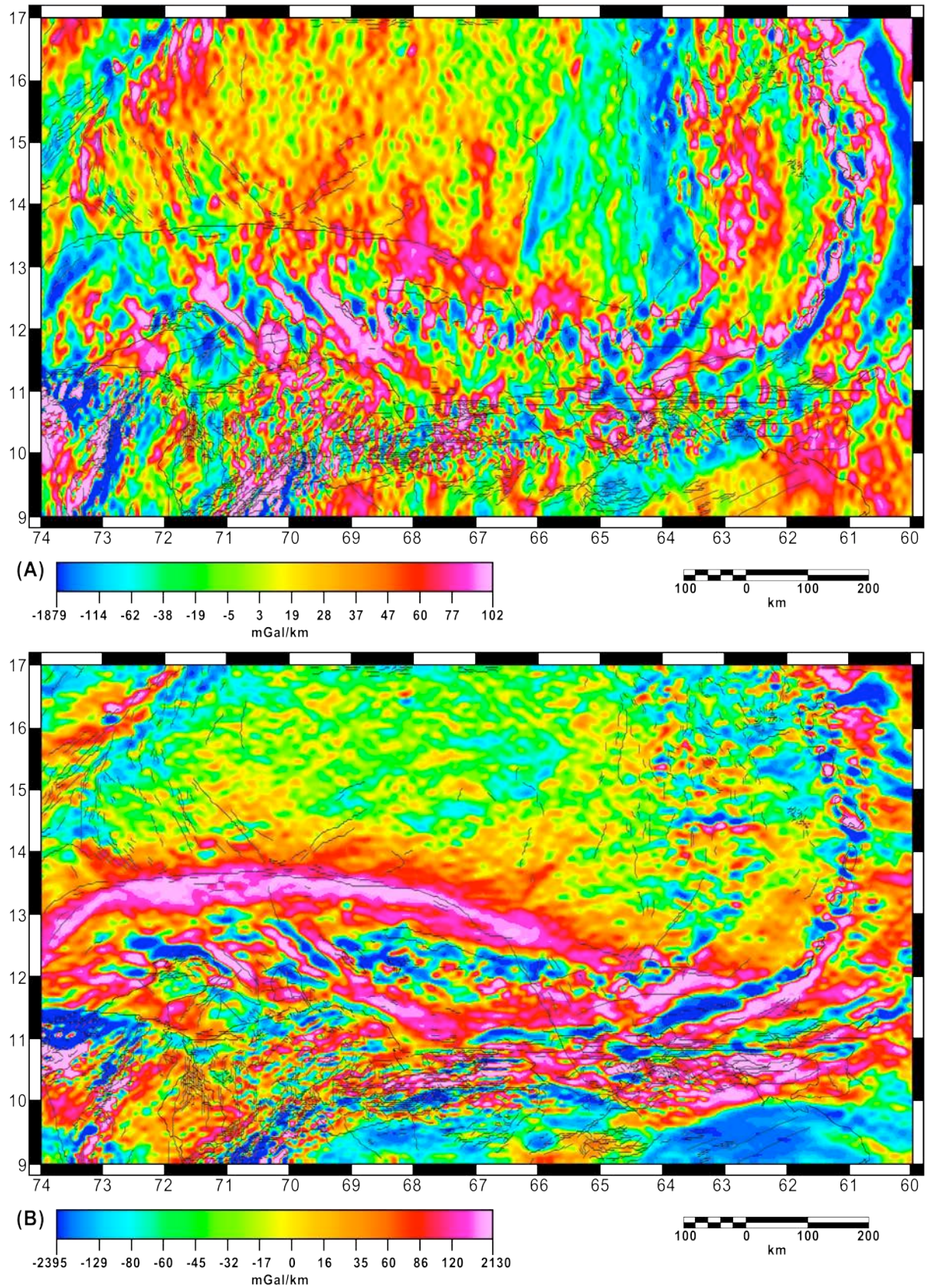


Figura 3.6 Mapa de la primera derivada en el eje X (A) y en el eje Y (B) para el margen meridional del Caribe.

En el mapa de derivada vertical (Figura 3.7) se observa de norte a sur, que la cresta de Beata posee un significativo contraste de gradientes con la placa Caribe circundante; la primera posee un rango de -380 a 120 mGal/km, mientras que la segunda se encuentra entre -2 y 80 mGal/km, adicionalmente se evidencia la alineación de gradientes en dirección NE-SO.

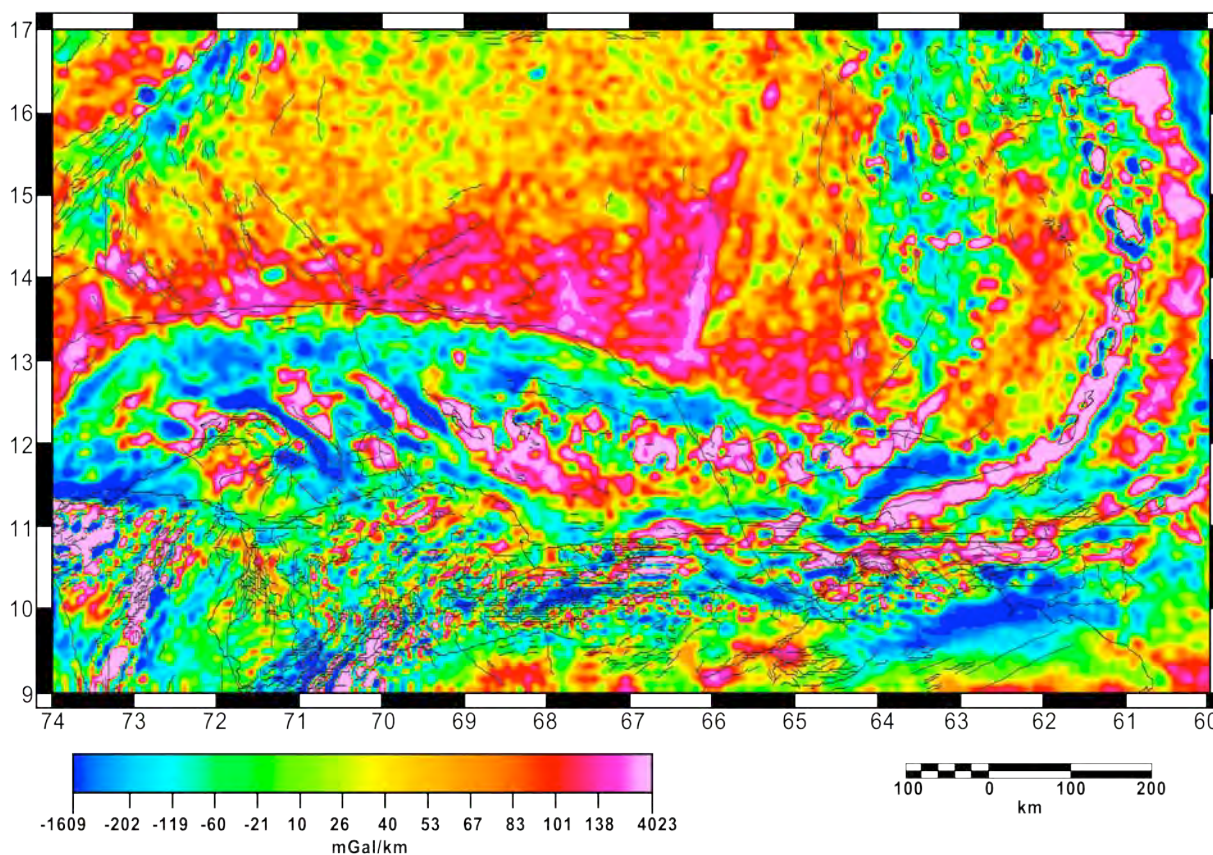


Figura 3.7 Mapa de la primera derivada vertical para el margen meridional del Caribe.

Hacia el este de la placa Caribe se evidencia la sección triangular de la esquina oriental, definida entre el escarpe de Aves al este, la trinchera de Los Roques al sur y una alineación al oeste con orientación N20E; esta zona posee gradientes entre 90 y 265 mGal/km.

Al sur del Caribe, el límite entre éste y la corteza transicional se evidencia con un contraste de gradientes muy característico, al norte la alineación este – oeste y con forma arqueada de gradientes positivos (50 mGal/km) y al sur los gradientes negativos (-140 mGal/km). Este contraste describe al cinturón de deformación del Caribe sur y la trinchera de Los Roques. Más al sur, las Antillas de Sotavento se muestran como una alineación este – oeste de contrastes de gradientes positivos y negativos (-200 a 550 mGal/km); las Antillas holandesas con orientaciones NO-SE, mientras que los gradientes sobre las Antillas

venezolanas poseen una forma circular a ovalada; los gradientes negativos que corresponden a las cuencas sedimentarias entre islas adoptan la misma geometría que los gradientes positivos.

En la representación de gradiente vertical, las cuencas de Maracaibo y Falcón, el sistema montañoso del Caribe y los Andes de Mérida no exhiben alineaciones o contrastes importantes; la sierra de Santa Marta, en contraposición si muestra contrastes significativos sobre los sistemas de falla que la limitan, mientras que la península de la Guajira muestra valores altos de gradiente al norte.

En las figuras 3.8A y 3.8B se ilustran los mapas de segunda derivada horizontales para los ejes X e Y respectivamente. En el primer caso (Figura 3.8A) se observan dos alineaciones este – oeste de contrastes significativos entre altos y bajos valores de segunda derivada: el primero sobre las Antillas de Sotavento que es continuo desde la península de la Guajira hasta el extremo sur del alto de Aves y el segundo se extiende desde los Andes de Mérida hasta la península de Paria abarcando todo el sistema montañoso del Caribe y la cuenca de Falcón; este mismo efecto se ve reforzado en el mapa de flujo sobre el eje Y (Figura 3.8B). Al oeste, la sierra de Santa Marta se observa como una estructura separada de los sistemas montanos venezolanos por la cuenca de Maracaibo.

Sobre la placa Caribe, la cresta de Beata y el extremo occidental de la zona triangular del Caribe suroriental muestran alineaciones quasi – paralelas, mientras que el alto de Aves y las Antillas Menores se observan claramente en el mapa de flujo sobre X (Figura 3.8A) pero se disipan en el mapa de flujo sobre Y (Figura 3.8B).

El cinturón de deformación del Caribe sur se evidencia como una estructura dominante en el mapa de flujo sobre Y con una orientación este – oeste, mientras que en la representación sobre X su influencia sobre el flujo gravimétrico se disipa.

La interconexión entre las estructuras observadas en el margen meridional (Antillas de Sotavento y el sistema montañosos del Caribe) con las estructuras típicas del margen oriental (alto de Aves y Antillas Menores) es evidente en este tipo de representaciones, siendo la isla de Margarita el elemento común entre ambos sistemas. Al sur, los contrastes de gradientes observables sobre la península de Paria se prolongan fuera del continente sobre el norte de Trinidad y Tobago y más hacia el este para seguir de forma paralela las Antillas Menores.

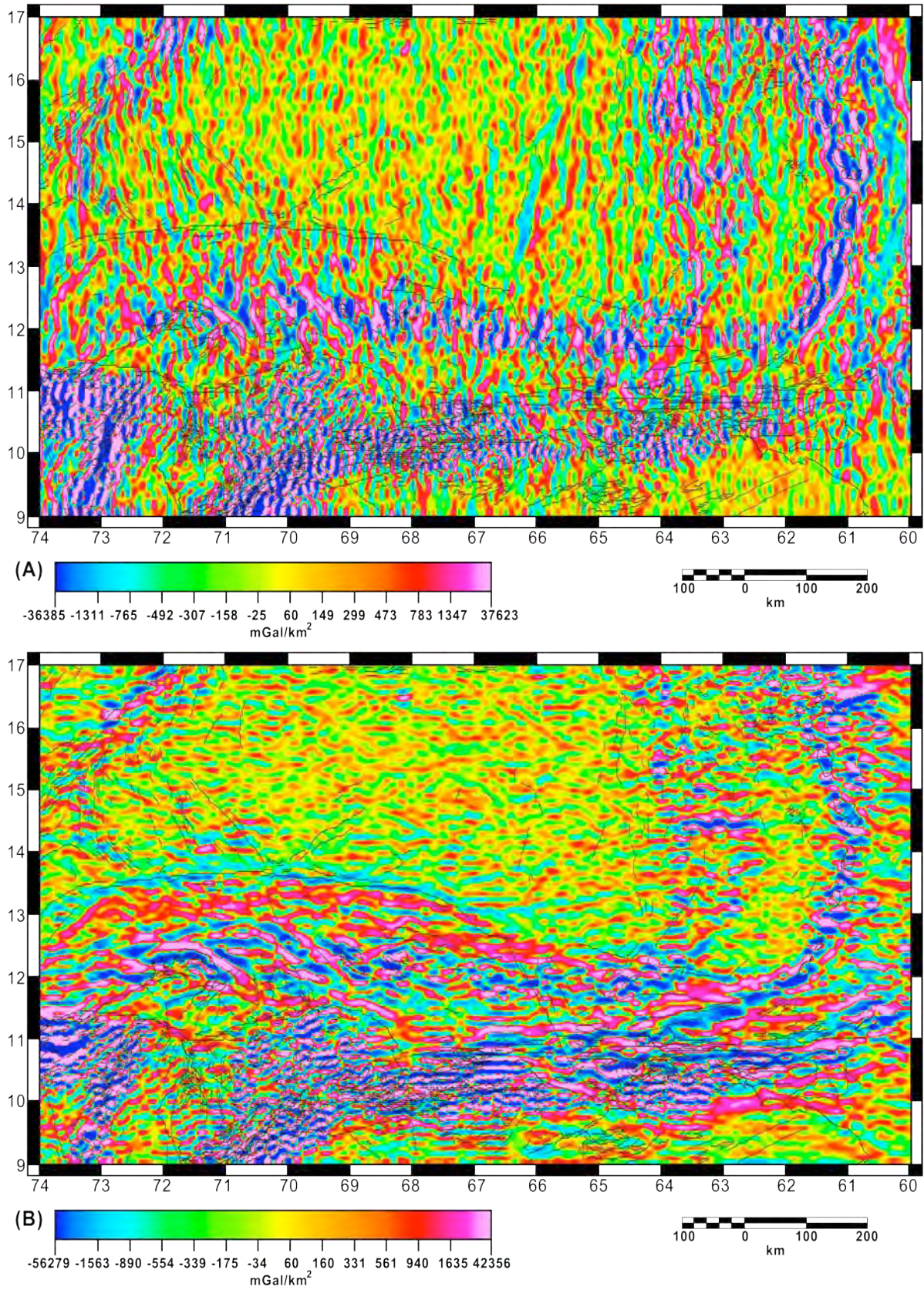


Figura 3.8 Mapa de la segunda derivada en el eje X (A) y en el eje Y (B) para el margen meridional del Caribe.

La segunda derivada en la vertical (Figura 3.9) refuerza esta interconexión al evidenciarse como Margarita está vinculada a las anomalías de las Antillas Menores, mientras que Paria, Trinidad y Tobago se vinculan a contrastes que se encuentran frente al arco de las Antillas Menores. En el otro extremo, los contrastes de flujo del alto de Aves se vinculan con las Antillas de Sotavento hasta la península de la Guajira.

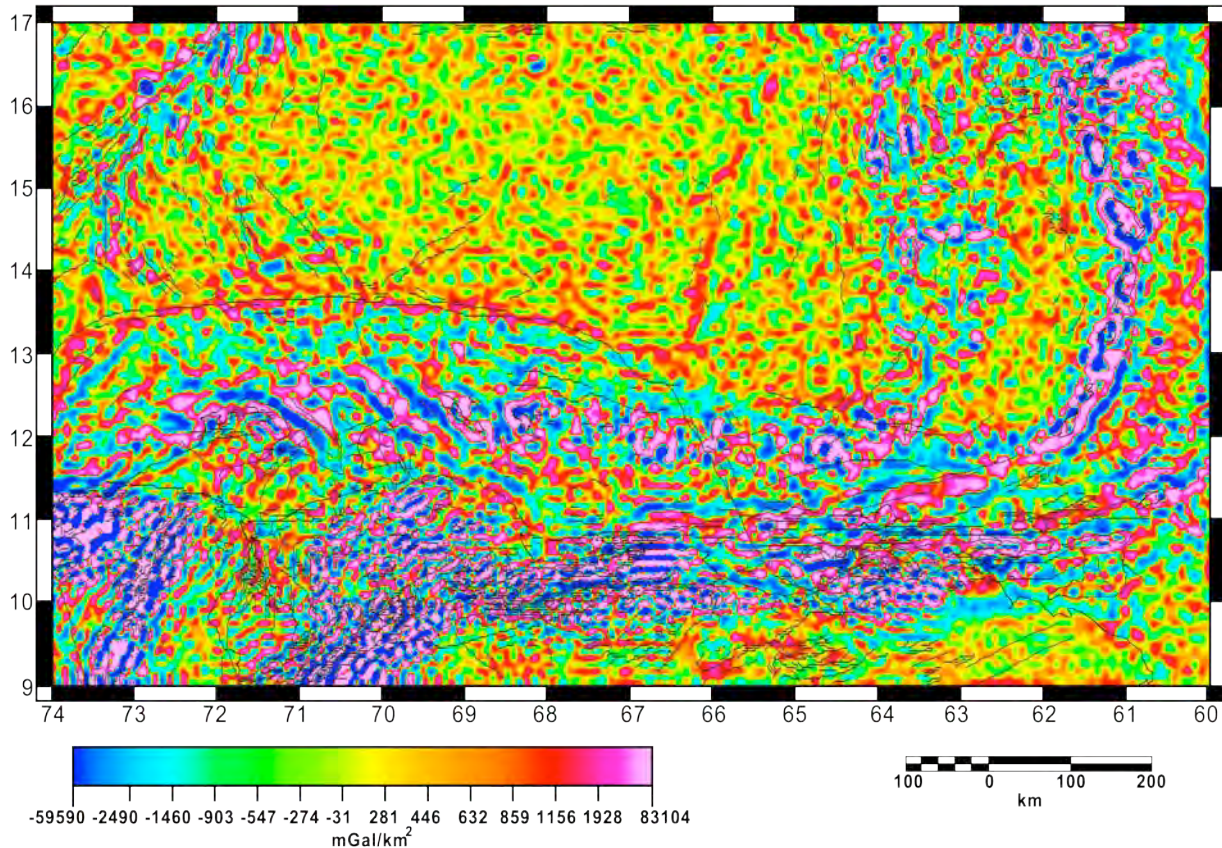


Figura 3.9 Mapa de la segunda derivada vertical para el margen meridional del Caribe.

El mapa de señal analítica (Figura 3.10) refuerza el contraste que existe entre el borde sur de la placa Caribe y la corteza transicional al norte de las antillas holandesas al mostrar un gradiente positivo que se alinea con el cinturón de deformación del Caribe sur. Al este de Los Roques se observa también como cambia el comportamiento de los gradientes sobre las antillas venezolanas en comparación con las holandesas. Sobre Aruba, Curazao y Bonaire los gradientes se alinean en dirección NO-SE, mientras que al este de Los Roques poseen formas semicirculares que se interconectan con las Antillas Menores. Al oeste de Paraguaná, el gradiente total positivo bordea la península de la Guajira y sigue hacia el suroeste sobre el borde continental de Colombia hasta llegar a la sierra de Santa Marta, la cual exhibe los

mayores valores. La placa Caribe exhibe tres zonas claramente diferenciadas a partir de sus gradientes: la zona central con predominio de valores bajos, la zona sur cercana al cinturón de deformación con predominio de valores altos y la sección oriental donde se evidencia la geometría triangular de este bloque.

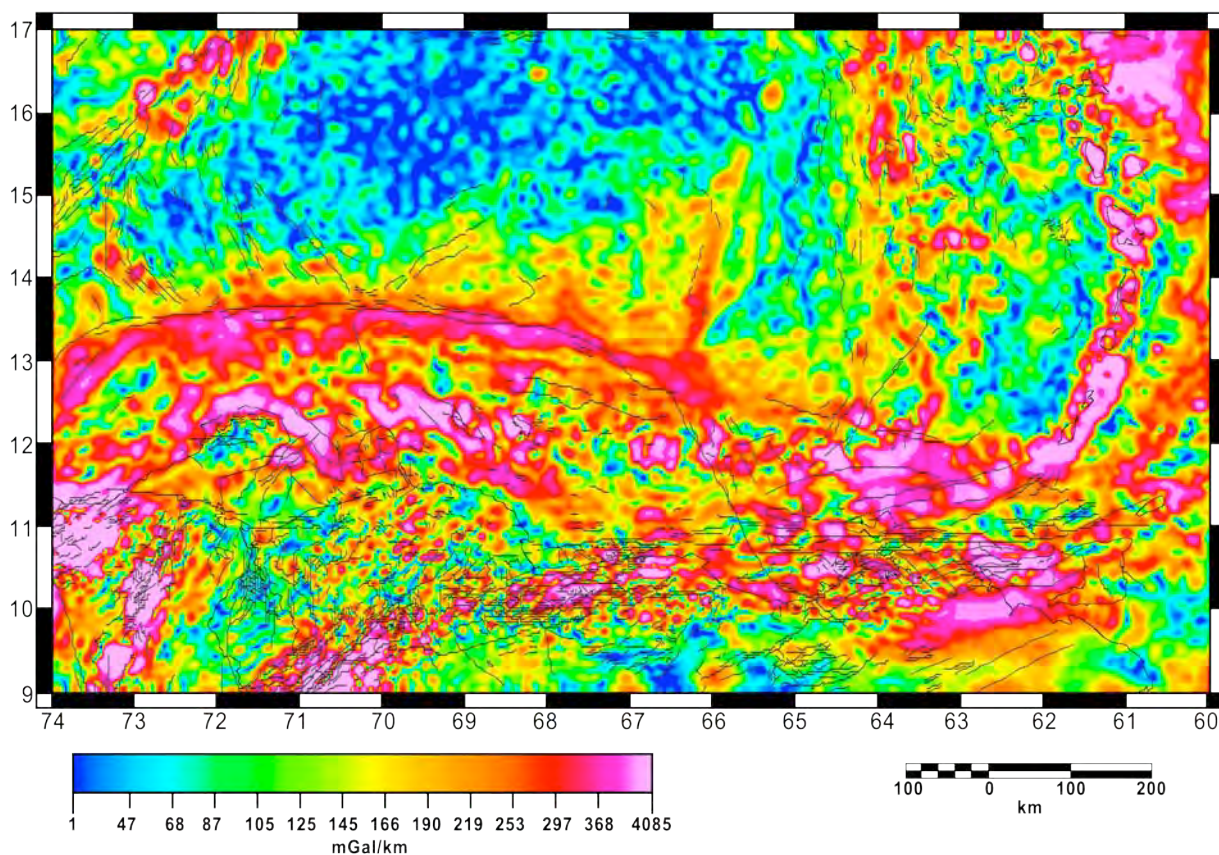


Figura 3.10 Mapa de señal analítica para el margen meridional del Caribe.

Al oeste, la cresta de Beata muestra su alineación característica NE-SO a partir de sus gradientes positivos.

3.3.3 Estimación de profundidades

El espectro de potencia radialmente promediado proporciona una aproximación regional del rango de profundidades de los cuerpos generadores de las anomalías gravimétricas. En la Figura 3.11 se ilustra el gráfico semi-logarítmico donde se observan tanto el espectro de potencia (sección superior) como las rectas de mejor ajuste (sección intermedia). Se observa claramente como las longitudes de onda representativas de los cuerpos de roca generadores de anomalías, se encuentran en un rango de número de onda ($1/k$) entre 0 y 0,1, mientras que para números de onda mayores se observa el ruido aleatorio de la señal.

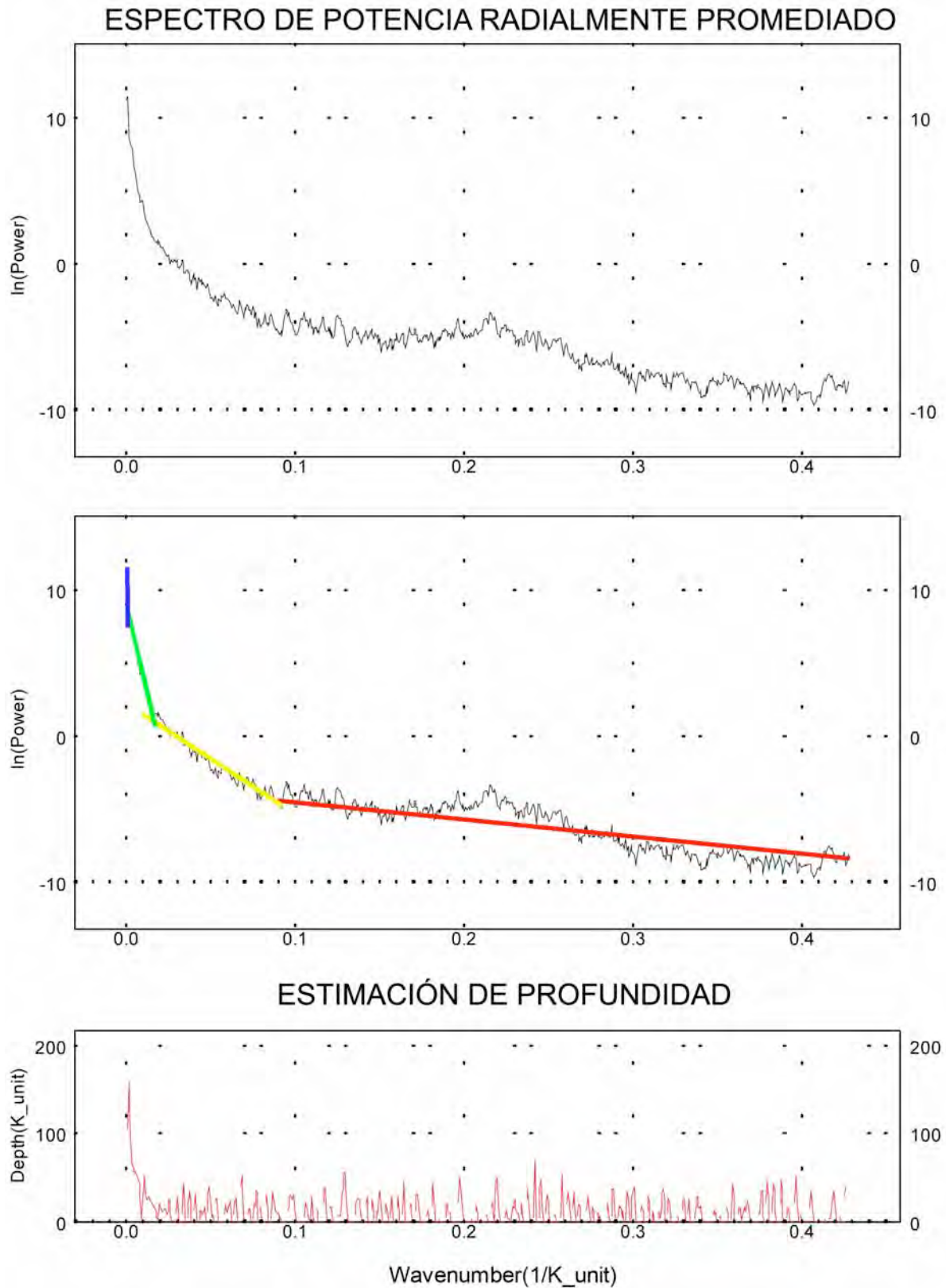


Figura 3.11 Espectro de potencia para los datos de anomalía de Bouguer completa en el margen meridional de la placa Caribe. En la parte superior el espectro original, en la sección intermedia el mismo espectro con las rectas de estimación de profundidad y en la sección inferior la estimación de profundidad dada en número de onda.

Los segmentos lineales dibujados sobre la curva del espectro de potencia indican las fuentes de mayor profundidad para la recta de color azul, las fuentes intermedias para la recta de color verde, las fuentes someras para la recta de color amarillo y la recta de color rojo representa el ruido aleatorio contenido en la señal.

Sobre cada recta se midió la pendiente y se determinó la profundidad promedio de los cuerpos de roca que generan las anomalías gravimétricas, dando como resultado 133,93 km para la fuente profunda, 56,93 km para las fuentes intermedias y 21,10 km para las fuentes someras. Estos valores representan el rango regional de profundidades que se utilizarán como parámetros de control para la estimación de profundidad por el método de deconvolución de Euler.

Los parámetros con los cuales se logró el mejor ajuste para las soluciones de Euler en el margen meridional del Caribe son un índice estructural de $N=2$, un rango de tolerancia entre 2% y 5% y una distancia horizontal de 100 km. Los resultados de la estimación de profundidad basada en las soluciones para la ecuación de Euler se ilustran en las Figuras 3.12 y 3.13. Para facilidad de interpretación se dividieron en rangos de profundidades y se graficaron sobre el mapa de señal analítica mostrado en la Figura 3.10.

En la Figura 3.12A se ilustran las soluciones de Euler para profundidades de 0 a 20 km, rango que representa las estructuras más superficiales que generan anomalías gravimétricas. Se observa como la cresta de Beata acumula en su parte central gran cantidad de soluciones, así como la sección central de la placa Caribe y el alto de Aves. El cinturón de deformación del Caribe sur está desprovisto de soluciones lo que demuestra el carácter profundo de esta estructura. Más al sur, las cuencas sedimentarias entre las islas holandesas y venezolanas acumulan grupos de soluciones alineándose con las anomalías de gradiente total en dirección NO-SE. Las Antillas Menores y el segmento oriental de las Antillas de Sotavento (Los Roques, La Orchila, La Blanquilla) también acumulan grupos densos de soluciones.

Sobre el continente y la cuenca de Bonaire se ubican los grupos de soluciones más densos para este rango, describiendo una alineación este – oeste desde la sierra de Santa Marta hasta Trinidad y Tobago.

La Figura 3.12B muestra las soluciones de Euler para el rango de 20 a 30 km de profundidad.

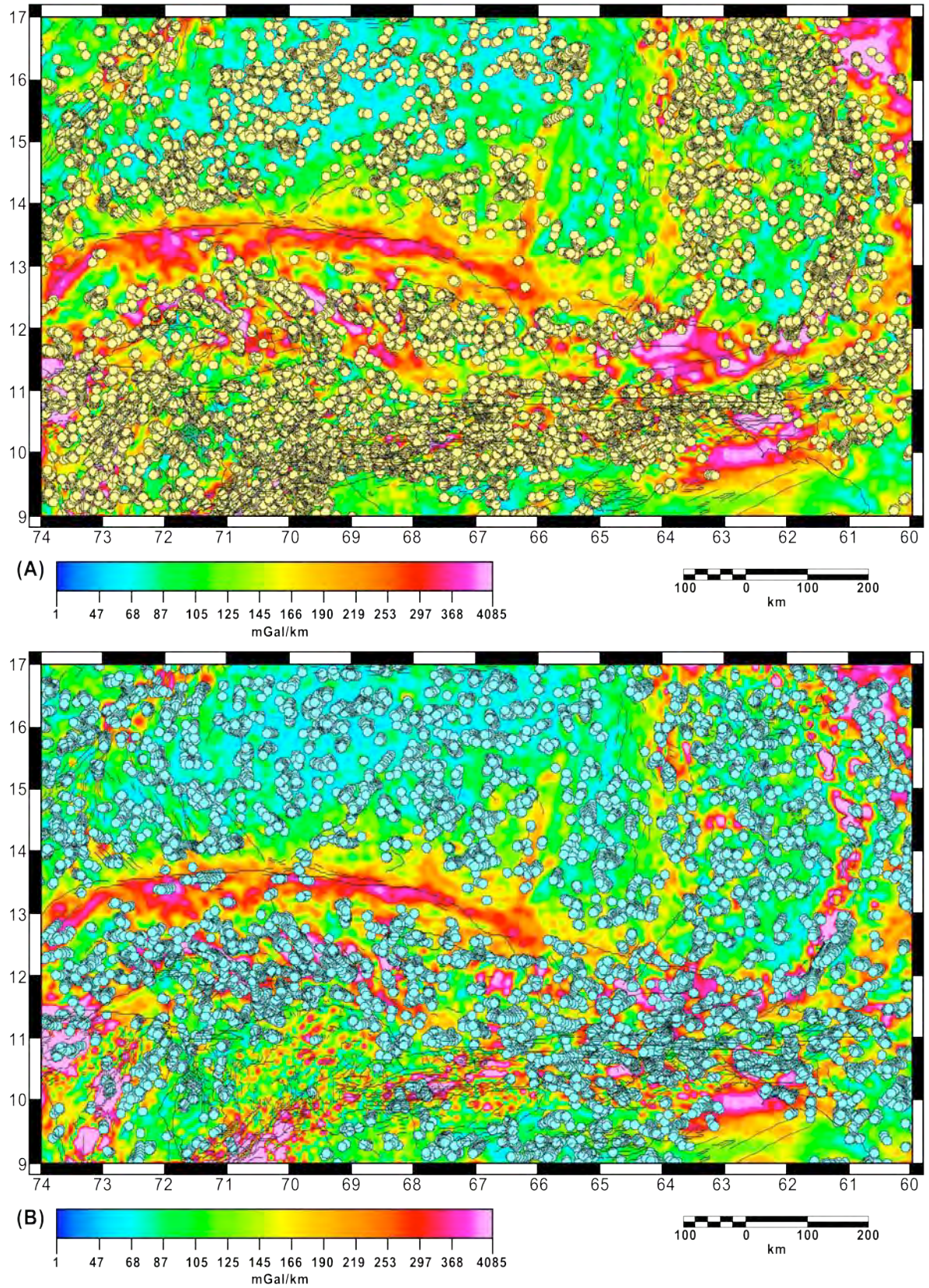


Figura 3.12 A) Soluciones de Euler para un rango de 0 a 20 km de profundidad y B) soluciones para un rango de 20 a 30 km de profundidad ambas graficadas sobre el mapa de señal analítica.

Se observa tanto sobre la placa Caribe como sobre la cresta de Beata, una mayor dispersión de los grupos de soluciones comparado con el rango anterior de profundidades. En la sección suroriental de la placa se observa un mayor número de soluciones para este rango que para el rango anterior lo que sugiere que las anomalías de esta sección están siendo controladas por cuerpos de mayor profundidad. Sobre las Antillas Menores y las cordilleras del norte de Venezuela los grupos de soluciones se dispersan o incluso desaparecen en algunas regiones como la sierra de Perijá y los Andes de Mérida. Las cuencas de Falcón y Bonaire agrupan grandes cúmulos de soluciones para este rango al igual que las Antillas de Sotavento, donde las soluciones de Euler forman una banda continua de oeste a este.

La Figura 3.13A ilustra la ubicación de las soluciones de Euler para el rango de 30 a 50 km de profundidad. Para este rango toda la sección central de la placa Caribe presenta cúmulos muy dispersos de soluciones los cuales tienden a acumularse hacia la periferia, en particular sobre la sección triangular de la zona suroriental. El alto de Aves y las Antillas Menores están casi desprovistas de cúmulos de soluciones, mientras que el centro de la cuenca de Grenada agrupa los cúmulos existentes en esta región. Sobre la corteza transicional, el cinturón de deformación del Caribe sur agrupa los cúmulos de soluciones siguiendo su geometría arqueada, los cuales se prolongan sobre la sección oriental de las islas venezolanas y sobre Margarita, en particular en la zona sur de la cuenca de Grenada se identifica un gran cúmulo de soluciones; éstos a su vez se interconectan con los observados sobre la península de Paria, Trinidad, Tobago y frente al arco activo de las Antillas Menores. La cuenca de Bonaire posee un gran grupo de soluciones alineados en dirección NO-SE. El norte de Suramérica está casi desprovisto de agrupaciones de soluciones salvo la cuenca de Falcón y las penínsulas de la Guajira y Paraguaná.

El último rango considerado en esta investigación corresponde a soluciones para profundidades mayores a 50 km (Figura 3.13B). Para este caso la cuenca Oriental de Venezuela y la península de Paraguaná agrupan casi la totalidad de soluciones sobre el territorio continental venezolano. Al norte, el cinturón de deformación del Caribe sur agrupa las soluciones existentes sobre la corteza transicional, mientras que sobre el Caribe, las soluciones se agrupan en las fronteras de la sección triangular, es decir, sobre el escarpe de Aves al este, y sobre la anomalía de gradiente al oeste.

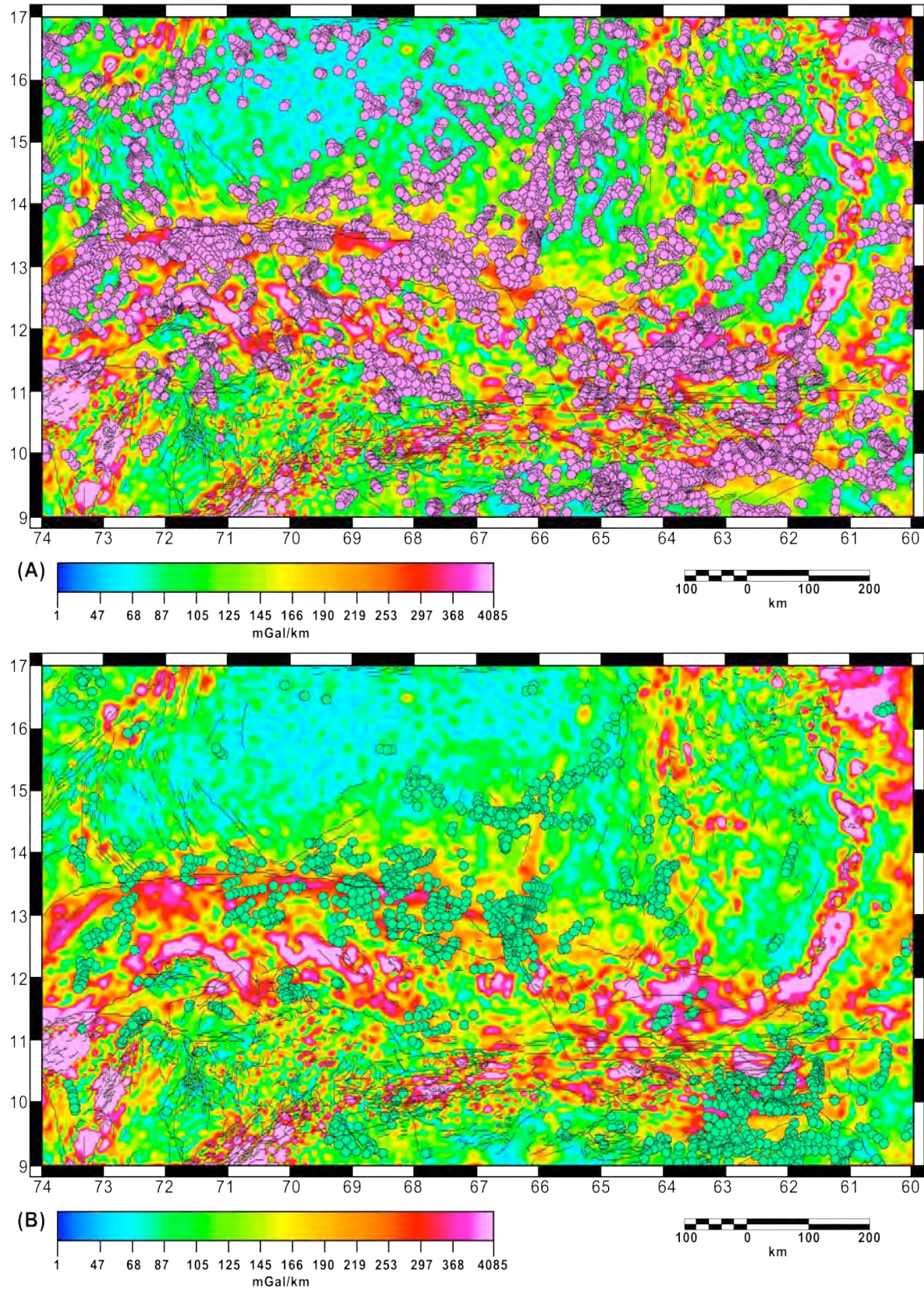


Figura 3.13 A) Soluciones de Euler para un rango de 30 a 50 km de profundidad y B) soluciones para un rango mayor a 50 km de profundidad ambas graficadas sobre el mapa de señal analítica.

3.4 RESTRICCIONES PARA EL MODELO GRAVIMÉTRICO

Dado que un conjunto de datos gravimétricos pueden ser ajustados por una infinita variedad de modelos todos igualmente probables, se requiere apoyar al modelo con datos adicionales que por sus características reduzcan su variabilidad intrínseca, de esta manera estos datos adicionales se convierten en restricciones para el modelo gravimétrico al limitar el número de posibles soluciones que ajustan a los datos de gravedad originales.

Para esta investigación los datos que se utilizarán para restringir el modelado gravimétrico provienen de artículos científicos publicados y están constituidos por: (1) valores de velocidad de onda sísmica compresiva (V_p) obtenidos a través de líneas sísmicas 2D; (2) información de velocidades de onda sísmica compresiva y densidad en núcleos extraídos de perforaciones y (3) valores de onda compresiva, densidad y espesor generados a partir de modelos publicados, de manera que se puede categorizar a los datos en dos grupos: (a) aquellos provenientes de adquisiciones directas en campo y (b) aquellos provenientes de modelos publicados.

3.4.1 Sísmica de refracción y reflexión

Los datos de velocidades de onda sísmica fueron extraídos de varias fuentes, como por ejemplo, el proyecto GULFREX-1975 y el proyecto BOLIVAR (*Broadband Ocean-Land Investigation of Venezuela and Antilles arc Region*) en donde se adquirieron 6000 km de líneas sísmicas de reflexión (Bezada et al. 2004; Levander et al., 2006).

Las interpretaciones realizadas a las secciones sísmicas BOLIVAR por Escalona y Mann (2011) le permitieron a estos autores identificar siete grupos o familias de fallas principales sobre el margen meridional de la placa Caribe (Figura 3.14), a saber: (1) fallas transcurrentes dextrales con rumbo este; (2) fallas de corrimiento con rumbo suroeste; (3) fallas de desgarre con rumbo noroeste que limitan los extremos de las principales napas de corrimiento; (4) fallas normales con rumbo este – noreste; (5) fallas normales con rumbo sureste; (6) fallas de corrimiento con rumbo este y (7) fallas de corrimiento y lístricas normales con rumbo noroeste.

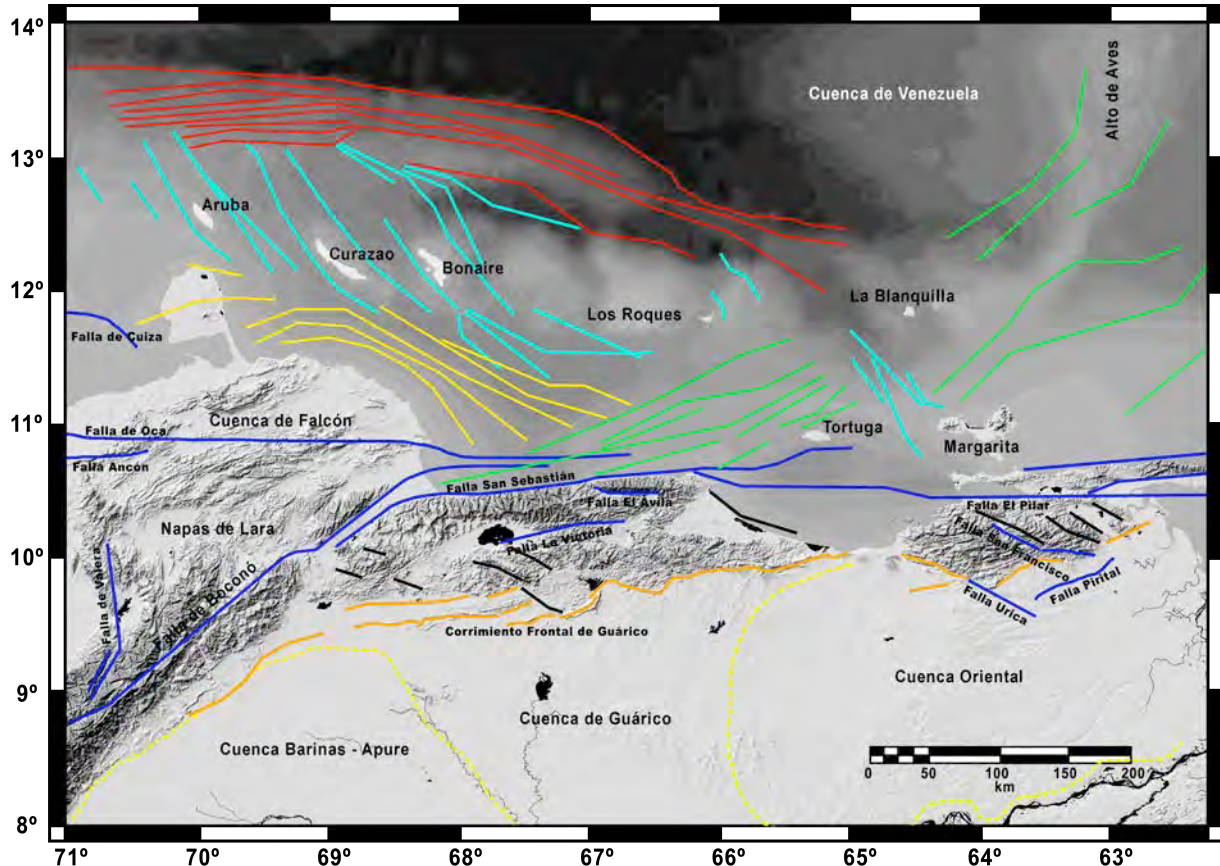


Figura 3.14 Familias de fallas interpretadas a partir de datos sísmicos de reflexión. (1) Fallas transcurrentes dextrales (azul oscuro); (2) fallas de rumbo suroeste (anaranjado); (3) fallas de rumbo noroeste (negro); (4) fallas con rumbo ENE (verde); (5) fallas normales rumbo sureste (azul claro); (6) fallas de corrimiento rumbo este (rojo); (7) fallas de corrimiento noroeste (amarillo). La información de las familias de fallas fue tomada de Escalona y Mann (2011), el mapa base de relieve topográfico es de Garrity et al. (2004).

Por otra parte, los valores de V_p aportados por Edgar et al. (1971) suministran información sobre las características mecánicas de las principales estructuras tectónicas en el margen meridional de la placa Caribe. Por ejemplo, para el manto litosférico identificaron una velocidad de onda de 8,0 a 8,2 km/s, en la corteza oceánica inferior, valores de velocidad de 6,1 a 6,6 km/s, la corteza oceánica superior posee valores de 5,1 a 5,4 km/s y los estratos sedimentarios con velocidades de 2,0 a 4,2 km/s.

Las velocidades de onda sísmica compresiva son útiles para estimar valores de densidad que serán utilizados en el modelado gravimétrico. Esta labor se puede lograr a partir de varias relaciones empíricas que permiten obtener el valor de densidad a partir de V_p (Tabla 3.1).

Tabla 3.1 Cuadro sinóptico que reúne las principales relaciones empíricas para estimar densidad a partir de valores de velocidad de onda sísmica compresiva.

RELACIÓN EMPÍRICA ENTRE ρ y V_p	REFERENCIA
RELACIÓN DE NAFE-DRAKE	
$\rho = 1,6612V_p - 0,4721V_p^2 + 0,0671V_p^3 - 0,0043V_p^4 + 0,000106V_p^5$	Nafe y Drake (1963)
Válida tanto para rocas sedimentarias como cristalinas	
REGLA DE GARDNER	
$\rho = 1,74V_p^{0,25}$	Gardner et al. (1974)
Se utiliza para rocas sedimentarias o para velocidades entre 1,5 y 6,1 km/s	
RELACIÓN LINEAL DE CHRISTENSEN Y MOONEY	
$\rho = a + bV_p$	Christensen y Mooney (1995)
Válida para todo tipo de rocas en un amplio rango de profundidades y velocidades	
RELACIÓN NO-LINEAL DE CHRISTENSEN Y MOONEY	
$\rho = a + \frac{b}{V_p}$	Christensen y Mooney (1995)
Válida para todo tipo de rocas en un amplio rango de profundidades y velocidades	

Para efectos de poder comparar el comportamiento de las diferentes relaciones y escoger la mejor, se utilizó como valores base de V_p los suministrados por Edgar et al. (1971). La relación de Nafe – Drake (Nafe y Drake, 1963) por ejemplo, da como resultado un rango de 3290 a 3360 kg/m³ para el manto litosférico, 2740 a 2860 kg/m³ para la corteza oceánica inferior, 2550 a 2600 kg/m³ para la corteza oceánica superior y 1910 a 2420 kg/m³ para los sedimentos. En el caso de la relación de Gardner et al. (1974) los resultados dan en un rango de 2730 a 2790 kg/m³ para la corteza oceánica inferior, 2610 a 2650 kg/m³ para la corteza oceánica superior y 2070 a 2490 kg/m³ para los sedimentos. Los resultados aplicando la relación lineal de Christensen y Mooney (1995) dan en un rango de 3344 a 3404 kg/m³ para el manto litosférico, 2757 a 2786 kg/m³ para la corteza oceánica inferior, 2464 a 2637 kg/m³ para la corteza oceánica superior y de 1568 a 2204 kg/m³ para la cobertura sedimentaria. La relación no – lineal de Christensen y Mooney (1995) produce como resultado 3324 a 3368 kg/m³ para el manto litosférico, 2745 a 2920 kg/m³ para la corteza oceánica inferior, 2291 a 2445 kg/m³ para la oceánica superior y 1718 a 1764 kg/m³ para la cobertura sedimentaria (Tabla 3.2).

Tabla 3.2 Cuadro comparativo entre las estimaciones de densidad para las diferentes relaciones empíricas.

ESTRUCTURA	V_p (km/s) (Edgar et al., 1971)	Nafe – Drake (kg/m ³) (Nafe y Drake 1963)	Gardner (kg/m ³) (Gardner et al., 1974)	Lineal (kg/m ³) (Christensen y Mooney, 1995)	No-Lineal (kg/m ³) (Christensen y Mooney, 1995)
Sedimentos	2,0 – 4,2	1910 – 2420	2070 – 2490	1568 - 2204	1718 – 1764
Corteza oceánica superior	5,1 – 5,4	2550 – 2600	2610 – 2650	2464 – 2637	2291 – 2445
Corteza oceánica inferior	6,1 – 6,6	2740 – 2860	2730 – 2790	2757 – 2786	2745 – 2960
Manto litosférico	8,0 – 8,2	3290 - 3360	-	3344 – 3404	3324 - 3368

Al comparar los valores generados con las diferentes relaciones consideradas (Tabla 3.2), se observa que la relación de Gardner et al. (1974) sobrestiman significativamente los valores de la cobertura sedimentaria, mientras que en la relación lineal de Christensen y Mooney (1995) se ajustan más estrechamente a los valores obtenidos en núcleos (ver sección siguiente). Por otra parte, la relación no – lineal de Christensen y Mooney (1995) subestiman el valor de densidad para todos los estratos y tanto en la corteza como el manto la relación de Nafe – Drake genera valores intermedios a los de Gardner et al. (1974) y Christensen y Mooney (1995). De esta forma se concluye que para la región meridional del Caribe, la relación lineal de Christensen y Mooney es ideal para estimar los valores de densidad para la cobertura sedimentaria hasta una profundidad de 10 km, mientras que la relación de Nafe – Drake (Nafe y Drake, 1963) es ideal para estimar los valores de densidad desde 10 hasta 30 km de profundidad correspondiente a la zona de corteza y manto litosférico.

3.4.2 Perforaciones

Los datos de perforaciones consisten en mediciones de velocidad de onda sísmica y densidad realizadas en núcleos directamente en el barco durante la expedición 15 realizada por el DSDP (*Deep Sea Drilling Project*) para los sitios 146 al 153 en el año 1973 (Tabla 3.3). Desafortunadamente, las perforaciones no superaron profundidades mayores a la cobertura sedimentaria superior por lo que no se pueden utilizar para obtener valores de densidad por debajo de los estratos plio-pleistocenos.

Tabla 3.3 Cuadro sinóptico contentivo de los datos de velocidad de onda sísmica y densidad medidos en los sitios de perforación 146 al 153 de la expedición 15 – DSDP (1973).

SITIO DE PERFORACIÓN / REGIÓN GEOGRÁFICA	PROFUNDIDAD MÁXIMA PERFORADA (m)	VELOCIDAD (km/s)	DENSIDAD (gr/cm³)
146 – Cuenca de Venezuela	739	1,51 – 5,34	1,40 – 2,20
147 – Cuenca de Cariaco	162	2,30 – 5,30	1,47 – 2,10
148 – Alto de Aves	272	No hubo mediciones	1,38 – 2,00
150 – Cuenca de Venezuela	180	No hubo mediciones	1,40 – 2,75
151 – Cresta de Beata	381	1,66 – 2,38	1,60 – 2,75
153 – Cuenca de Colombia oriental	776	1,57 – 5,63	1,50 – 2,45

3.4.3 Datos tomados de modelos previos

Los datos de velocidad de onda sísmica compresiva y espesores de estratos han sido tomados de los modelos publicados durante la ejecución del proyecto GEODINOS (Geodinámica Reciente del Límite Norte de la Placa Suramericana) desarrollado entre 2003 y 2012 (Niu et al., 2007; Bezada et al., 2008; Clark et al., 2008; Quinteros et al., 2008; Schmitz et al., 2008; Magnani et al., 2009; Bezada et al., 2010; Schmitz et al., 2014). La base de datos consiste en refracciones sísmicas de gran ángulo adquiridas con 42 sismómetros de fondo oceánico (*Ocean Botton Seismometer* – OBS) que se combinaron con 550 sismómetros dispuestos en tierra en 331 estaciones de medición para luego ser procesados e interpretados para generar los modelos de corteza. La ubicación espacial de las estaciones se muestra en la Figura 3.15 y los datos extraídos se sintetizan en la Tabla 3.4.

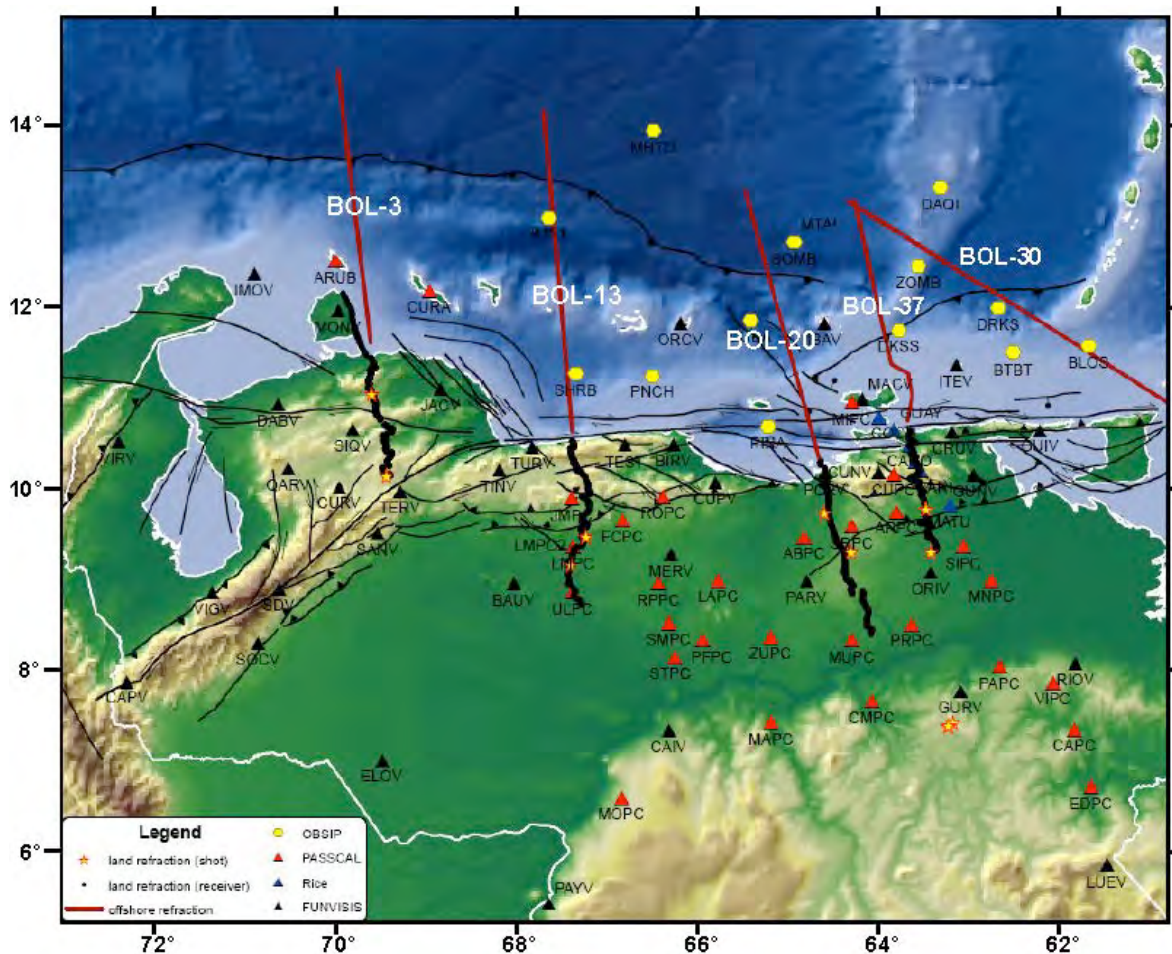


Figura 3.15 Mapa de ubicación de los dispositivos de adquisición sísmica activa y pasiva de los proyectos GEODINOS constituidos por perfiles de sísmica de reflexión en mar (líneas rojas), OBS (puntos amarillos), estaciones sismológicas (triángulos rojos, azules y negros) y sísmica de refracción en tierra (líneas negras); tomado de Bezada et al. (2007).

Tabla 3.4 Cuadro sinóptico que sintetiza toda la información recopilada a partir de modelos publicados junto con sus respectivas referencias de origen.

REGIÓN / ESTRUCTURA TECTÓNICA	ESTRATO / CUERPO	VELOCIDAD (km/s)	REFERENCIA	ESPESOR (km)	REFERENCIA	DENSIDAD (km/m ³)	REFERENCIA
Placa Caribe	Corteza oceánica superior	6,00 – 6,70		14 – 16	Niu et al. (2007); Quinteros et al. (2008)	2900	Bezada et al. (2008)
	Corteza oceánica inferior	6,80 – 7,10	Clark et al. (2008); Magnani et al. (2009); Bezada et al. (2010)			2950	Ughi et al. (2004); Garzón y Ughi (2008)
	Corteza continental superior	6,00 – 6,60				2700 - 2750	
Placa Suramericana	Corteza continental inferior	6,70 – 7,00		35 – 40	Schmitz et al. (2008)	2900	Bezada et al. (2008)
Bloque Bonaire	Corteza transicional	-	-	-	-	2800 - 2850	Bosch y Rodríguez (1992); Orihuela y Cuevas (1993); Ughi et al. (2004); Garzón y Ughi (2008); Sánchez et al. (2010)
	Metasedimentos	-	-	-	-	2400 - 2600	
Manto	Manto litosférico	7,50 – 8,10	Clark et al. (2008); Magnani et al. (2009); Bezada et al. (2010)	-	-	3000 - 3200	
Cinturón de deformación del Caribe sur	Sedimentos	2,80 – 4,80		-	-	1900 - 2550	Bezada et al. (2008); Garzón y Ughi (2008)
	Sedimentos	2,00 – 3,00	Bezada et al. (2010)	23,2 – 30,0	Niu et al. (2007); Schmitz et al. (2008)	-	-
Alto de La Blanquilla	Sedimentos	4,00 – 4,50	Clark et al. (2008)	19,2 – 24,0	Niu et al. (2007); Quinteros et al. (2008)	-	-
Cuenca de Cariaco	Sedimentos	2,00 – 4,50	Bezada et al. (2010)	-	-	-	-
Cuenca de Araya	Sedimentos	2,50 – 4,50	Clark et al. (2008)	-	-	-	-
Cañón de Los Roques	Sedimentos	2,00 – 4,50	Bezada et al. (2010)	28	Schmitz et al. (2008)	2400	Bosch y Rodríguez (1992)
Cuenca de Bonaire	Sedimentos	2,00 – 5,00	Magnani et al. (2009)	15,1 – 16,2		2050	Bezada et al. (2008)
Cuenca de Venezuela	Sedimentos	1,80 – 4,00	Clark et al. (2008); Magnani et al. (2009); Bezada et al. (2010)	14 – 16	Niu et al. (2007); Quinteros et al. (2008)	2000 - 2450	Orihuela y Cuevas (1993); Ughi et al. (2004); Garzón y Ughi (2008)
Alto de Aruba	Basamento	-	-	28 – 30	Schmitz et al. (2008)	2800	Bezada et al. (2008)
Cuenca de Grenada	Sedimentos	2,00 – 4,40	Clark et al. (2008)	24 – 28	Niu et al. (2007)	-	-
Cuenca de Falcón	Sedimentos	-	-	30 – 35	Schmitz et al. (2008)	2350 - 2450	Bezada et al. (2008); Garzón y Ughi (2008)

Los modelos proporcionados por los citados autores muestran configuraciones laterales aproximadamente homogéneas de valores de velocidad de onda compresiva, ya que estos modelos están basados en análisis de velocidades. Por ejemplo, los valores de velocidad en los sedimentos de las diferentes cuencas se encuentran en un rango bastante homogéneo de 2,00 a 4,50 km/s (Tabla 3.4). Las cortezas oceánica y continental también muestran un rango bastante homogéneo de 6,20 a 6,90 km/s para la primera y 6,00 a 7,00 km/s para la segunda. Estos valores no ajustan adecuadamente las significativas variaciones laterales de densidad que se observan en los mapas de anomalía de Bouguer y derivadas, así como también es inconsistente que la corteza oceánica tenga menores valores de onda compresiva que la continental dada la composición basáltica de la primera comparada con la composición granítica de la segunda.

3.5 FLUJO DE CALOR EN EL MARGEN MERIDIONAL DEL CARIBE

La base de datos de flujo térmico en el Caribe meridional fue tomada de la Comisión Internacional de Flujo Térmico (*International Heat Flow Commission – IHFC*). La base de datos consiste en una compilación de mediciones adquiridas y publicadas en 1976, más una actualización realizada en 1993, que representan la distribución de flujo de calor sobre la superficie de la corteza en la zona en estudio (Pollack et al., 1993).

En el mapa de flujo de calor para el margen meridional del Caribe (Figura 3.16) se observa al suroccidente de la cresta de Beata que los valores alcanzan entre 90 y 115 mW/m², pero al este disminuyen a un rango entre 16 y 25 mW/m². Sobre la placa Caribe el rango de valores se le puede considerar intermedio con valores entre 60 y 74 mW/m², mientras que al este de la cuenca de Venezuela ascienden entre 80 y 100 mW/m². Sobre el alto de Aves, los valores se encuentran entre 148 y 211 mW/m² y en la zona norcentral de Venezuela se ubican los máximos valores en un rango entre 161 y 250 mW/m².

Sobre la sección occidental de las Antillas de Sotavento y la península de Paraguaná, se observa una anomalía positiva de flujo térmico que se extiende en dirección este – oeste y abarca un rango de valores entre 63 y 87 mW/m²; por ejemplo, sobre Bonaire el rango está entre 79 y 81 mW/m². Sin embargo, la sección central de las Antillas de Sotavento, entre el archipiélago de las Aves y la Orchila presenta valores intermedios a bajos entre 50 y 70 mW/m². Hacia el sureste los valores de flujo térmico son bastante bajos; por ejemplo, en la cuenca Oriental de Venezuela y plataforma deltana los valores están entre 56 y 80 mW/m²; en

Trinidad el rango de valores se encuentra entre 31 y 33 mW/m^2 y en Tobago van de 33 a 35 mW/m^2 .

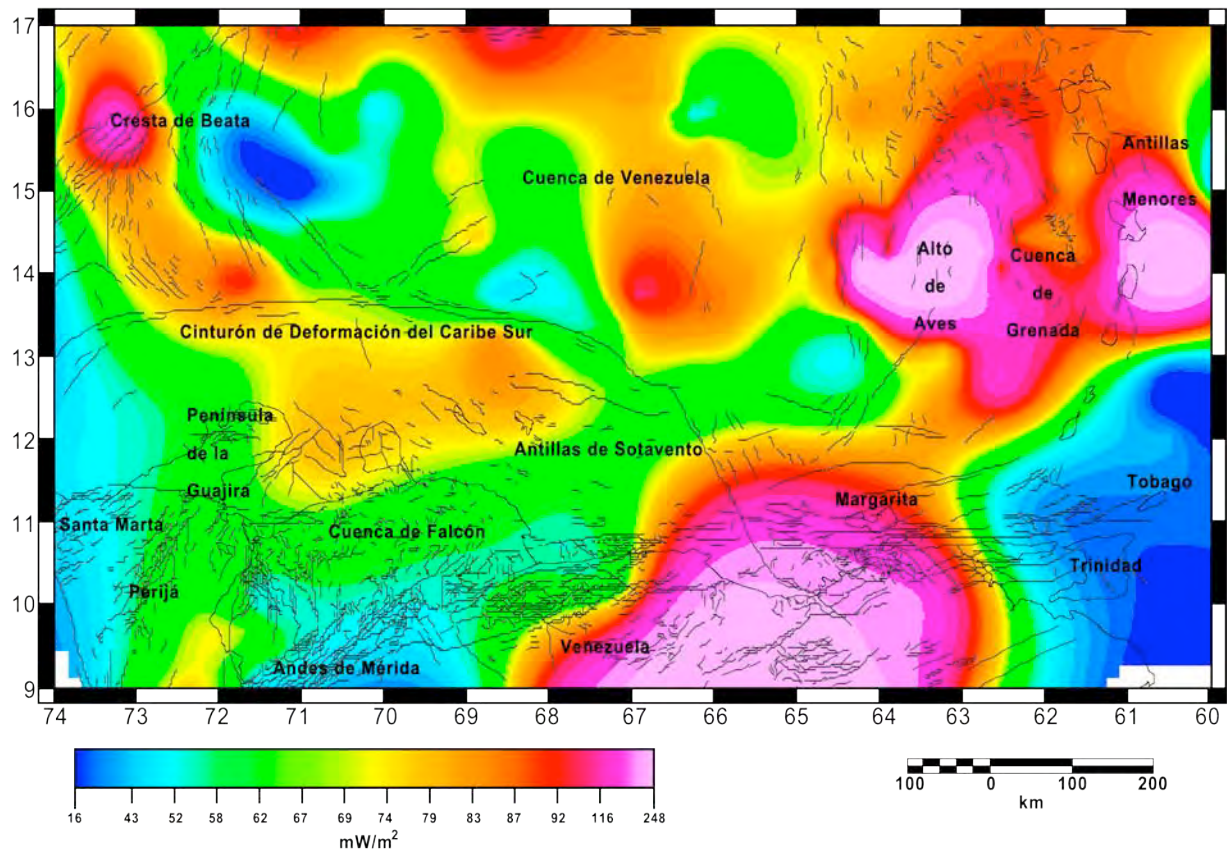


Figura 3.16 Mapa de flujo de calor en la superficie de la corteza para el margen meridional del Caribe (Pollack et al., 1993).

La cuenca de Falcón posee valores entre 50 y 60 mW/m^2 similares a los encontrados en la península de la Guajira y la sierra de Perijá. Más al sur sobre los Andes de Mérida, los valores son más bajos aún y se encuentran en un rango entre 16 y 40 mW/m^2 .

3.6 MODELADO GRAVIMÉTRICO DEL MARGEN MERIDIONAL

Para el desarrollo del modelado gravimétrico se seleccionaron tres perfiles sobre la anomalía de Bouguer ortogonales a la dirección preferencial de las principales anomalías presentes en la zona en estudio; los resultados se ilustran en las Figuras 3.17 a 3.19. En cada modelo la línea roja representa el error de ajuste entre la gravedad observada y la calculada y la línea azul representa el valor de ajuste total (100%). Los números escritos sobre los diferentes cuerpos tectónicos representan el correspondiente valor de densidad expresado en gr/cm^3 . La bondad de ajuste de cada modelo es de 0,5%.

El perfil occidental (Figura 3.17) se ubica sobre el meridiano de 70° O y se extiende desde el límite sur de la cuenca de Falcón hasta la cuenca de Venezuela al norte.

El mejor ajuste para este perfil se logró con una subducción de corta extensión y de bajo ángulo que reproduce la subducción inducida sobre la placa Caribe como consecuencia de la expulsión y posterior indentación del bloque Bonaire siguiendo el modelo de Audemard y Audemard (2002).

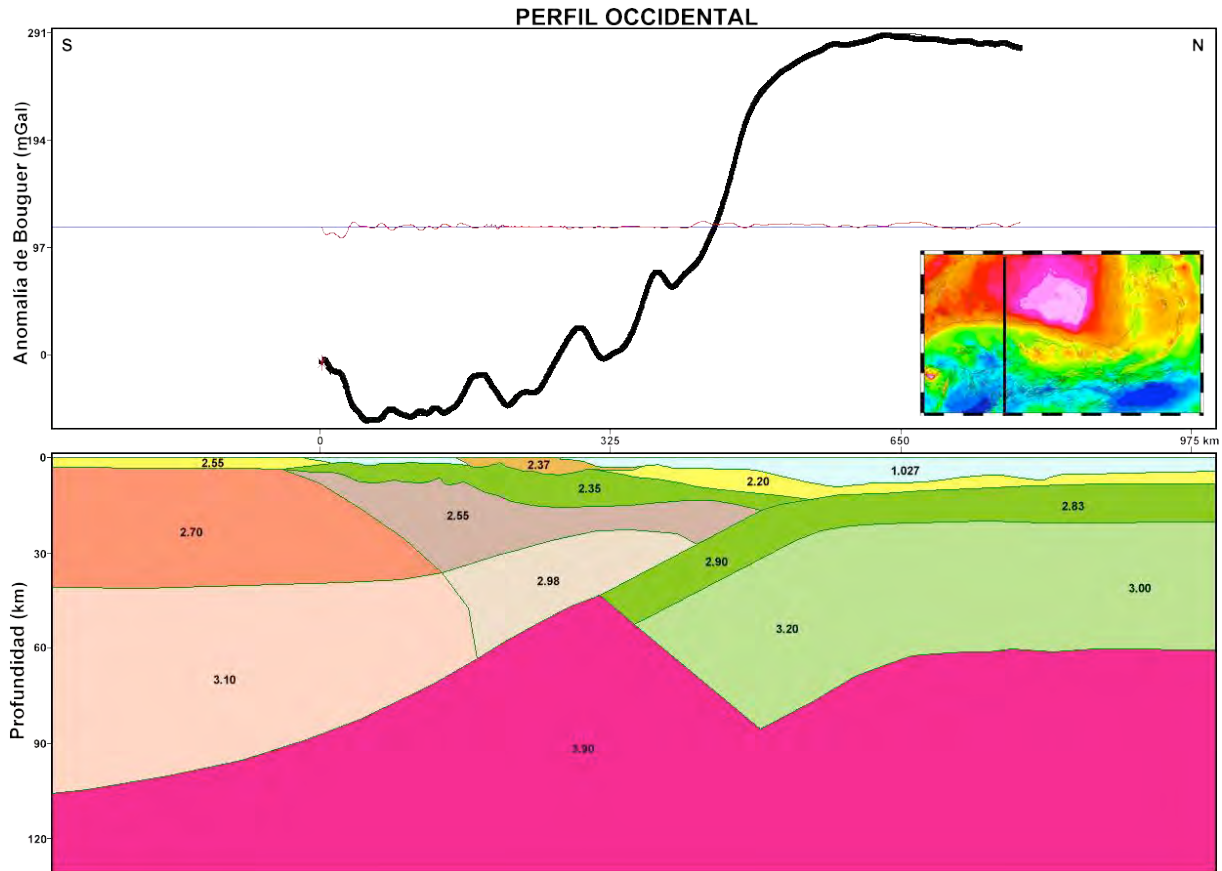


Figura 3.17 Modelo gravimétrico del perfil occidental (70°O).

Entre la placa Suramericana y el Caribe en subducción se representó al bloque Bonaire, la península de Paraguaná y la cobertura sedimentaria, así como el adelgazamiento cortical debajo de la cuenca Falcón siguiendo el modelo de Bezada et al. (2008).

La placa Suramericana se representó con una densidad de 2700 kg/m^3 para la corteza continental y 3100 kg/m^3 para el manto litosférico. La astenósfera posee una densidad de 3900 kg/m^3 y el bloque Bonaire posee una densidad de 3000 kg/m^3 para el manto litosférico, 2550

kg/m^3 para la sección cortical y 2350 kg/m^3 para la sección cretácica. La cobertura sedimentaria de todo el modelo posee un rango entre 2200 kg/m^3 y 2400 kg/m^3 .

El segundo perfil (Figura 3.18) se trazó sobre el meridiano de 67°O y se extiende desde el sistema montañoso del Caribe hasta la cuenca de Venezuela al norte.

En este caso el mejor ajuste se logró con una subducción de mayor ángulo pero igualmente de profundidad intermedia comparada con la del perfil occidental, pero con la salvedad que la lámina en subducción del Caribe está desacoplada de Suramérica, esto permite el ascenso de la astenósfera más caliente que se utilizó para representar el aumento de flujo térmico observado en esta región según lo descrito en la sección anterior.

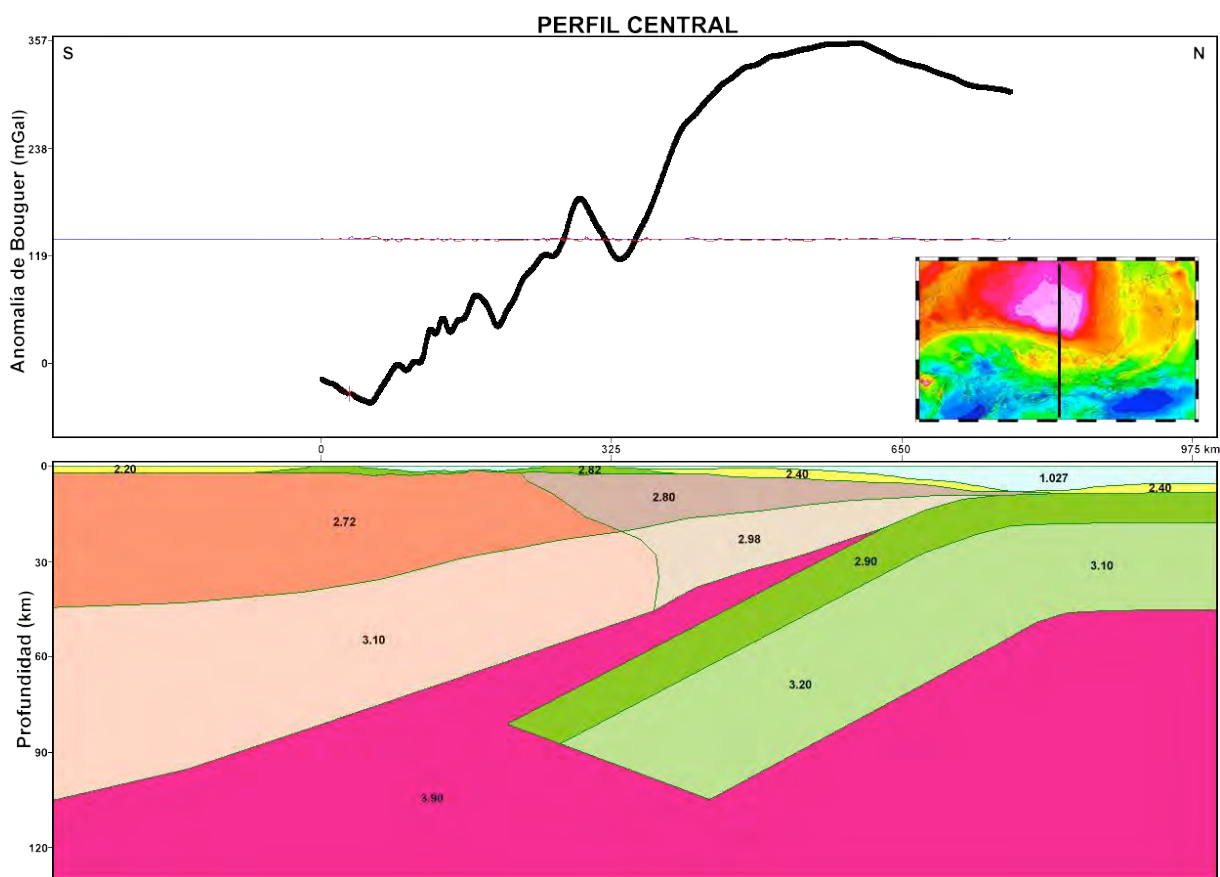


Figura 3.18 Modelo gravimétrico del perfil central (67°O).

El bloque Bonaire se representa aquí como una estructura más delgada siguiendo las propuestas previas de Bosch y Rodríguez (1992) y Ughi et al. (2004; 2013). La placa Suramericana posee una densidad de 2700 kg/m^3 para la corteza y 3100 kg/m^3 para el manto litosférico; la astenósfera se representó con una densidad de 3900 kg/m^3 , la corteza Caribe con

2900 kg/m³ y su manto litosférico con 3100 kg/m³. La sección cortical del bloque Bonaire posee un rango de densidades de entre 2700 y 2800 kg/m³, mientras que su manto litosférico oscila entre 3000 y 3300 kg/m³. La cobertura sedimentaria se representó con una densidad de 2400 kg/m³ y el mar con una densidad de 1027 kg/m³.

El tercer perfil (Figura 3.19) se trazó sobre el meridiano de 64° O y se extiende desde el norte de Venezuela hasta el límite norte de la placa Caribe.

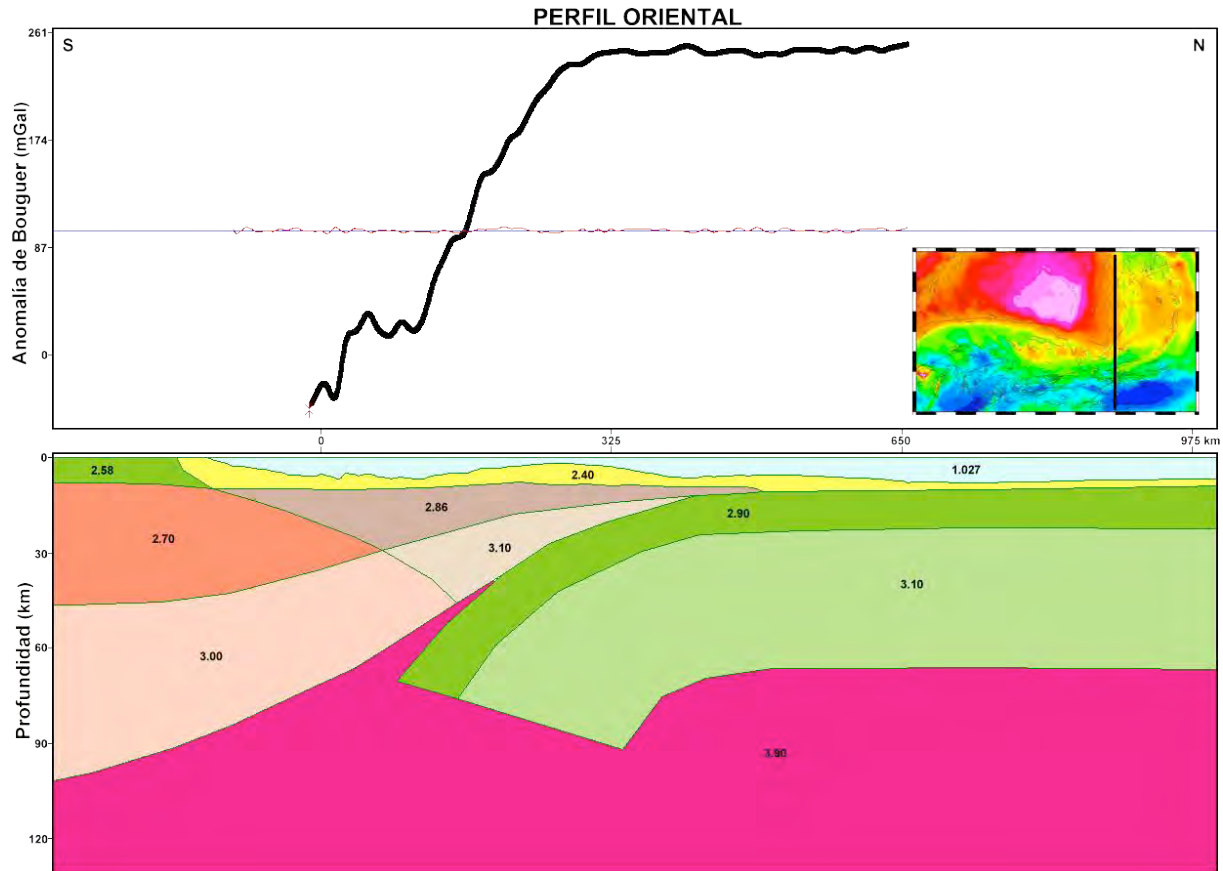


Figura 3.19 Modelo gravimétrico del perfil oriental (64°O).

Para este perfil el mejor ajuste se logró con una subducción de la placa Caribe con mayor ángulo de inclinación pero mucha menor extensión que en el caso del perfil central (Figura 3.18). Los rangos de densidades son similares a los dos perfiles anteriores. El bloque Bonaire posee unas dimensiones muy reducidas ya que esta sección es la más distal del mismo. Sus rangos de densidad son 2800 kg/m³ para la sección cortical y 3100 kg/m³ para la sección del manto litosférico. La cobertura sedimentaria y el mar Caribe poseen densidades de 2400 kg/m³ y 1027 kg/m³ respectivamente, mientras que la corteza Caribe se representó con una densidad de 2900 kg/m³ y su manto litosférico con una densidad de 3000 kg/m³ a 3100

kg/m³. En este perfil la placa Caribe muestra un proceso incipiente de desacople con respecto a la placa Suramericana la cual se incrementa hacia el oeste como ya se describió para el perfil central (Figura 3.18).

3.7 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las investigaciones de gravimetría regional que se han realizado por más de dos décadas en el margen meridional del Caribe han tenido, en general, tres propósitos fundamentales: (1) determinar las características de la subducción del Caribe por debajo de Suramérica (Bosch y Rodríguez, 1992; Ughi et al., 2004; Sousa et al., 2005; Bezada et al., 2008; Sánchez et al., 2010; Blanco et al., 2014; Orihuela y García, 2015; Ughi et al., 2017); (2) evaluar la isostasia regional del norte de Suramérica (Ughi et al., 2004; Garzón y Ughi, 2008; Ughi, 2014; Ughi y Alvarado, 2017) y (3) identificar la ubicación y características del límite de placas entre el Caribe y Suramérica (Ughi et al., 2013; Blanco et al., 2015). La mayoría de estas investigaciones se caracterizan por utilizar modelos de tipo cortical, excepto Sánchez et al. (2010) quienes plantean un modelo de tipo litosférico 3D. En este último caso, el modelo sigue las ideas generales postuladas por Van der Hilst y Mann (1994) en donde la placa Caribe se encuentra en subducción profunda por debajo de la sección occidental de Venezuela y en subducción de poca profundidad por debajo de la sección oriental. Este modelo le confiere a la placa Caribe una geometría tipo cuña que se adentra e interactúa profundamente por debajo del occidente venezolano en la región de los Andes de Mérida y Falcón, y prácticamente desaparece hacia la región de la cuenca Oriental de Venezuela. Entre las implicaciones suyacentes de un modelo de tales características, destaca que la lámina en subducción profunda en la región occidental produciría un efecto de tracción que incrementaría la flexión litosférica del norte de Suramérica, desplazaría el nodo de flexión más al sur y aumentaría las dimensiones de la cuenca antepaís en esta zona; no obstante, los estudios de isostasia regional realizados en la zona (Ughi et al., 2004; Garzón y Ughi, 2008; Ughi, 2014) no han demostrado la existencia de una configuración similar, ya que la configuración tectónica actual con el nodo de flexión ubicado en el límite norte del cratón de Guayana y demostrado por estudios de sísmica de reflexión, las alturas de las cordilleras del sistema montañoso del Caribe (carga litostática generadora de la flexión), las dimensiones de las cuencas de Guárico, Falcón y Barinas – Apure y las anomalías gravimétricas se pueden ajustar con una subducción poco profunda sin necesidad de la carga flexural adicional

aportada por la tracción generada por la subducción de una lámina profunda. Esto ha traído como consecuencia el desarrollo de un fuerte debate en torno al tema que persiste aún hoy día.

Los resultados de la presente investigación aportan una pieza más en el rompecabezas del complejo margen meridional del Caribe al adicionar a los tradicionales estudios de gravimetría la información de flujo térmico e incorporarlo al modelado litosférico. En este caso, se evidencia lo innecesario de una configuración de subducción profunda para el occidente venezolano, ya que las anomalías gravimétricas satelitales son fácilmente ajustadas por una litosfera caribeña de subducción poco profunda sin necesidad de aplicarle al modelo significativas variaciones laterales de densidad. En la región central de Venezuela, el modelado muestra una subducción no adosada a la litosfera Suramericana lo que permite el ascenso de una pluma astenosférica que ajustaría las anomalías térmicas observadas en la zona. El desacople de la lámina en subducción se hace menos notorio al este sobre la sección oriental; sin embargo, la inclinación en el ángulo de subducción se hace mayor.

Con base en lo antes descrito el modelo tectónico propuesto para el margen meridional del Caribe (Figura 3.20) se caracteriza por una lámina caribeña en subducción que se encuentra acoplada a la litosfera Suramericana en la región occidental de Venezuela, específicamente debajo de la cuenca de Falcón y desacoplada hacia las zonas central y oriental del mismo margen. A lo largo de todo el margen se hace innecesaria la utilización de modelos de subducción profunda ya que las anomalías gravimétricas, las cargas y alturas flexurales y las geometrías de cuencas y posiciones de los nodos de flexión se logran ajustar adecuadamente mediante modelos de subducción poco profunda (Bosch y Rodríguez, 1992; Ughi et al., 2004; Garzón y Ughi, 2008; Ughi, 2014; Ughi y Alvarado, 2017; Ughi et al., 2017). El adalgamiento cortical de Falcón propuesto por Sousa et al. (2005) y confirmado luego por Bezada et al. (2008) mediante sísmica profunda, es fácilmente ajustado en el modelo gravimétrico y se vincula con las anomalías térmicas observadas hacia el este cuya explicación se propone mediante el desacople de la litosfera Caribe. En este modelo, la indentación del bloque Bonaire contra el Caribe impulsa la subducción inducida de éste último y su rotación horaria sobre su esquina nororiental, lo que induce un movimiento compresivo en la esquina suroriental; este movimiento podría explicar el incremento de ángulo en la subducción sobre el perfil 64° O, el cual a su vez, explica la formación de la trinchera de Los Roques.

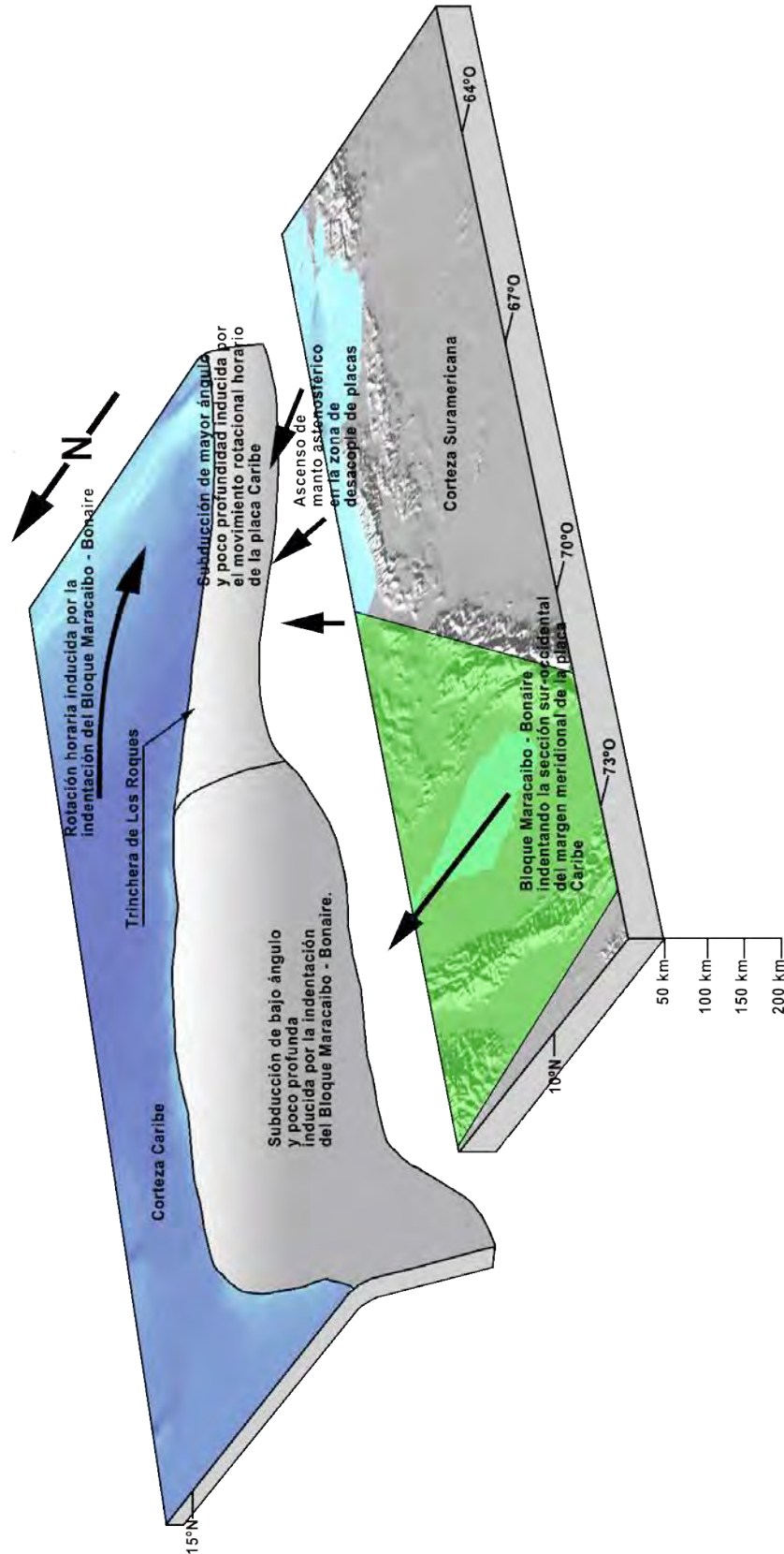


Figura 3.20 Modelo tectónico que ilustra la geometría de la lámina en subducción del Caribe por debajo de Suramérica asociada a la dinámica de placas.

Existen varias líneas de evidencia que sustentan la propuesta antes descrita: (1) la batimetría claramente diferenciada entre el extremo occidental y el oriental del cinturón de deformación del Caribe sur, el cual marca la zona de flexión por subducción del Caribe en esta zona. Hacia el occidente, la característica batimétrica dominante es un prisma de acreción, mientras que hacia el oriente se encuentra la trinchera de Los Roques. Este accidente batimétrico de hecho se profundiza hacia el este contra la esquina suroccidental del alto de Aves; (2) los datos aportados por las soluciones de Euler calculadas para esta investigación y que permiten estimar la profundidad de los cuerpos que generan las anomalías gravimétricas, claramente muestran como la sección suroriental de la placa Caribe en la zona de la trinchera de Los Roques exhibe las mayores profundidades; ahora bien, considerando que es la litosfera Caribe el cuerpo más denso y por ende, el que controla la forma de onda de la anomalía gravimétrica en esta zona, se puede argumentar que la placa Caribe profundiza más en esta zona, lo cual fue corroborado al ajustar el modelo gravimétrico correspondiente (perfil oriental, Figura 3.19); (3) la anomalía de flujo de calor existente en la región centro – norte de Venezuela determinada con los datos de flujo de calor del IHFC y reportadas por otros investigadores utilizando datos de sísmica y profundidad de curie (Miller et al., 2009; Villarroel y Orihuela, 2012), que obligan a considerar soluciones para la lámina en subducción distintas a una subducción de normal; de hecho, en los modelos propuestos por Sánchez et al. (2010) para las secciones de 64° O y 65° O requiere adicionar un cuerpo de alta densidad para ajustar la anomalía gravimétrica; (4) la anomalía gravimétrica positiva ubicada en la sección nororiental del Caribe que poseen una alineación N30E, genera una sección triangular en esta zona y parece poseer paralelismo con la dirección de la cresta de Beata ubicada mucho más al oeste. Esta sección triangular podría tener dos explicaciones: una es la consecuencia de la rotación del Caribe que comprime su esquina nororiental contra el alto de Aves y genera una ruptura en la parte superior de la corteza más al suroeste, o como consecuencia de la prolongación de la fractura inducida por la expulsión del bloque Bonaire hacia el norte. Indistintamente cual sea su causa, es reflejo inequívoco de que esta sección triangular representa un bloque de corteza que se está diferenciando y no se encuentra sólo en desplazamiento lateral junto con el resto del Caribe; adicionalmente, coincide con la existencia de la trinchera de Los Roques cuya actuación en este contexto tectónico ya fue explicada.

REFERENCIAS

- Amante, C. and B.W. Eakins (2009) ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. doi:10.7289/V5C8276M [03/01/2016].
- Audemard, F. E. and F. A. Audemard, (2002) Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345: 299-327.
- Bezada, M.; J. Avila; E. Vieira y M. Yáñez (2004) Primeros resultados de observaciones sísmicas marinas en la Red Sismológica Nacional, Venezuela. *Memorias del XII Congreso Venezolano de Geofísica*. Caracas, Venezuela.
- Bezada, M.; M. Miller; F. Niu; G. Pavlis; C. Zelt; M. Schmitz; H. Rendón y A. Levander (2007) Estructura sísmica de la corteza y manto superior en el límite de placas Caribe – Suramérica: un enfoque integrado. *Memorias del IX Congreso Geológico Venezolano*. Caracas, Venezuela.
- Bezada, M.; M. Schmitz; M. I. Jácome; J. Rodríguez; F. Audemard and C. Izarra (2008) Crustal structure in the Falcón Basin area, northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence. *Journal of Geodynamics*, 47(4-5): 191-200.
- Bezada, M.; M. B. Magnani; C. Zelt; M. Schmitz and A. Levander (2010) The Caribbean – South American plate boundary at 65°W: Results from wide – angle seismic data. *Journal of Geophysical Research*, 115: 1-17.
- Blanco, R.; M. Bosch; J. Merchán y E. Díaz (2014) Inversión conjunta de datos de gravedad y magnetismo: zona de interacción Caribe-Suramérica. En Schmitz, M.; F. Audemard y F. Urbani (eds.): *El límite noreste de la placa Suramericana – Estructuras litosféricas de la superficie al manto*. Capítulo 13, p. 295-304.
- Blanco, J.M.; P. Mann and L. Nguyen (2015) Location of the suture zone separating the Great Arc of the Caribbean from continental crust of northwestern South America inferred from regional gravity and magnetic data. In Bartolini C. and P. Mann (eds.): *Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean margin*. AAPG Memoir 108, Chapter 6, p. 161-178.
- Bosch, M. and I. Rodríguez (1992) North Venezuelan collisional crustal block: The boundary between the Caribbean and South American plates. *Journal of South American Earth Science*, 6(3): 133-143.
- Christensen, N. I. and W. Mooney (1995) Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view. *Journal of Geophysical Research*, 100(B6): 9761-9788.

- Clark, S.; C. Zelt; M. B. Magnani and A. Levander (2008) Characterizing the Caribbean – South American plate boundary at 64°W using wide – angle seismic data. *Journal of Geophysical Research*, 113: TC6013.
- Deep Sea Drilling Project (1973) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 15, San Juan, Puerto Rico to Cristobal, Panamá.
- Edgar, N. T.; J. Ewing and J. Hennion (1971) Seismic refraction and reflection in Caribbean Sea. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 55: 833.
- Escalona, A. and P. Mann (2011) Tectonics, basin subsidence mechanism, and paleogeography of the Caribbean – South American plate boundary zone. *Marine and Petroleum Geology*, 28(1): 8-39.
- Förste, Ch.; S. Bruinsma; O. Abrikosov; J. Lemoine; T. Schaller; H. Götze; J. Ebbing; J. Marty; F. Flechtner; G. Balmino and R. Biancale (2014) EIGEN-6c4 The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2019 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. 5th GOCE User Workshop, Paris, 25-28/11/2014.
- Gardner, G.; L. Gardner and A. Gregory (1974) Formation velocity and density – The diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, 39: 770-780.
- Garrity, C.; P. Hackley and F. Urbani (2004) Digital shaded – relief map of Venezuela 1:1.500.000. U.S. Geological Survey.
- Garzón, Y. y A. Ughi (2008) Modelado geodinámico por medio del análisis de flexión de placas en la región noroccidental de Venezuela. *Memorias del XIV Congreso Venezolano de Geofísica*. Caracas, Venezuela.
- International Center for Global Gravity Model – ICGEM (2016) Base de datos topográficos y batimétricos. Consulta en línea: <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/>.
- International Heat Flow Commission – IHFC (2018) Caribbean heat flow database. Online search: <http://www.geophysik.rwth-aachen.de/IHFC/index.html/>.
- Kane, M. F. (1962) A Comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, 27(4): 455-462.
- Levander, A.; M. Schmitz; H. Avé-Lallemant; C. Zelt; D. Sawyer; M. B. Magnani; P. Mann; G. Christeson; J. Wright; G. Pavlis and J. Pindell (2006) Evolution of the Southern Caribbean plate boundary. *EOS*, 87(9): 97-100.
- Magnani, M. B.; C. Zelt; A. Levander and M. Schmitz M. (2009) Crustal structure of the South American – Caribbean plate boundary at 67° from controlled source seismic data. *Journal of Geophysical Research*, 114: B02312.

- Miller, M.; A. Levander; F. Niu and A. Li (2009) Upper mantle structure beneath the Caribbean-South American plate boundary from surface wave tomography. *Journal of Geophysical Research*, 114.
- Nafe, J. and C. Drake (1963) Physical properties of marine sediments. *The Sea*, Hill Interscience Publishers, N.Y. London, vol. 3, pp. 794-815.
- Nagy, D. (1966a) The prism method for terrain corrections using digital computers. *Pure Applied Geophysics*, 63: 31-39.
- Nagy, D. (1966b) The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, 31: 362-371.
- Niu, F.; T. Bravo; G. Pavlis; F. Vernon; H. Rendón; M. Bezada and A. Levander (2007) Receiver function study of the crustal structure of the southeastern Caribbean plate boundary and Venezuela. *Journal of Geophysical Research*, 112: B11308.
- Orihuela, N. y Cuevas, J. (1993) Modelaje sismogravimétrico de perfiles regionales del Caribe central. *Revista de la Facultad de Ingeniería*, 8(1): 55-73.
- Orihuela, N. y García, A. (2015) Deconvolución de Euler de datos gravimétricos del segmento central de la zona de borde sur de la placa Caribe. *Boletín de Geología*, 37(2): 25-39.
- Pollack, H.; S. Hurter and J. Johnson (1993) Heat flow from the earth interior: analysis of global data set. *Reviews of Geophysics*, 31(3): 267-280.
- Quinteros, C.; L. Piñero; H. Rendón; F. Niu y M. Schmitz (2008) Estimación del espesor de corteza en el noroccidente de Venezuela a partir del análisis de funciones receptoras. *Memorias del XIV Congreso Venezolano de Geofísica*. Caracas, Venezuela.
- Sánchez, J.; H. J. Götze and M. Schmitz (2010) A 3-D lithospheric model of the Caribbean – South American plate boundary. *International Journal of Earth Sciences*, 100(7): 1698-1712.
- Schmitz, M.; J. Avila; M. Bezada; E. Vieira; M. Yáñez; A. Levander; C. Zelt; M. I. Jácome and M. B. Magnani (2008) Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations. *Tectonophysics*, 459: 14-26.
- Schmitz, M.; A. Levander; F. Niu; M. Bezada; C. Quinteros; C. Zelt y J. Avila (2014) Características geofísicas de la corteza a lo largo del límite de placas. En Schmitz, M.; F. Audemard y F. Urbani (eds.): *El límite noreste de la placa Suramericana – Estructuras litosféricas de la superficie al manto*. Capítulo 1, p. 3-27
- Sousa, J.; J. Rodríguez; C. Giraldo; I. Rodríguez; F. A. Audemard and R. Alezones (2005) An integrated geological-geophysical profile across northwestern Venezuela. *Memorias del 6º Simposio Internacional de Geodinámica Andina*, Barcelona, España.

- Ughi, A. (2014) Estudio de la estructura cortical en la zona centro norte de Venezuela mediante el análisis de flexión de placas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(1): 93-103.
- Ughi, A y L. Alvarado (2017) Flexión litosférica y edad de la placa en el margen meridional de la placa Caribe. *Memorias, XII Congreso Cubano de Geología*, La Habana, Cuba.
- Ughi, A.; J. Reyes y I. Rodríguez (2004) Modelado geodinámico por medio del análisis de flexión de placas en la región central de Venezuela. *Memorias, XII Congreso Venezolano de Geofísica*, Caracas, Venezuela.
- Ughi, A.; D. González y A. Toloza (2013) Delimitación del margen de placa entre Suramérica y el Caribe al norte de Venezuela mediante el realzado de la anomalía gravimétrica. *Geoacta*, 38(2): 140-152.
- Ughi, A.; G. Santiago y I. Mederos (2017) Análisis de diferentes estilos de subducción oceánica debajo del bloque Bonaire basado en modelos gravimétricos. *Memorias, XII Congreso Cubano de Geología*, La Habana, Cuba.
- Van der Hilst, R. and P. Mann (1994) Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology*, 22: 451-454.
- Villarroel, V. y N. Orihuela (2012) Modelo geológico estructural del sector La Orchila – La Tortuga, plataforma centro – norte costera del norte de Venezuela. *Jornadas de Investigación de la Facultad de Ingeniería*, Caracas, Venezuela.

EL MARGEN ORIENTAL DE LA PLACA CARIBE

4.1 INTRODUCCIÓN

La placa Caribe en su margen oriental está definida por una zona de subducción tipo B en donde la placa Atlántica está siendo consumida por debajo de ésta formando un arco de islas volcánicamente activo. La sismicidad en esta zona aumenta considerablemente comparada con los límites norte y sur y se forman grupos de hipocentros que delimitan con bastante precisión la zona de Wadati - Benioff con buzamiento al oeste (Bouysse, 1984; Bouysse et al., 1990).

Otra característica del margen oriental de la placa Caribe se evidencia a partir de los estudios batimétricos y gravimétricos (Bird et al., 1999; Christeson et al., 2008; Bezada et al., 2010; Ughi, 2012, 2014) que muestran diferencias morfológicas entre las secciones norte y sur del margen activo. En el primer caso existe una fosa submarina característica de una subducción oceánica típica, pero en la sección sur el prisma de acreción de Barbados es la característica dominante (Figura 4.1). Esta diferenciación, también observable en la geometría del arco de las Antillas Menores (Stoiber y Carr, 1973; Ranneft, 1976; Marsh, 1979), hace suponer la existencia de distintos estilos de subducción y comportamiento mecánico de la placa Atlántica como consecuencia de su interacción tectónica con la placa Caribe.

Las estructuras tectónicas que constituyen este margen son de oeste a este: la cuenca de Venezuela, el alto de Aves, la cuenca de Grenada, el arco de islas de las Antillas Menores, la cuenca de Tobago y las islas de Trinidad y Tobago y el complejo acrecionario de Barbados. Al norte se encuentra la profunda fosa o trinchera de Puerto Rico y sobre la placa Atlántica existen dos crestas de corteza (Barracuda y Tiburón) que dividen las dos principales planicies abisales de Barracuda, al norte y Demerara al sur (Figura 4.1).

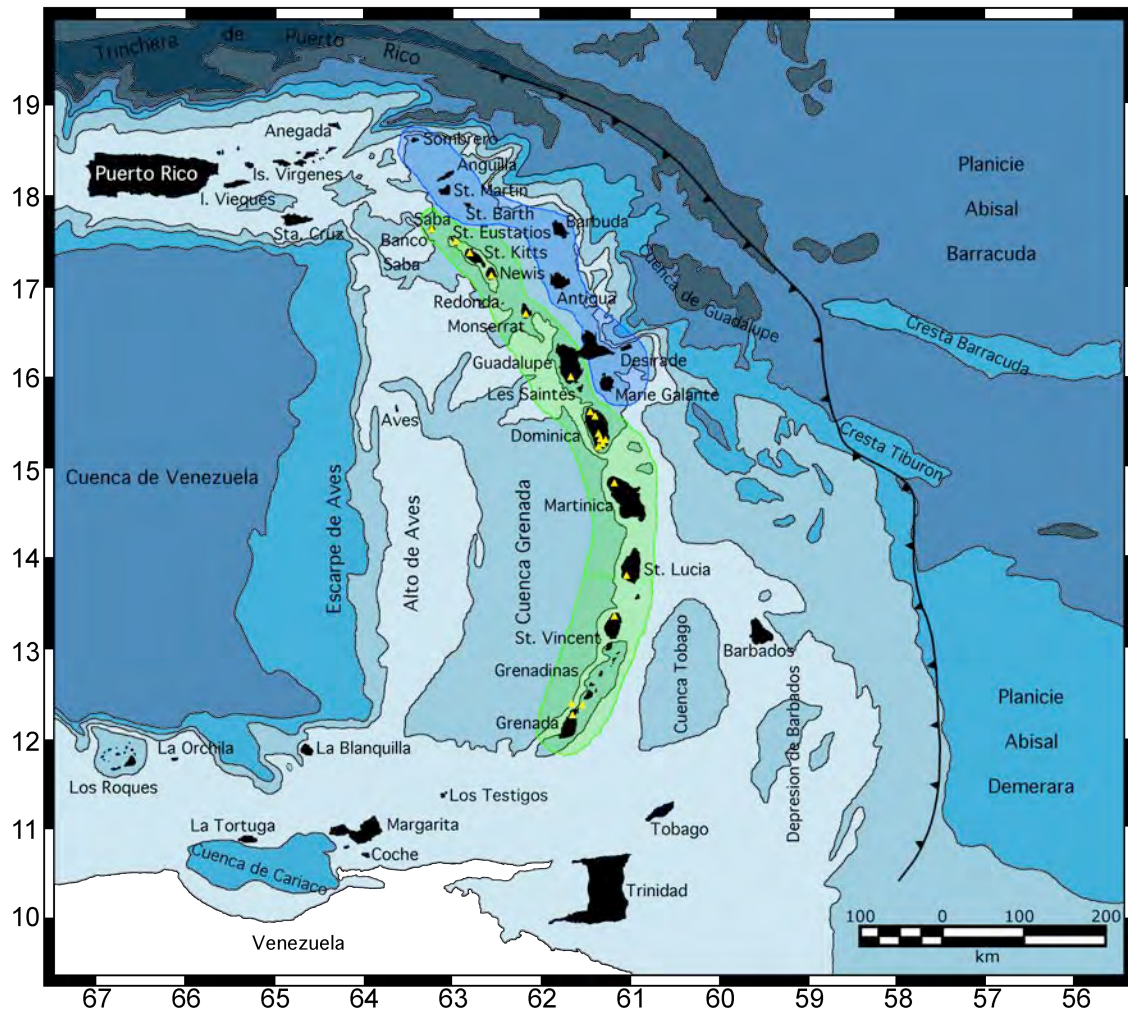


Figura 4.1 Mapa del margen oriental del Caribe donde se ilustran las principales características geográficas y tectónicas como el alto de Aves, la cuenca de Grenada, el arco de las Antillas Menores, Puerto Rico y la sección oriental de las Antillas Mayores, las islas de Margarita, Trinidad y Tobago; Venezuela y el margen activo (zona de subducción) entre la placa Caribe y la placa Atlántica. Los triángulos amarillos representan los volcanes activos de las Antillas Menores, el área sombreada en verde delimita el arco interior y el área sombreada en azul delimita el arco exterior (Tomado y modificado de Bouysse, 1988).

Este margen activo posee una gran diversidad de ambientes tectónicos y geológicos y ha sido el epicentro de un fuerte debate científico sobre su formación y geodinámica, especialmente en la fase final de su evolución desde el Paleoceno hasta el presente. Los resultados de este debate pueden, de hecho, poner bajo revisión todo el conocimiento y los modelos que se poseen hasta la fecha sobre la evolución geodinámica del Caribe, por lo que el estudio detallado y análisis cuidadoso de los datos disponibles y modelos generados hasta el momento reviste una importancia superlativa. En consecuencia, en este capítulo se realizará una revisión de la geología, estructuras y características tectónicas, así como modelos

propuestos hasta la fecha para explicar la evolución geodinámica de este importante margen de la placa Caribe.

4.2 ARCO DE ISLAS DE LAS ANTILLAS MENORES

El arco de islas de las Antillas Menores determina el margen activo oriental de la placa Caribe y constituye la expresión superficial de la subducción de la placa Atlántica por debajo de ésta.

Existe acuerdo entre diversos autores (Minster y Jordan, 1978; Rosencrantz y Sclater, 1986; Pindell et al., 1988) sobre la velocidad de desplazamiento de la placa Caribe hacia el este que genera la subducción de la porción septentrional de la placa Atlántica, la cual ha sido establecida en 2 cm/año con un rumbo de N67O.

Morfológicamente, las Antillas Menores forman un arco con un radio de curvatura de 450 km, en el que se encuentran 11 islas volcánicas principales y una pléyade de islotes e islas pequeñas que albergan 21 volcanes activos (Figura 4.2). El arco se prolonga 850 km desde el margen nororiental de Venezuela hasta el extremo oriental de las Antillas Mayores en la zona de la plataforma de Puerto Rico e Islas Vírgenes (Bouysse et al., 1990).

Por otra parte, autores como Martín-Kaye (1969) y Fink (1972) han considerado a las Antillas Menores como dos arcos volcánicos unidos al sur y divergentes en las latitudes cercanas a la isla Dominica. Se piensa que el arco exterior, ubicado al este, fue volcánicamente activo desde el Eoceno al Mioceno temprano, mientras que el arco interior o arco reciente (ubicado al oeste) ha sido activo desde el Mioceno tardío hasta el presente (Bouysse, 1984).

Hacia el oeste, el arco de islas delimita la cuenca de Grenada, la cual posee una profundidad máxima de 2800 m y según Uchupi (1975) ha sido rellenada con 7 km de sedimentos. Al oeste de la cuenca de Grenada se encuentra el alto de Aves, un accidente topográfico del suelo marino coronado en su parte norte por la isla de Aves, que separa la cuenca de Grenada de la cuenca de Venezuela, el cual ha sido interpretado como un arco de islas volcánicamente activo desde el Cretácico Tardío hasta el Paleoceno (Nagle, 1972; Fox y Heezen, 1975; Clark et al., 1978).

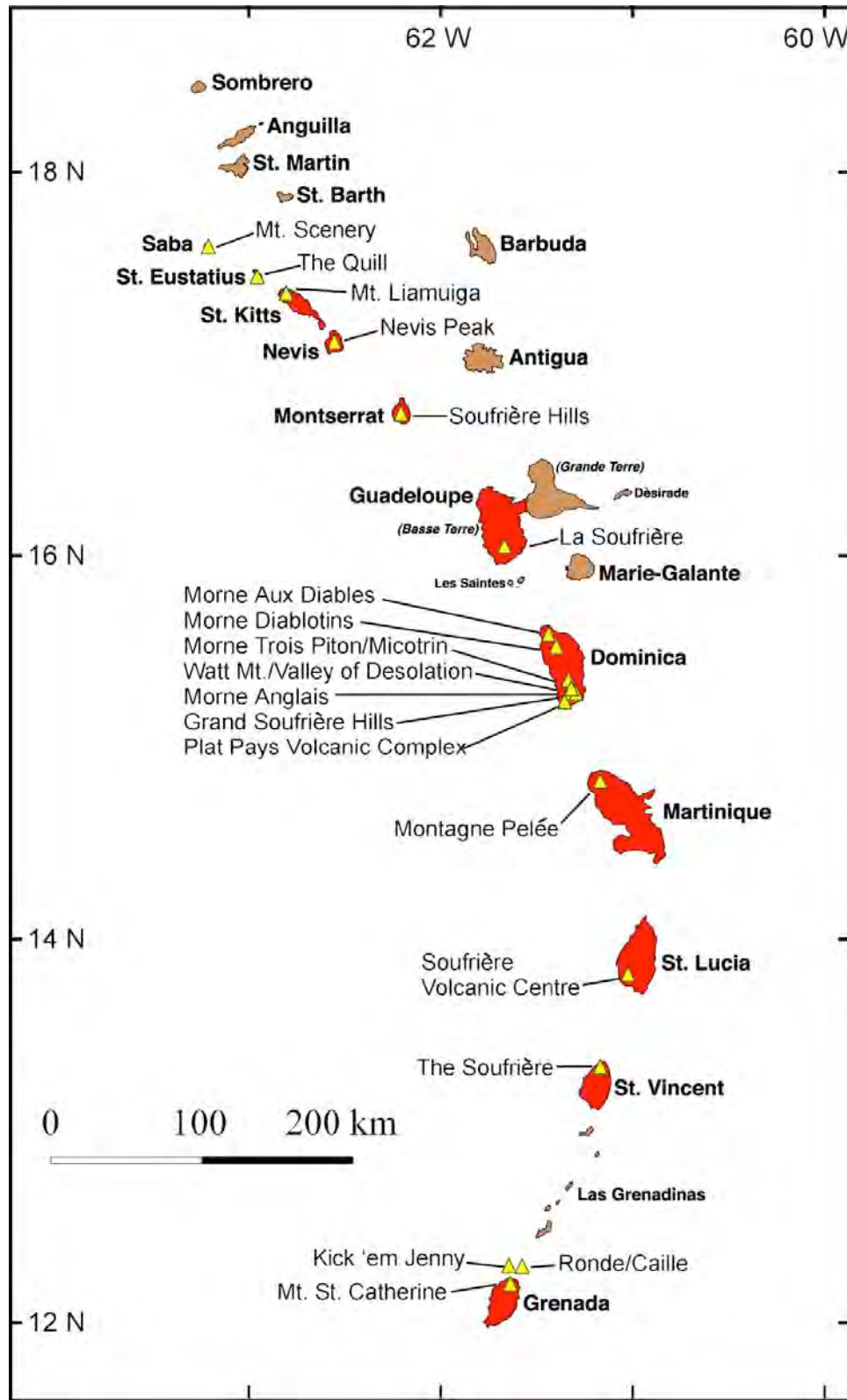


Figura 4.2 Mapa de las Antillas Menores que muestra la ubicación geográfica de las islas volcánicas (*Volcanic Caribbees*) representadas en rojo, las islas calcáreas (*Limestone Caribbees*) representadas en marrón y los principales volcanes activos representados con triángulos amarillos (Tomado de Robertson, 2006).

Por simple inspección visual es posible subdividir a las Antillas Menores en tres segmentos aproximadamente rectilíneos (Stoiber y Carr, 1973; Ranneft, 1976; Marsh, 1979). El segmento central, por ejemplo, está constituido por las tres islas más grandes del archipiélago (Martinica, Dominica y Basse Terre de Guadalupe). Se ha especulado que esta subdivisión está relacionada con una segmentación mayor de la zona Wadati – Benioff en tres bloques (Tomblin, 1975; Dorel, 1978).

Los datos sísmicos y sismológicos adquiridos durante la década de los 80 parecen confirmar tal hipótesis ya que se pudo identificar, al norte de Martinica, una zona de Benioff con ángulos de buzamiento de 50° a 60° en dirección ONO y una profundidad máxima de 210 km, mientras que al sur el ángulo de buzamiento disminuye entre 45° y 50°, alcanza una profundidad de sólo 170 km y posee menor actividad sísmica. Al sur de Grenada la zona de Benioff se hace gradualmente más vertical (Wadge y Shepherd, 1984).

Por otra parte, la profundidad de la lámina de subducción también es variable a lo largo de las Antillas Menores, al norte entre Saba y Basse Terre de Guadalupe está entre 140 y 160 km de profundidad, entre Dominica y Martinica alcanza los 180 km de profundidad, y entre St. Vincent y Grenada está entre 100 y 140 km (Wadge y Shepherd, 1984).

4.3 GEOLOGÍA DE LAS ANTILLAS MENORES

Uno de los primeros científicos en llevar a cabo un estudio geológico detallado de las Antillas Menores fue Martin–Kaye (1969). En su estudio realizado en la parte sur del archipiélago, determinó que la zona de Las Grenadinas posee el rango estratigráfico más largo de todas las Antillas Menores, abarcando desde el Eoceno inferior o medio hasta el presente. Su explicación para este patrón particular es la imbricación de dos arcos volcánicos sucesivos: un arco exterior o antiguo y otro interior o reciente que divergen al norte de la isla de Martinica (Bouysse, 1979, 1984).

La clasificación realizada por Martin–Kaye (1969) no es la única, ya que dependiendo de la naturaleza de las estructuras geológicas, sus edades y disposición espacial se pueden realizar diversas clasificaciones de las islas que componen las Antillas Menores (Bouysse et al., 1990).

Considerando su composición geológica y características tectónicas, el archipiélago puede ser subdividido en dos grupos: las islas calcáreas (*Limestone Caribbees*) que

corresponden a las islas que no han tenido actividad volcánica desde el Oligoceno tardío y el Neógeno (Figura 4.2), están parcial o totalmente cubiertas por depósitos de carbonatos y han sufrido una fuerte erosión durante el último período geológico, razón por la cual su morfología es achatada con pocos accidentes geográficos de relevancia y rodeadas por las plataformas someras o “bancos de arena o caliza” del noreste del archipiélago, a saber: Marie Galante, Grande Terre de Guadalupe, La Dèsirade, Antigua, Barbuda, St. Bartholomew, St. Martin, la isleta de Tintamarre, Anguilla, Dog y Sombrero. De este grupo, las rocas con edades más antiguas datan del Eoceno – Oligoceno halladas en las islas de St. Bartholomew, St. Martín, Anguilla y Dog; sin embargo, se han encontrado rocas del Jurásico Tardío y Cretácico Temprano en La Dèsirade (Bouysse et al., 1990).

El segundo grupo se denomina islas volcánicas (*Volcanic Caribbees*) y por supuesto, corresponde al grupo de islas que han tenido actividad volcánica a lo largo del período Neógeno (Figura 4.2). Como consecuencia directa de dicha actividad ígnea, estas islas exhiben una topografía elevada (el volcán La Soufrière de la isla Guadalupe tiene la altura máxima de 1467 m) y son más grandes comparadas con el grupo anterior (Bouysse et al., 1990).

Al realizar la clasificación del archipiélago en función de la edad de las rocas volcánicas encontradas en afloramientos y perforaciones, se le puede dividir también en dos grupos: el Arco Antiguo que según evidencias encontradas por Andreieff et al. (1988) en la isla de St. Martín, fue volcánicamente activo desde el Eoceno temprano hasta el Oligoceno medio (30 – 28 Ma). El Arco Reciente ha sido volcánicamente activo desde el Burdigaliense temprano (22 – 19 Ma) según Andreieff et al. (1987), e incluye las islas de Grenada, Las Grenadinas, St. Vincent, St. Lucia, Martinica, Dominica, Les Saintes, Basee Terre de Guadalupe, Monserrat, Redonda, Nevis, St. Kitts, St. Eustatius y Saba.

El proto – arco o arco mesozoico constituye el basamento del archipiélago de las Antillas Menores y según Bouysse (1988), pudo haber sido parte de un Arco Caribeño mesozoico de mayor extensión que seguramente incluyó a las Antillas Mayores al norte, el alto de Aves y la cadena Aruba – Blanquilla (incluyendo la napa de Villa de Cura ubicada en el Sistema Montañoso del Caribe) al sur.

En las Antillas Menores, el basamento mesozoico posee un espesor promedio de 30 km (Boynton et al., 1979) y ha sido identificado en el banco de Saba ubicado en la pendiente nor –

noreste del arco submarino y en la isla La Dèsirade donde se han encontrado afloramientos de rocas volcánicas de 120 – 130 Ma (Bouysse et al., 1981; 1985). Al sur de Grenada el arco se curva hacia el SSO y se extiende hasta las islas de Los Frailes y Margarita donde se han encontrado afloramientos de rocas volcánicas cretácicas (Case et al., 1984).

El Arco Exterior (Arco Antiguo o Arco Oriental) está constituido por una alineación curvilínea de bancos submarinos e islas donde generalmente afloran rocas volcánicas efusivas o intrusivas del Eoceno medio al Oligoceno (Bouysse, 1979). Se han descubierto depósitos de calizas arrecifales del Plioceno al Cuaternario en la isla Marie Galante sobre tobas volcánicas y calizas con foraminíferos del Mioceno tardío al Plioceno temprano (Andreieff et al., 1987).

En la isla Grande Terre de Guadalupe el basamento está completamente oculto por calizas del Plio – Pleistoceno (Andreieff y Cottez, 1976). La isla de Antigua está formada por flujos de lava y depósitos volcaniciclásticos del Eoceno tardío y Oligoceno temprano suprayacentes a las calizas basales de la Formación Antigua del Oligoceno tardío (Martin–Kaye, 1969; Frost y Weiss, 1979).

En el Arco Interior (Arco Reciente o Arco Occidental) las terrazas someras ocupan un área reducida comparada con las del arco exterior, pero en las plataformas sumergidas tienen una extensión significativamente mayor con respecto a las zonas emergidas. Por ejemplo, la pequeña isla Redonda es una terraza emergida de 2 km² de superficie pero de 300 m de altura desde la base de la llanura abisal y está formada por un volcán basáltico monogenético del Pleistoceno (Bouysse, 1984). El arco interior termina en el Banco Luymes, al norte de la isla Saba, el cual es un pequeño y elongado bajío formado por roca volcánica cubierta por sedimentos del Plioceno – Cuaternario (Bouysse et al., 1981).

En la mitad norte del archipiélago, entre el arco exterior y el interior, se encuentra la depresión intra – arco denominada “Depresión Kallinago” (Bouysse, 1979). Esta estructura se estrecha desde el norte de Guadalupe hasta el “Pasaje Anegada”, tiene 250 km de largo y entre 20 y 50 km de ancho con profundidades que varían desde los 600 m hasta los 2000 m en su extremo norte. El espesor máximo del relleno sedimentario se estima en 2 km o más; sin embargo, el espesor de sedimentos posteriores al Mioceno medio es de 1 km (Bouysse y Guennoc, 1983).

4.4 ACTIVIDAD VOLCÁNICA EN LAS ANTILLAS MENORES

La información histórica disponible sobre la actividad volcánica de las Antillas Menores data de la época en que los europeos se asentaron en la isla Guadalupe en 1635. Los centros volcánicos más activos están localizados en St. Vincent (La Soufrière), Martinica (Mount Pelée), Dominica y Basse Terre (La Soufrière). Existen adicionalmente registros de actividad eruptiva y fumarolas en Kick'em Jenny, un volcán submarino ubicado al norte de la isla de Grenada, la Caldera Qualibou en St. Lucia, Valle de la Desolación en Dominica y Mount Misery en St. Kitts (Robson y Tomblin, 1966).

En general y a pesar de ser un cinturón volcánico activo, las Antillas Menores se destacan por tener una actividad volcánica extrusiva poco frecuente; sin embargo, los daños a propiedades y personas causados por los ocasionales eventos volcánicos son considerables. Ejemplo de esto es la erupción de 1902 de Mount Pelée que mató a 28.000 habitantes de St. Pierre (Bouysse, 1984).

En las Antillas Menores se han registrado 34 erupciones volcánicas históricas, de las cuales 21 han ocurrido durante el Siglo XX; 9 registradas en los volcanes de las islas de Guadalupe, Martinica, St. Vincent, Monserrat y Dominica, y 12 provenientes del volcán submarino Kick'em Jenny que se encuentra a aproximadamente 9 km al norte de la isla de Grenada (Lindsay et al., 2002).

Las erupciones más recientes han sido las del volcán La Soufrière en Guadalupe en el año 1976, Kick'em Jenny en 1977 (Sigurdsson y Sparks, 1979) y La Soufrière en St. Vincent en 1979 (Bouysse, 1984).

4.5 CUENCA DE GRENADA Y ALTO DE AVES

La cuenca de Grenada es la estructura geológica que separa al alto de Aves, ubicado al oeste, del arco de las Antillas Menores ubicado al este. Tiene una forma cóncava con 140 km de ancho y 600 km de longitud aproximadamente, limitada al sur por la parte continental de Venezuela y al norte por el banco de Saba y está rellena con 10 a 20 km de sedimentos (Uchupi, 1975, Christeson et al., 2008). Morfológicamente, la sección sur que constituye las dos terceras partes de la superficie de la cuenca, se caracteriza por una plataforma muy plana con un promedio de profundidad de 2900 m, alcanzando en algunos lugares hasta los 3000 m.

Hacia el norte la batimetría se hace más somera y la forma del fondo marino más “rugosa” con crestas y valles que discurren hacia el arco de islas volcánico de las Antillas Menores.

Por su parte, el alto de Aves es una elevación del suelo marino que separa a la cuenca de Grenada de la cuenca de Venezuela y está coronado en su parte norte por la pequeña isla de Aves, constituida por arenas y sedimentos arrecifales cuaternarios; hacia el sur está conectado con la alineación de los picos submarinos de Aruba – La Blanquilla. El alto de Aves está formado por dos cordilleras con un espesor cortical de 30 a 40 km (Boynton et al., 1979; Westbrook y McCann, 1986) que encierran una depresión rellena con sedimentos constituidos, fundamentalmente, por los restos de una plataforma carbonática del Eoceno formada en aguas someras suprayacente al sustrato ígneo (Keary, 1974; Bouysse et al., 1985).

Al igual que ocurre con el arco de las Antillas Menores, el alto de Aves posee patrones de anomalías magnéticas caracterizadas por grandes amplitudes y reducidas longitudes de onda típicas de estructuras creadas en procesos magmáticos (Keary et al., 1975; Clark et al., 1978). Hoy día es ampliamente aceptado que se trata de un arco volcánico extinto que estuvo activo desde el Cretácico Tardío hasta el Paleoceno (Nagle, 1972; Fox y Heezen, 1975; Clark et al., 1978; Bouysse et al., 1985); esto está sustentado en dataciones realizadas utilizando el método K-Ar sobre granodioritas y diabasas que dieron como resultado edades comprendidas entre 89 y 65 Ma para la parte más antigua del basamento ígneo (Fox et al., 1971), mientras que en la isla La Blanquilla se recuperaron muestras de rocas plutónicas calco-alcalinas con edades comprendidas entre 64 y 62 Ma (Santamaría y Schubert, 1974). Sin embargo, es difícil determinar con los datos actuales la polaridad que tuvo la zona de Wadati-Benioff debajo del alto de Aves en la época en que fue activo. Donnelly (1975) se inclina a favor de una subducción que buza hacia el este, aunque se acepta generalmente que la polaridad de subducción era similar a la que actualmente presentan las Antillas Menores (Tomblin, 1975; Bouysse, 1984).

En lo que concierne al proceso de formación de la cuenca de Grenada, el debate científico se ha centrado en dos posibilidades: una es que se trate de una cuenca de retro-arco desactivada. En otras palabras, se ha sugerido que el alto de Aves represente un arco remanente y que por lo tanto, la cuenca de Grenada fue creada por una apertura activa de retro-arco. La alternativa es que la cuenca de Grenada quedara atrapada cuando el lugar de

subducción de la placa Atlántica retrocedió (probablemente en el Eoceno temprano) desde el alto de Aves hasta su posición actual debajo de las Antillas Menores (Bouysse, 1988).

4.6 ISLAS DE TRINIDAD Y TOBAGO

La isla de Trinidad está ubicada en el extremo nor-oriental de la placa Suramericana separada del territorio continental venezolano por el golfo de Paria. Su topografía puede dividirse en cinco provincias morfológicas que de norte a sur se denominan: Cordillera Norte, Cuenca Caroní, Cordillera Central, Cuenca Sur y Cordillera Sur (Figura 4.3). Geológicamente está constituida por rocas metamórficas de bajo grado plegadas y sobrecorridas del Jurásico Tardío al Cretácico Tardío (Donovan, 1994; Saunders, 1998; Soto et al., 2011).

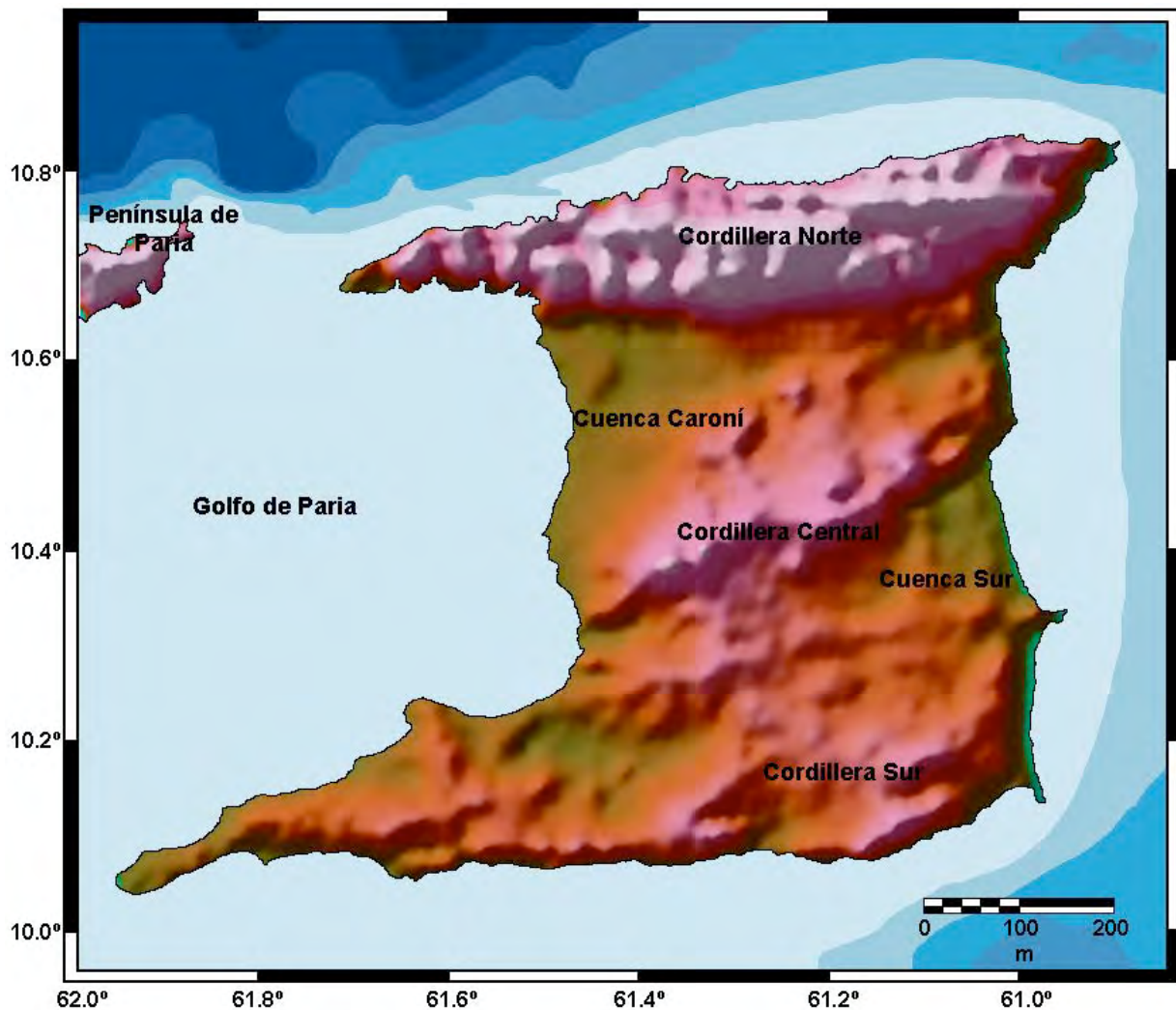


Figura 4.3 Mapa topográfico de la isla de Trinidad donde se ilustran las principales estructuras morfológicas (Modificado de Soto et al., 2011).

El extremo nororiental de la cordillera está conformado por rocas basálticas, lavas, gabros y rocas sedimentarias terrígenas que representan las únicas rocas ígneas expuestas en Trinidad (Bellizzia, 1985).

Al suroeste de la Cordillera Norte se ubica una planicie topográfica denominada cuenca Caroni o Cuenca Norte la cual se encuentra estructuralmente separada de la anterior por la prolongación del sistema de falla de El Pilar. Esta cuenca recibe el aporte de la mayor parte del drenaje moderno de la Cordillera Norte por lo que está rellena con sedimentos clásticos del Mioceno tardío al Cuaternario (Figura 4.4).

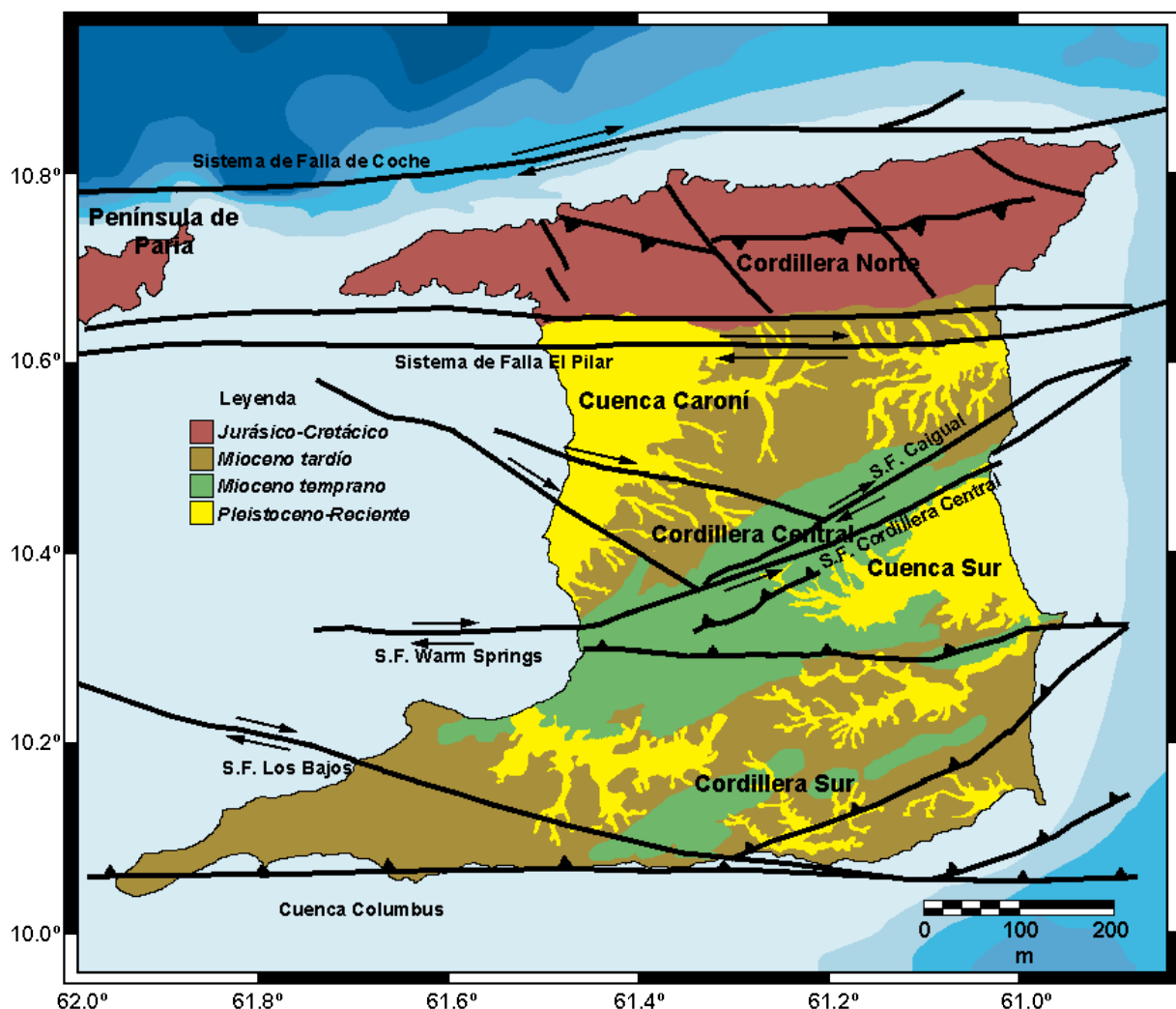


Figura 4.4 Mapa geológico - estructural simplificado de la isla de Trinidad (Modificado de Soto et al., 2011).

La Cordillera Central es el segundo sistema montañoso más alto de Trinidad con elevaciones superiores a los 300 m; posee una orientación predominante suroeste – noreste y está constituida por un núcleo sedimentario de grano fino del Jurásico y Cretácico que cubre

rocas clásticas del Mioceno temprano (Soto et al., 2011). Está cortada longitudinalmente por el sistema de falla de la Cordillera Central que a su vez se segmenta en dos: el sistema de falla Warn Springs al oeste y el sistema de falla Caigual al noreste (Figura 4.4).

La Cuenca Sur es topográficamente más irregular que la cuenca Caroni, tiene forma de abanico, recibe principalmente el drenaje de la Cordillera Central y contiene rocas altamente deformadas del Cenozoico temprano que recubre sedimentos del Mioceno tardío al reciente (Dyer y Cosgrove, 1992).

La Cordillera Sur representa el accidente topográfico de menor tamaño en Trinidad con elevaciones que no superan los 200 m. Consiste en un cinturón plegado y sobrecorrido con rumbo oeste – este que contiene rocas clásticas del Mioceno tardío (Soto et al., 2011). En su extremo occidental está cortada por el sistema de falla transcurrente dextral de Los Bajos que se prolonga al oeste hacia el golfo de Paria y al sureste hacia la cuenca de Columbus (Figura 4.4).

En la isla de Tobago afloran los remanentes más orientales del Sistema Montañoso del Caribe, constituidos por una secuencia mesozoica de esquistos, filitas y meta-areniscas y un complejo volcánico – plutónico cretácico; en el extremo suroccidental de la isla aflora aisladamente una sucesión no deformada de arcillas fosilíferas, arenas, margas y conglomerados del Plioceno. Capas de calizas coralinas pleistocenas cubren la porción suroccidental de la isla y depósitos aluvionales recientes rellenan las zonas más bajas (Bellizzia, 1985, Figura 4.5).

4.7 COMPLEJO ACRECIONARIO DE BARBADOS

El complejo acrecionario de Barbados es un prisma de acreción tectónico con forma alargada e irregular de cerca de 1100 km de longitud en dirección norte – sur, con aproximadamente 400 km de ancho en su parte sur y tan sólo 50 km de ancho en la norte (Figura 4.6). Esta variación se debe a la disminución hacia el norte del flujo de sedimentos turbidíticos que provienen del continente suramericano y que son aportados en el sur principalmente por la desembocadura del río Orinoco (Páez et al., 2004). Adicionalmente, la variación geométrica está controlada por el cambio de ángulo de subducción de la placa Atlántica siendo más inclinada al norte y más somera al sur.

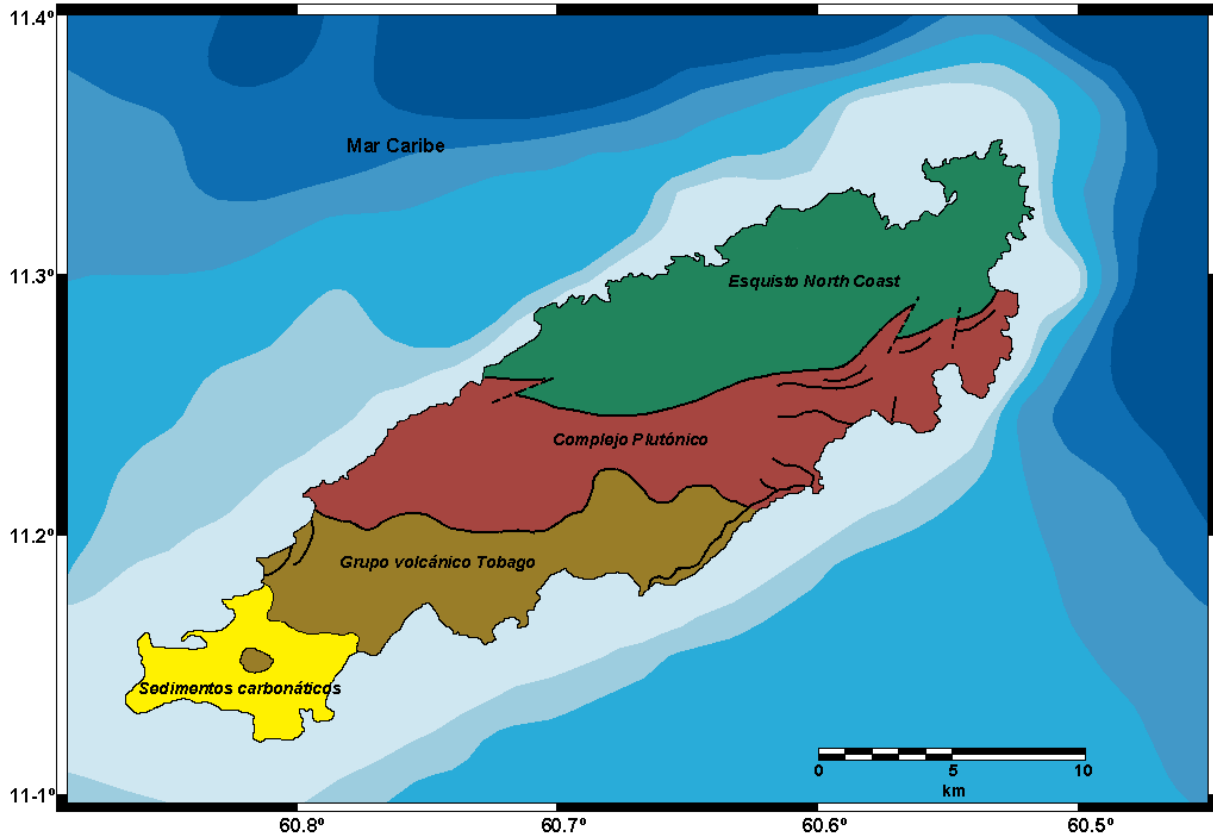


Figura 4.5 Mapa geológico simplificado de la isla de Tobago (Modificado de Bellizia, 1985).

La morfología superficial y los estilos tectónicos del complejo acrecionario de Barbados también presentan diferencias entre sus zonas sur y norte. Al norte de la isla de Barbados el complejo está compuesto por una sola cresta, mientras que al sur está compuesto por dos estructuras diferentes que generalmente son designadas como Surco de Barbados (la cresta oriental) y Cresta de Barbados (la cresta occidental). Ambas estructuras se encuentran separadas por la cuenca de Barbados que esencialmente es una depresión en la superficie del complejo acrecionario (Biju-Duval et al., 1982; Valery et al., 1985; Figura 4.6). Más al oriente del Surco de Barbados se encuentra el frente del prisma que se caracteriza por un sistema de corrimientos imbricados parcialmente cubiertos por cuencas turbidíticas sintectónicas de tipo *piggyback* con geometría de abanico y erosionadas en su parte más sureña por un denso sistema de cañones (Biju-Duval et al., 1982; Brown y Westbrook, 1987). Entre el frente del prisma y el Surco de Barbados existe una densa zona de volcanes de lodo activos y domos de arcillas asociados a brotes de agua rica en metano, la cual se extiende hasta el territorio continental venezolano y la isla de Trinidad (Jollivet et al., 1990).

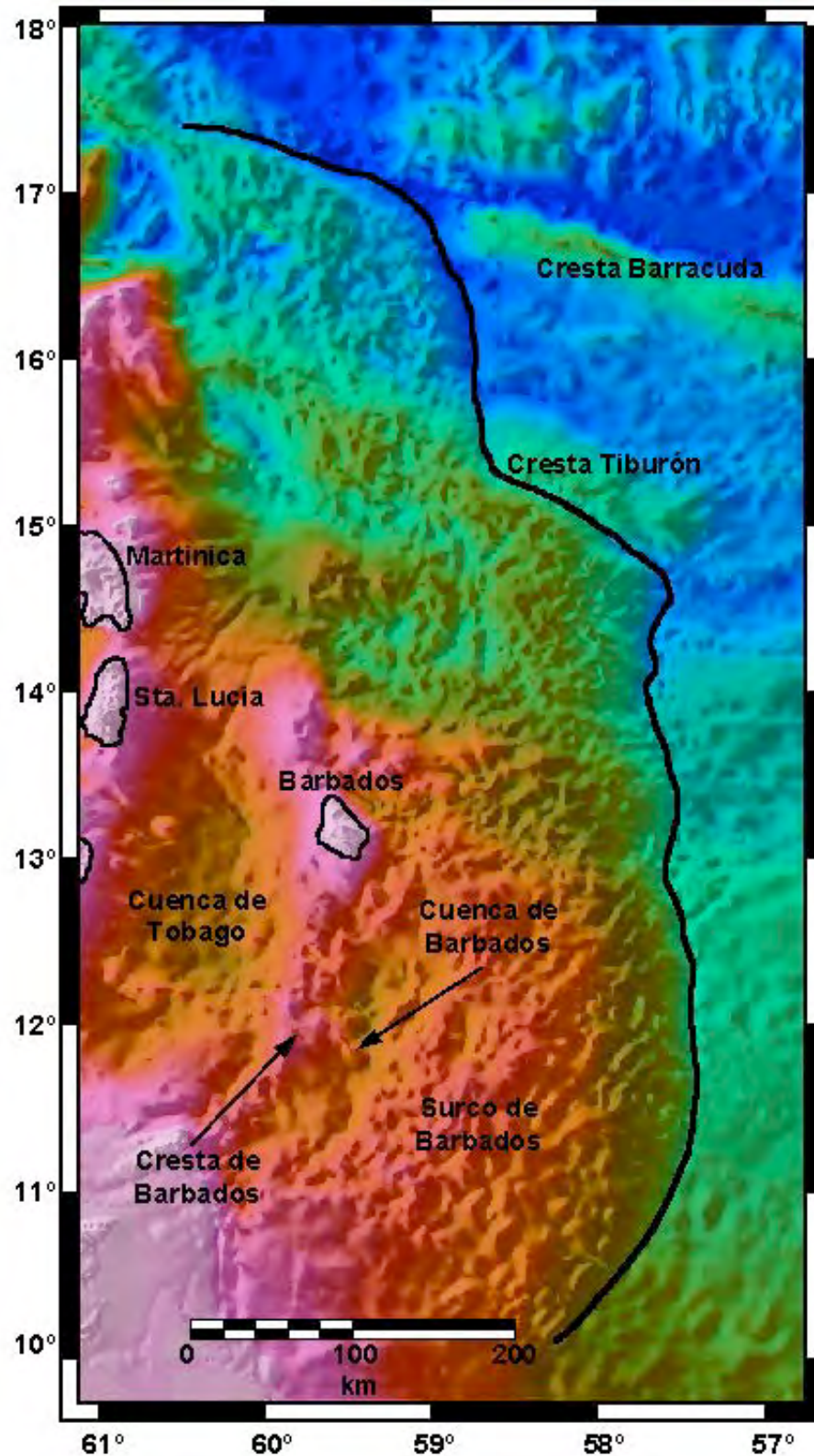


Figura 4.6 Mapa batimétrico del complejo acrecionario de Barbados donde se ilustran las principales características morfológicas. Al sur de la isla de Barbado se distinguen de oeste a este: cuenca de Tobago, Cresta de Barbados, cuenca de Barbados, Surco de Barbados y el frente del prisma de acreción (Modificado de Deville, 2000).

Al oeste de la Cresta de Barbados predominan las fallas activas sinsedimentarias y retrocorrimientos que definen el límite con la cuenca de Tobago (Deville, 2000; Figura 4.6).

4.8 APERTURA DE LA CUENCA DE GRENADA

A lo largo de los años se han producido varios modelos geodinámicos para explicar la apertura y posterior formación de la cuenca de Grenada (Tomblin, 1975; Bouysse, 1988; Pindell y Barrett, 1990; Bird et al., 1993, 1999; Aitken et al., 2011). Estos modelos se basan en la orientación preferencial de las anomalías magnéticas presentes en la región, pero esta información por sí sola no es concluyente, razón por la cual ha surgido una amplia gama de alternativas para explicar la orientación de apertura de la cuenca que va desde una apertura norte – sur hasta una orientación este – oeste, pasando por todas las opciones intermedias.

A continuación se realiza una breve descripción de los principales modelos que se han propuesto hasta la fecha para explicar la apertura de la cuenca de Grenada.

4.8.1 Extensión Este – Oeste

El primero en esbozar este modelo fue Tomblin (1975) quien describe dos posibles escenarios para una expansión este – oeste: el primero implica un desplazamiento hacia el este (durante el Terciario temprano) de la zona de subducción y el segundo involucra un desplazamiento hacia el oeste del alto de Aves (Figura 4.7A). En el primer caso las rocas más antiguas de La Dèsirade podrían ser parte de un proceso orogénico previo y desplazarse hacia el este junto con la zona de subducción; otra posibilidad es que se trate del material proveniente del piso oceánico atlántico obducido sobre la placa Caribe que se desplaza hacia el este. El otro escenario implica la formación de un cinturón de apertura medio oceánico con dirección preferencial norte – sur que el mismo Tomblin (1975) reporta no haber observado.

Otros autores que se han inclinado por el modelo de extensión este – oeste son Bird et al. (1993, 1999), quienes interpretan que la cuenca se generó con una expansión originada por movimientos tectónicos que rompieron la corteza durante el Terciario temprano dejando una huella magnética característica (Figura 4.7D).

Estas conclusiones están soportadas por modelos magnéticos 2D y 3D y la identificación de anomalías sutiles en la parte sur de la cuenca que son interpretadas como el

producto de los centros de expansión con orientación norte – sur cercanos al ecuador magnético.

4.8.2 Extensión Norte – Sur

Pindell y Barrett (1990) plantean un modelo completamente opuesto al decir que la separación de la cuenca de Grenada es el resultado directo del continuo desplazamiento de la placa Caribe hacia el este (Figura 4.7B). Gracias a esto, la cuenca se formó por la cizalla dextral que separó el piso oceánico generando una apertura norte – sur y dejando emplazadas a las Antillas de Sotavento en el norte de la placa Suramericana en la medida que la placa Caribe se desplazaba hacia el este.

Es conocido que las anomalías magnéticas producidas por estructuras con una orientación este – oeste a bajas latitudes, tienen amplitudes significativamente mayores que las anomalías producidas por estructuras con orientación norte – sur. La orientación del campo magnético terrestre a bajas latitudes es cercana a la horizontal y su dirección es esencialmente hacia el norte, en consecuencia las estructuras orientadas con dirección este – oeste producirán mayores perturbaciones en el campo magnético terrestre que las orientadas norte – sur (Bird et al., 1999).

4.8.3 Extensión Noreste – Suroeste

Bouysse (1988) describe un modelo similar al de Pindell y Barrett (1990) en el cual el acoplamiento de la parte sur de las Antillas Menores precede a la apertura de la cuenca de Grenada (Figura 4.7C). Según este modelo, las antillas holandesas, las Antillas Menores y las Antillas Mayores formaron un arco continuo durante el Mesozoico, antes que la placa Caribe se introdujera entre las dos placas americanas. Posteriormente, hacia el final del Cenozoico, el piso marino se expandió con una orientación noreste – suroeste en forma segmentada desde el sur de la cuenca, progresando lentamente con el tiempo hacia el norte.

4.8.4 Desplazamiento de la Zona de Subducción

Aitken et al. (2011) plantean un modelo completamente diferente para explicar la formación de la cuenca de Grenada (Figura 4.7E).

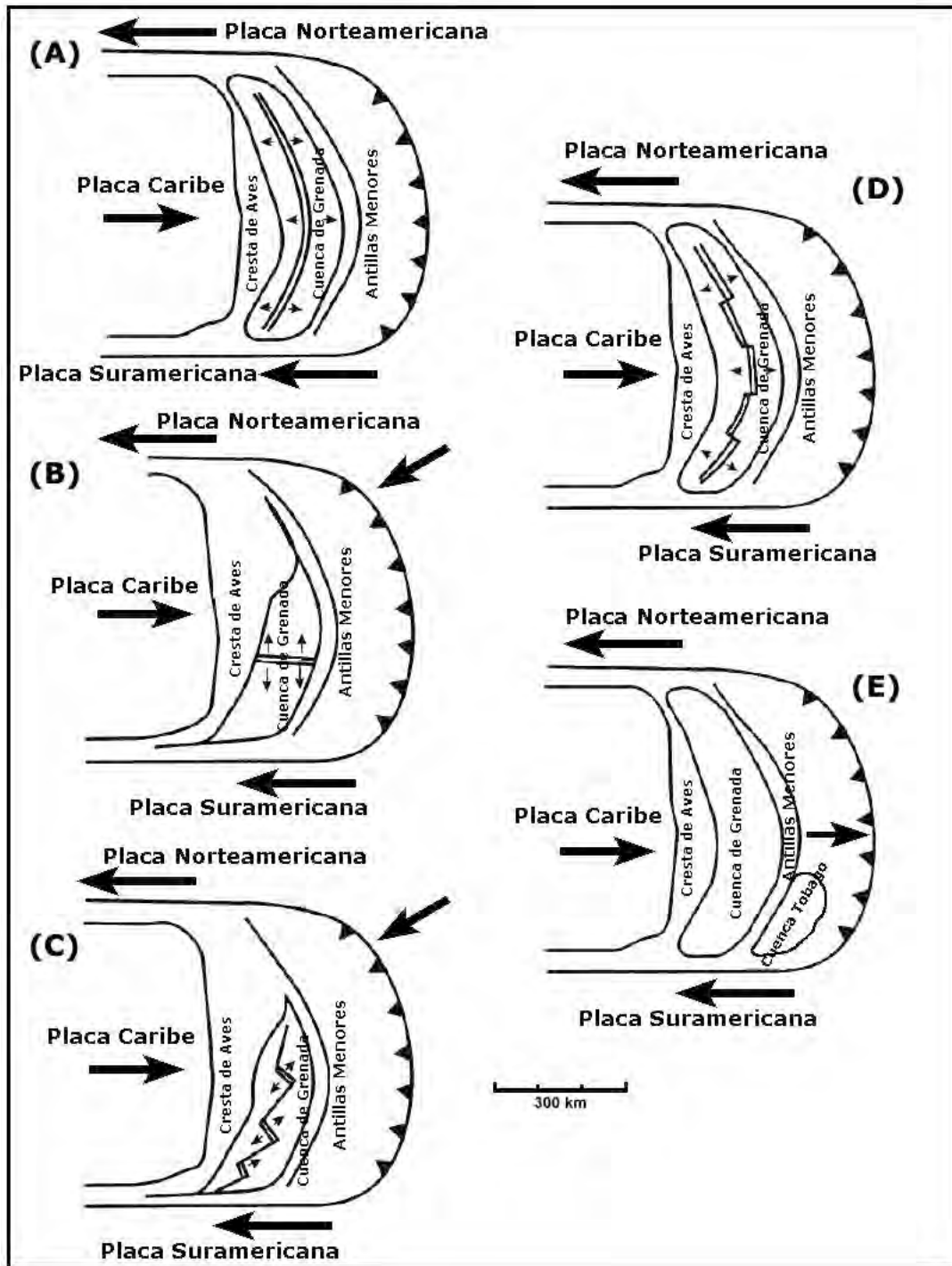


Figura 4.7 Distintos modelos que explican la apertura de la cuenca de Grenada. (A) Extensión este-oeste y apertura de la cuenca a partir de la separación del alto de Aves (Tomblin, 1975). (B) Modelo de apertura de la cuenca mediante la separación norte-sur del piso oceánico según Pindell y Barrett (1990). (C) Extensión noreste-suroeste del piso oceánico con la subsecuente apertura de la cuenca de Grenada según Bouysse (1988). (D) Modelo de Bird et al. (1993), (1999) basado en una expansión uniforme del piso oceánico en dirección este-oeste que genera la separación de las Antillas Menores del alto de Aves y la consecuente apertura de la cuenca de Grenada. (E) Modelo de Aitken et al. (2011) basado en el desplazamiento hacia el este de la zona de subducción oceánica y la intrusión del arco de las Antillas Menores para formar las cuencas de Grenada y Tobago. (Modificado de Bird et al., 1999).

El uso de datos de sismica de reflexión, restauración estructural de secciones e información geológica de afloramientos, sugiere que el proceso de formación de la cuenca de Grenada no requiere complicados modelos de expansión y fallamiento para su explicación sino un esquema simple en donde las cuencas de Grenada y Tobago eran una sola estructura o cuenca antearco antes del Neogeno, y que a principios o mediados del Mioceno se produjo el levantamiento e intrusión del arco de islas de las Antilas Menores, lo que originó la separación de la primitiva cuenca en dos secciones como las conocemos hoy. El proceso tectónico que sustenta esta hipótesis es el desplazamiento de la lámina de subducción en sentido oeste – este desde el Paleoceno hasta el Eoceno, lo que produjo que el arco volcánico de las Aves quedara desactivado y se generara una subsidencia flexural a lo largo de la cuenca de antearco (Aitken et al., 2011).

Durante el Paleoceno tardío y el Eoceno temprano el Gran Arco del Caribe comienza a pasar entre las dos placas americanas (Pindell y Barrett, 1990), la longitud del Gran Arco debió de reducirse y rotar con el propósito de comprimirse en una zona de apertura mucho más estrecha. El adelgazamiento de la lámina de subducción pudo causar el inicio o la aceleración del desplazamiento de la zona de subducción hacia el este (Dvorkin et al., 1993; Gvirtzman y Nur, 1999), lo que trajo como consecuencia natural la rápida finalización del magmatismo en la zona del alto de Aves.

El modelo de Aitken et al. (2011) tiene la ventaja que, no sólo explica de manera sencilla la formación de la cuenca de Grenada, sino que da respuesta al proceso de formación de la cuenca de Tobago y la finalización del magmatismo en el alto de Aves todo como consecuencia del mismo proceso.

4.9 SUMARIO

En este capítulo se ha realizado una amplia revisión de la geología y morfología de las principales estructuras tectónicas presentes en el margen oriental del Caribe, así como una recopilación de los modelos más representativos propuestos para explicar su origen, evolución y geometría actual.

A pesar que se ha recopilado a lo largo de los años una amplia base de datos representada en secciones sísmicas 2D, levantamientos batimétricos, gravimétricos y magnéticos marinos y algunas perforaciones oceánicas que podrían orientar el entendimiento

que se posee sobre este margen, la realidad es que aún perduran muchas conjeturas y los modelos propuestos no han sido soportados por los datos más recientes.

El primer elemento en discordia guarda relación con el propio origen del alto (o “cresta”) de Aves. Se han publicado numerosos artículos que postulan la idea que el alto de Aves posee un origen ígneo a partir de la formación de un arco volcánico en el Cretácico Tardío que dejó de ser activo entre el Paleoceno y el Eoceno como consecuencia del salto de la zona de subducción para generar la actual cadena volcánica de las Antillas Menores, o cuando la cuenca de Grenada se formó (Meyerhoff y Meyerhoff, 1971; Freeland y Dietz, 1972; Tomblin, 1975; Bouysse, 1984; 1988; Bouysee et al., 1990; Maury et al., 1990; Pindell y Barrett, 1990; Pindell, 1991; 1993; Bird et al., 1999; Iturralde-Vinent y MacPhee, 1999). El problema con esta conjetura es que no existe ninguna evidencia que el alto de Aves haya sido en efecto un arco volcánico, no existen tampoco evidencias que se haya formado un prisma acrecionario como consecuencia de una zona de subducción activa ni de que la cuenca de Grenada se profundice hacia el alto de Aves como consecuencia de la existencia de una trinchera oceánica asociada a esta zona de subducción. De hecho, el perfil sísmico BOL – 30 (*Broadband Ocean-Land Investigation of Venezuela and the Antilles arc Region – BOLIVAR*, Levander et al., 2006) muestra claramente como la cuenca de Grenada se ha sedimentado de forma prácticamente horizontal en las cercanías del alto de Aves (Christeson et al., 2008; Aitken et al., 2011). Del lado occidental del alto de Aves, tanto la geometría del fondo marino como la de los estratos sedimentarios por debajo de él poseen una forma mucho menos abrupta comparada con la del flanco oriental y parecen descender suavemente desde la propia prominencia de Aves construyendo una geometría del fondo y subfondo completamente contraria a la que debería existir en caso de haber sido una zona de subducción. Por otra parte, el alto de Aves ha sido muestreado directamente sólo a través del dragado del fondo marino y de dos perforaciones oceánicas profundas (los sitios DSDP-30, con una profundidad máxima alcanzada de 430 m y DSDP-148, con una profundidad máxima de 272 m) que sólo alcanzaron a penetrar sedimentos plio – pleistocenos. Fox et al. (1971) describen en las muestras de dragado, la presencia de diabasa, basalto y metabasalto con edades de 60 Ma. También hallaron granodiorita con edades K/Ar del Senomaniense temprano, Senomaniense tardío y el Paleoceno tardío. Sugieren, en consecuencia, que estas rocas probablemente sean parte del margen norte de suramérica y no de un arco volcánico. Finalmente, Fox et al. (1971)

puntualizan que el alto de Aves parece ser más bien una sección engrosada de la cuenca de Venezuela con 2 a 3 km de espesor adicional y un estrato acústico de 6,3 km/s.

Si determinar el origen y características del alto de Aves presenta dificultades, la evolución de la cuenca de Grenada no ofrece retos menos complejos. Se han postulado por lo menos media docena de modelos diferentes (Tomblin, 1975; Bouysse, 1988; Pindell y Barrett, 1990; Bird et al., 1993, 1999; Aitken et al., 2011) para explicar su formación y evolución; todos involucran la existencia de crestas de expansión intra – cuenca que, dependiendo del modelo, abarcan desde orientaciones este – oeste hasta norte – sur. No obstante, no se ha encontrado ninguna evidencia de la existencia de estas crestas de expansión, las anomalías magnéticas sobre la cuenca poseen baja amplitud sin un patrón definido (Bouysse, 1988; James, 2006) y la edad de la cuenca se ha estimado del Paleógeno por vías indirectas como mediciones de flujo térmico (Bouysse et al., 1990; James, 2006) pero en realidad no se conoce con precisión. Adicionalmente, los datos de velocidades sísmicas obtenidos mediante refracciones marinas muestran que la configuración de los estratos acústicos es similar tanto en las cuencas de Colombia y Venezuela como en la cuenca de Grenada (3,2 – 5 km/s, 6,0 – 6,3 km/s, 7,0 – 7,3 km/s para las dos primeras cuencas y 5,3 km/s, 6,2 km/s y 7,4 km/s para la cuenca de Grenada). La similitud entre estas cuencas tanto en el número de estratos como en el rango de velocidades sísmicas hace suponer que poseen un origen similar (Bouysse, 1988).

En resumen, tanto el origen del alto de Aves como de la cuenca de Grenada continúa siendo desconocido, no hay evidencias concretas que el primero sea un arco volcánico extinto y que la segunda se haya formado por algún proceso de expansión del piso oceánico y la vinculación de ambas con la formación del arco de las Antillas Menores y con la propia evolución geodinámica de toda la placa Caribe sigue siendo objeto de fuerte debate.

REFERENCIAS

- Aitken, T.; P. Mann; A. Escalona and G. Christeson (2011) Evolution of the Grenada and Tobago basins and implications for arc migration. In Mann P. and A. Escalona (eds.): Tectonics, basinal framework and petroleum systems of eastern Venezuela, the Leeward Antilles, Trinidad and Tobago and offshore areas. Marine and Petroleum Geology, Especial Issue, 28(1): 235-258.

- Andreieff, P. et S. Cottez (1976) Sur l'âge, la structure et la formation des îles de Grande-Terre et de Marie-Galante (Guadeloupe, F.W.I.), Transactions 7th Caribbean Geological Conference (Guadeloupe, 1974), 229-233.
- Andreieff, P.; P. Bouysse et D. Westercamp (1987) Géologie de l'arc insulaire des Petites Antilles et évolution géodynamique de l'Est-Caraïbe, Tesis Doctoral. Universidad de Bordeaux.
- Andreieff, P.; D. Westercamp; F. Garrabé; J. Bonneton et J. Dagain (1988) Stratigraphie de St. Martin, Petites Antilles septentrionales. *Geol. Fr.*, 2(3): 71-88.
- Bellizzia, A. (1985) Sistema montañoso del Caribe: Una cordillera alóctona en la parte norte de América del Sur. *Memorias del VI Congreso Geológico Venezolano*, Caracas, Venezuela.
- Bezada, M.; M. B. Magnani; C. Zelt; M. Schmitz and A. Levander (2010) The Caribbean-South American plate boundary at 65°W: Results from wide-angle seismic data. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 115, B08402: 1-17.
- Biju-Duval, B.; P. Le Quellec; A. Macle; V. Renard and P. Valéry (1982) Multibeam bathymetric survey and high resolution seismic investigation of the Barbados Ridge complex (eastern Caribbean): A key to the knowledge and interpretation of accretionary wedges. *Tectonophysics*, 86: 275-309.
- Bird, D.; S. Hall; J. Casey and P. Millegan (1993) Interpretation of magnetic anomalies over the Grenada Basin, *Tectonics*, 12(5): 1267-1279.
- Bird, D.; S. Hall; J. Casey and P. Millegan (1999) Tectonic evolution of the Grenada Basin. In Mann P. (ed.): *Sedimentary Basins of the World, Caribbean Basins*, 389-416.
- Bouysse, P. (1979) Caractères morphostructuraux et évolution géodynamique de l'arc insulaire des Petites Antilles. *Bull. Rech. Geol. Min.*, 3(4): 185-210.
- Bouysse, P. (1984) The Lesser Antilles island arc: structure and geodynamic evolution. In Biju-Duval, B. and J. Moore (eds.): *Initial Reports DSDP, 78A*: Washington (U.S. Gov. Printing Office), 83-103.
- Bouysse, P. (1988) Opening of the Grenada back-arc basin and evolution of the Caribbean plate during the Mesozoic and early Paleogene. *Tectonophysics*, 149: 121-143.
- Bouysse, P. et P. Guennoc (1983) Données sur la structure de l'arc insulaire des Petites Antilles, entre Ste. Lucie et Anguilla. *Marine Geology*, 53: 131-166.
- Bouysse, P.; R. Maury; D. Westercamp et J. Baubron (1981) Le banc Luymes, terminaison septentrionale de l'arc récent des Petites Antilles. *Bull. Soc. Géol. France*, 23(2): 185-194.

- Bouysse, P.; P. Andreieff; M. Richard; J. Baurbron; A. Mascle; R. Maury et D. Westercamp (1985) Géologie de la ride d'Aves et des pentes sous-marines du nord des Petites Antilles. Esquisse bathymétrique à de l'Est-Caribe. Doc. B.R.G.M., 93.
- Bouysse, P.; D. Westercamp and P. Andreieff (1990) The Lesser Antilles island arc. In Moore, J and A. Mascle (eds.): Proceedings of the ocean drilling program, scientific results, 110: 29-44.
- Boynton, C.; G. Westbrook; M. Bott; and R. Long (1979) A seismic refraction investigation of crustal structure beneath the Lesser Antilles arc. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 58: 371-393.
- Brown, K. and G. Westbrook (1987) The tectonic fabric of the Barbados Ridge accretionary complex. *Marine and Petroleum Geology*, 4: 71-81.
- Case, J.; T. Holcombe and R. Martin (1984) Map of the geologic provinces in the Caribbean region. In Bonini, W.; R. Hargraves and R. Shagam (eds.): The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics. Geological Society of America, Memoir 162, 1-30.
- Christeson, G.; P. Mann; A. Escalona and T. Aitken (2008) Crustal structure of the Caribbean-northeastern South America arc-continent collision zone. *Journal of Geophysical Research*, 113, B08104: 1-19.
- Clark, T.; B. Korgen; and D. Best (1978) Heat flow in the eastern Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 83(B12): 5883-5891.
- Déville, E. (2000) Evidence for extension tectonics in the crest of the Barbados accretionary prism. Society of Trinidad and Tobago and Society of Petroleum Engineers, Port of Spain, abstract TC06.
- Donnelly, T. (1975) The geological evolution of the Caribbean and Gulf of Mexico. Some critical problems and areas. In Nairn, A. and F. Stehli (eds.): The Ocean Basins and Margins, 3: 663-689.
- Donovan, S. (1994) Trinidad. In Donovan, S. and T. Jackson (eds.): Caribbean Geology: An introduction. University of the West Indies Publisher's Association, Kingston, Jamaica, pp. 209-228.
- Dorel, J. (1978) Sismicité et structure de l'arc des Petites Antilles et du bassin atlantique (thesis). University of Paris.
- Dvorkin, J.; A. Nur; G. Mavko and Z. Ben-Avraham (1993) Narrow subducting slabs and the origin of backarc basins. *Tectonophysics*, 227: 63-79.
- Dyer, B. and P. Cosgrove (1992) Penal/Barrackpore Field: West Indies, South Trinidad Basin, Trinidad. In Beamont, E. and N. Foster (eds.): Structural Traps VII, Vol. A-25, Tulsa, Oklahoma. American Association of Petroleum Geologists, pp. 139-157.
-

- Fink, L. (1972) Bathymetric and geologic studies of the Guadeloupe region. Lesser Antilles arc. *Marine Geology*, 12(4): 267-288.
- Fox, J. and B. Heezen (1975) Geology of the Caribbean crust. In Nairn, A. and F. Stehli (eds.): *The ocean basins and margins*, (Vol. 3) New York, 421-466.
- Fox, J.; E. Schreiber and B. Heezen (1971) The geology of the Caribbean crust: Tertiary sediments, granitic and basic rocks from the Aves Ridge. *Tectonophysics*, 12: 89-109.
- Freeland, G. and R. Dietz (1972) Plate tectonic evolution of the Caribbean-Gulf of Mexico region. *Transactions 6th Caribbean Geological Conference*, Margarita, Venezuela, 259-264.
- Frost, S. and M. Weiss (1979) Patch-reef communities and succession in the Oligocene of Antigua, West Indies: summary *Geological Society of America Bulletin*, 90: 612-616.
- Gvirtzman, Z. and A. Nur (1999) Plate detachment, asthenosphere upwelling, and topography across subduction zones. *Geology*, 27: 563-566.
- Iturralde-Vinent, M. and R. MacPhee (1999) Paleogeography of the Caribbean región, implication for the Cenozoic biogeography. *Bulletin of American Museum of Natural History*, 238: 1-95.
- James, K. (2006) Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate: discussion, finding for an inter-American origin. *Geologica Acta*, 4(1-2): 279-302.
- Jollivet, D.; J. Faugères; R. Griboulard; D. Desbruyères and G. Blanc (1990) Composition and spatial distribution of a cold seep community on the South Barbados accretionary prism: Tectonic, geochemical and sedimentation context. *Progress in Oceanography*, 24: 25-45.
- Keary, P. (1974) Gravity and seismic reflection investigation into the crustal structure of the Aves Ridge, eastern Caribbean. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 38: 435 – 448.
- Keary, P.; G. Peter and G. Westbrook (1975) Geophysical maps of the Eastern Caribbean: *Journal of Geological Society of London*, 131: 311-321.
- Levander, A.; M. Schmitz; H. Avé-Lallemant; C. Zelt; D. Sawyer; M. B. Magnani; P. Mann; G. Christeson; J. Wright; G. Pavlis and J. Pindell (2006) Evolution of the Caribbean plate boundary. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, 87(9): 97-100.
- Lindsay, J.; J. David; J. Shepherd and J. Ephraim (2002) Volcanic hazard assessment for Saint Lucia, Lesser Antilles. Technical Report, Seismic Research Unit, University of West Indies.
- Marsh, B. (1979) Island arc development: some observations, experiments and speculations. *Journal of Geology*, 87: 687-713.

- Martin-Kaye, P. (1969) A summary of the geology of the Lesser Antilles. *Overseas Geol. Mineral. Res. G.B.*, 10(2): 172-206.
- Maury, R.; G. Westbrook; P. Baker; P. Bouysse and D. Westercamp (1990) Geology of the Lesser Antilles. In Dengo, G. and J. Case (eds.): *The Geology of North America, The Caribbean Region*. Geological Society of America, vol. H, 141-166.
- Meyerhoff, A. and H. Meyerhoff (1971) Continental drift, IV, the Caribbean plate. *Journal of Geology*, 80: 34-60.
- Minster, J. and T. Jordan (1978) Present day plate motions. *Journal of Geophysical Research*, 83: 5331-5354.
- Nagle, F. (1972) Rocks from the seamounts and escarpments of the Aves ridge. *Transactions 6th Caribbean Geological Conference, Margarita, Venezuela*, 409-413.
- Páez, A.; E. Deville and A. Benguigui (2004) Structural study of a transect through the Barbados accretionary prism. Hydrocarbon maturation, modeling and petroleum implications. *Memorias. XI Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, Venezuela*.
- Pindell, J. (1991) Geological arguments suggesting a Pacific origin for the Caribbean Plate. *Transactions 12th Caribbean Geological Conference, St. Croix*.
- Pindell, J. (1993) Regional synopsis of the Gulf of Mexico and Caribbean evolution. *GCSSEOM Foundation, 13th Annual Research Conference*, 251-274.
- Pindell, J. and S. Barrett (1990) Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. In Dengo, G. and J. Case (eds.): *The Caribbean region*. Geological Society of North America, H: 405-432.
- Pindell, J.; S. Cande; W. Pitman III; D. Rowley; J. Dewey; J. LuBrecque and W. Haxby (1988) A plate – kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, 155: 121-138.
- Ranneft, T. (1976) Understanding segmentation of island arcs aids exploration. *Oil & Gas Journal*, 15: 114-118.
- Robertson, R. (2006) Earthquake and volcanic activity in and around St. Vincent. Technical Report, Seismic Research Unit, University of West Indies, pp 16.
- Robson, G. and J. Tomblin (1966) Catalogue of the Active Volcanoes of the world. Part XX- West Indies. *International Association of Volcanology, Rome*, 1-56.
- Rosencrantz, E. and J. Sclater (1986) Depth and age in the Cayman Trough. *Earth and Planetary Science Letters*, 79: 133-134.
- Santamaria, F. and C. Schubert (1974) Geochemistry and geochronology of the Southern Caribbean – Northern Venezuela plate boundary. *Geological Society of America Bulletin*, 7: 1085-1098.

- Saunders, J. (1998) Geological map of Trinidad and Tobago. Trinidad and Tobago Ministry of Energy and Energy Industries. Escala 1:100.000.
- Sigurdsson, H. and S. Sparks (1979) An active submarine volcano. *Nat. Hist.*, 88(8): 38-45.
- Soto, D.; P. Mann and A. Escalona (2011) Miocene-to-recent structure and basinal architecture along the Central Range strike-slip fault zone, eastern offshore Trinidad. *Marine and Petroleum Geology*, 28(1): 212-234.
- Stoiber, R. and M. Carr (1973) Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central Americas. *Bulletin of Volcanology*, 37(3): 304-323.
- Tomblin, J. (1975) The Lesser Antilles and Aves ridge. In Narín, A. and F. Stehli (eds.): *The Ocean Basins and Margins* (Vol. 3), New York, 467-500.
- Uchupi, E. (1975) Physiography of the Gulf of Mexico and Caribbean Sea. In Narín, A. and F. Stehli (eds.): *The Ocean Basins and Margins* (Vol. 3), New York, 1-64.
- Ughi, A. (2012) Estudio gravimétrico de la estructura cortical en la cuenca de Grenada y las Antillas Menores. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(2): 432-449.
- Ughi, A. (2014) Detección de estructuras corticales en la región oriental del Caribe mediante el realzado de la anomalía gravimétrica. En Schmitz, M.; F. Audemard y F. Urbani (eds.): *El límite noreste de la placa suramericana – estructuras litosféricas de la superficie al manto*. Editorial Innovación Tecnológica, Capítulo 8, p. 191-200.
- Ughi, A.; V. León; J. Reyes; E. Villegas y G. Carrillo (2008) Caracterización geotécnica del subsuelo en la región de Argyle, isla St. Vincent, Antillas Menores. XIV Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, Venezuela.
- Valery, P.; G. Nely; A. Mascle; B. Biju-Duval; P. Le Quellec et J. Berthon (1985) Structure et croissance d'un prisme d'accrétion tectonique proche d'un continent: La ride de la Barbade au sud de l'arc antillais. Dans Mascle, A. (ed.): *Géodynamique des Caraïbes*: Paris, edition Technip, 173-186.
- Wadge, G. and J. Shepherd (1984) Segmentation of the Lesser Antilles subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 71: 297-304.
- Westbrook, G. and W. McCann (1986) Subduction of Atlantic lithosphere beneath the Caribbean. In *The Geology of North America*. Vol. M. The Western North Atlantic Region. Geological Society of America, New York, pp. 341-350.

MODELADO GRAVIMÉTRICO DEL MARGEN ORIENTAL DE LA PLACA CARIBE

5.1 INTRODUCCIÓN

Los estudios gravimétricos en el Caribe comenzaron durante los años 1936 y 1937 con levantamientos aislados de estaciones gravimétricas; posteriormente, se realizaron mediciones adicionales en 1947 que complementaron los estudios anteriores sobre buena parte de la sección oriental y suroriental del Caribe (Ewing et al., 1957).

Específicamente en el margen oriental del Caribe, el análisis gravimétrico como técnica para definir las características tectónicas del mismo ha abarcado un espacio temporal de más de 50 años, comenzando por los trabajos de Worzel et al. (1955) y Shurbet et al. (1956) que establecieron, a partir de datos de varias campañas marinas realizadas entre 1953 y 1955, los primeros modelos de corteza para esta región. Posteriormente, Talwani et al. (1959) realizan una revisión de los modelos anteriores incorporando en el proceso de modelado datos de sísmica de refracción y correlacionan la velocidad de onda sísmica con la densidad a partir de las curvas empíricas generadas por Nafe y Drake (1963). Keary (1974) produce modelos de corteza a partir de anomalía de Bouguer para el alto de Aves y las Antillas Menores donde muestra una configuración básica sin lámina de subducción y resalta los máximos y los mínimos gravimétricos presentes en la zona.

Bowin (1976 y 1985) produce los mapas gravimétricos más completos para el Caribe al recopilar todos los datos adquiridos hasta esa fecha; inicialmente sólo mapas de Aire Libre y posteriormente mapas de anomalía de Bouguer utilizando una extensa malla de datos

marinos. En estas contribuciones se destacan las anomalías positivas asociadas al arco de las Antillas Menores y las anomalías negativas asociadas a la trinchera de Puerto Rico.

Bird et al. (1999) producen uno de los primeros modelos computacionales más completos sobre la configuración de la zona de subducción basado en datos gravimétricos. Christeson et al. (2008) utilizan las anomalías de Aire Libre para apoyar sus modelos tectónicos sobre la subducción entre el Caribe, el Atlántico y Suramérica basados principalmente en datos sísmicos.

Más recientemente, Ughi (2012) utilizando datos gravimétricos corregidos por altimetría satelital, revisa los modelos tectónicos que explican el origen de la cuenca de Grenada y el arco de las Antillas Menores y promueve un modelo que contiene estructuras de alta densidad ubicadas dentro de la corteza frente al arco volcánico.

Una característica común a todos los modelos citados anteriormente es que son de tipo cortical y no de tipo litosférico; adicionalmente, la mayoría de ellos (Worzel et al., 1955; Shurbet et al., 1956; Kearey, 1974; Bowin, 1976; Christeson et al., 2008) están basados en datos de Aire Libre y no en anomalía de Bouguer, lo que implica que el resultado final del modelo no revela adecuadamente la configuración de los cuerpos de rocas generadores de anomalías y sus contrastes de densidades.

En este capítulo se analizarán cualitativa y cuantitativamente las anomalías gravimétricas obtenidas sobre el margen oriental del Caribe a partir de datos satelitales y modelos combinados de última generación, se evaluarán los datos tanto geológicos como geofísicos provenientes de otras fuentes y se propondrán los modelos litosféricos - estructurales que ajusten toda la información disponible.

5.2 DESCRIPCIÓN Y PROCESAMIENTO DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS

Los datos topográficos y batimétricos (Figura 5.1) utilizados para esta investigación han sido tomados del Centro Internacional para Modelos Gravimétricos Globales (*International Center for Global Gravity Model* – ICGEM, 2016). La ventana de estudio está comprendida entre las coordenadas 57° oeste a 69° oeste y 9,5° norte a 19° norte y consiste en una malla regularmente espaciada de 286.076 datos altimétricos basados en el modelo ETOPO – 1 (Amante y Eakins, 2009) de un minuto de arco de resolución.

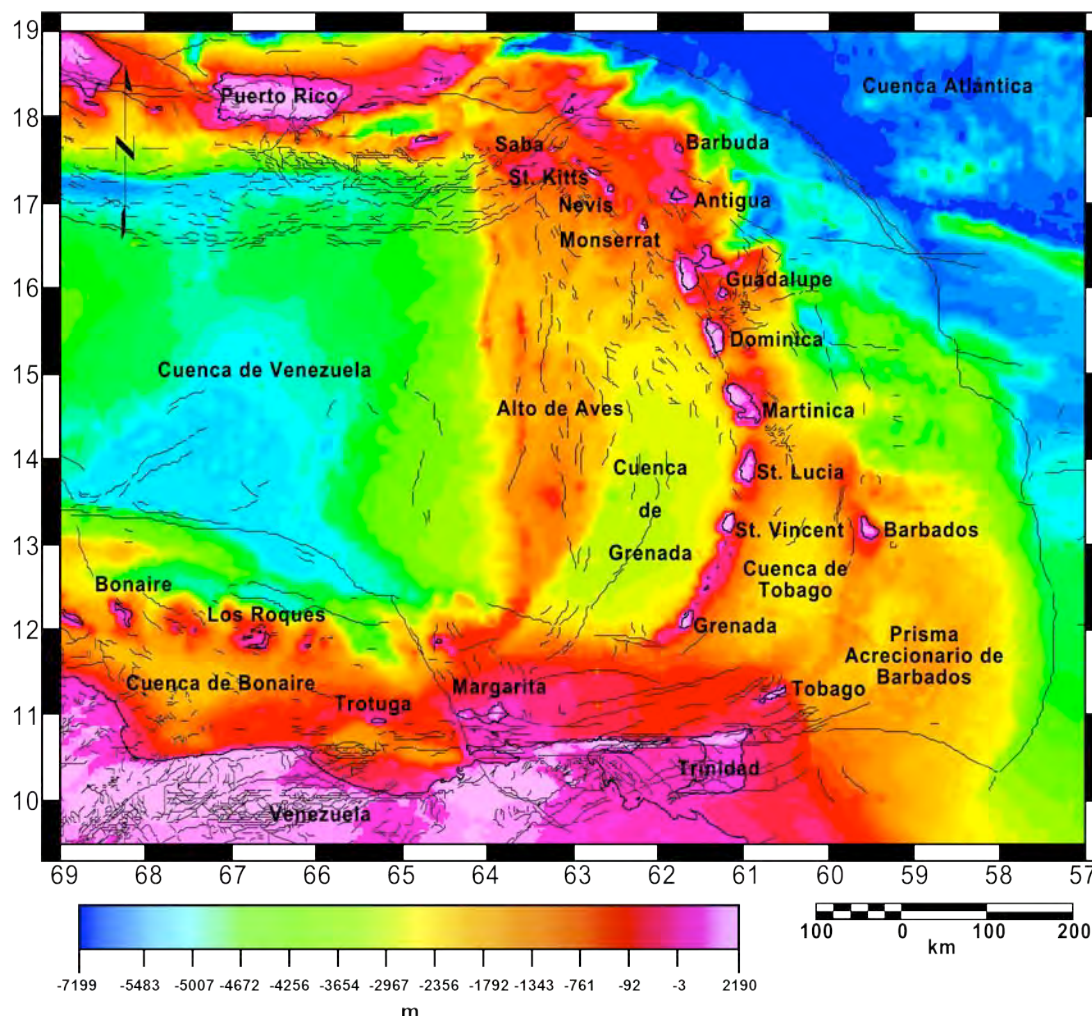


Figura 5.1 Mapa topográfico/batimétrico del margen oriental de la placa Caribe.

En el mapa de topografía/batimetría (Figura 5.1) se observan claramente las principales provincias geográficas presentes en la región en estudio: al norte la sección oriental de las Antillas Mayores representada por las islas de La Española y Puerto Rico; al este, el arco insular de las Antillas Menores; al centro del mapa la cuenca de Venezuela, alto de Aves y las cuencas de Grenada y Tobago y al sur las Antillas de Sotavento, el territorio continental venezolano y las islas de Margarita, Trinidad y Tobago así como el complejo acrecionario de Barbados.

La base de datos de gravimetría fue tomada también del Centro Internacional para Modelos Gravimétricos Globales (*International Center for Global Gravity Model* – ICGEM, 2016) sobre las mismas coordenadas que los datos topográficos y batimétricos y consiste en una malla regularmente espaciada de 286.076 datos de anomalía de Aire Libre basada en el modelo EIGEN-64C (*European Improved Gravity model of the Earth by New techniques*,

Förste et al., 2014). Los datos fueron descargados con un salto o espaciamiento entre estaciones de $0,02^\circ$ y con corrección por mareas y por latitud. Seguidamente se realizaron las reducciones necesarias hasta obtener la anomalía de Bouguer completa, esto es, se aplicó la reducción atmosférica y se calculó la reducción de Bouguer con una densidad de reducción para la lámina de Bouguer de 2670 kg/m^3 y una densidad para el agua de 1027 kg/m^3 . Posteriormente se realizó la corrección topográfica, proceso que requiere utilizar dos Modelos Digitales de Elevación (*Digital Elevation Model* – DEM), uno local del tamaño del área en estudio más un radio de medio grado en todas las direcciones que debe tener un alto nivel de resolución y un segundo modelo regional más grande que el anterior que puede tener una resolución más baja y se expandió un grado más allá del área en estudio. Los DEM se descargaron en armónicos esféricos del mismo portal del ICGEM basados en el modelo ETOPO – 1 con una malla del mismo grado y orden que el modelo EIGEN-64C y una resolución de un minuto de arco.

La corrección topográfica se calcula utilizando una combinación de los métodos descritos por Nagy (1966a y 1966b) y Kane (1962). Para hacer los cálculos de la corrección el modelo digital de elevación se muestrea y centra en cada estación como una cuadrícula mallada. La corrección es calculada con base a la contribución de la zona cercana, intermedia y lejana. Para la zona cercana el algoritmo suma los efectos de cuatro secciones triangulares inclinadas que describen la superficie del terreno alrededor de la estación, para la zona intermedia, el efecto se calcula usando una aproximación con prismas cuadrados desarrollado por Nagy (1966a y 1966b). En la zona lejana se calcula la aproximación de un segmento anular según la descripción realizada por Kane (1962).

El mapa final de anomalía de Bouguer completa exhibe un ruido de alta frecuencia el cual se suprimió con un filtro de tipo gaussiano con una longitud de onda de 30 m. Sobre este mapa es que se realizarán los cálculos y análisis que se describen en las secciones siguientes.

5.3 ANÁLISIS CUALITATIVO DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS

El mapa de anomalía de Aire Libre (Figura 5.2) exhibe, de norte a sur, un conjunto de contrastes de valores máximos y mínimos de anomalías que representan, en el caso de los mínimos locales, la trinchera de Puerto Rico (-233 a -151 mGal) y en el caso de los máximos regionales, los arcos de las Antillas Mayores (136 a 203 mGal) y Menores. Este último se

observa como una estructura continua de norte a sur con una rango de valores de entre 34 y 215 mGal. Al norte de la isla de Guadalupe la anomalía se divide en dos secciones, la primera al oeste que involucra a las islas de Monserrat, Nevis, San Kitts y Saba y la segunda que involucra a las islas de Antigua y Barbuda (Figura 5.2). Al sur, el alto de Aves se muestra como una estructura aproximadamente rectilínea con orientación norte – sur y valores positivos entre 14 y 114 mGal, mientras que la cuenca de Grenada se muestra con valores negativos de -26 mGal al norte y valores menores de -88 mGal en su sección sur.

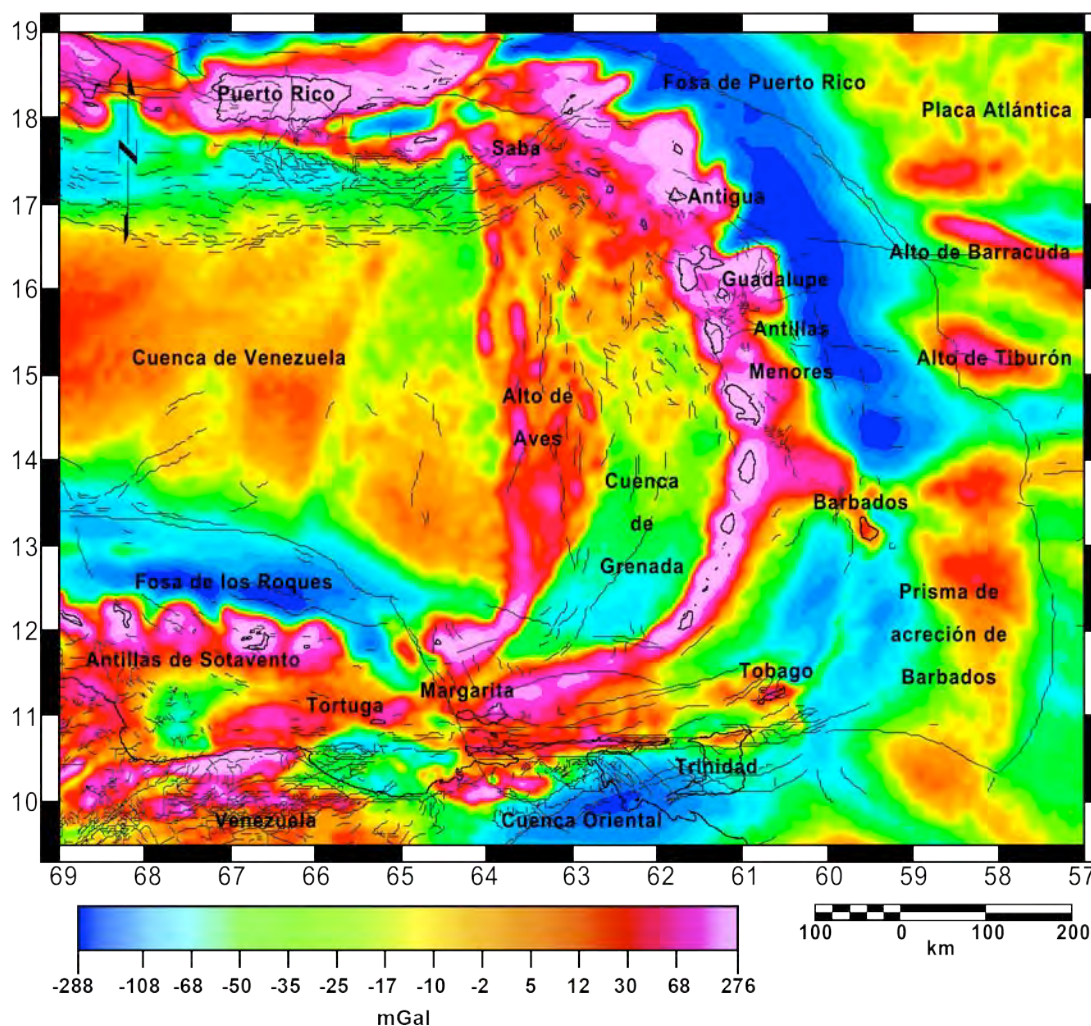


Figura 5.2 Mapa de anomalía de Aire Libre del margen oriental de la placa Caribe.

Al este de la trinchera de Puerto Rico, los valores de anomalía observados son nuevamente positivos y representan el fondo oceánico de la placa Atlántica (-29 a 36 mGal) con dos estructuras de alto valor de anomalía alineadas en dirección noroeste – sureste que representan los altos de Barracuda (36 a 76 mGal), al norte y Tiburón (13 a 61 mGal), al sur.

Al sur de estas estructuras, una secuencia de valores positivos y negativos de anomalía, identifican al complejo acrecionario de Barbados (-67 a 24 mGal) y al oeste, los valores negativos identifican a la cuenca de Tobago (-59 a -30 mGal). Al sur de los 12° de latitud, los valores positivos de anomalía pertenecientes al alto de Aves, las Antillas Menores y las Antillas de Sotavento (130 a 148 mGal) se interdigitan en la sección ubicada entre las islas de la Tortuga y Margarita, mientras que al sur de esta secuencia de valores altos, se ubica el mínimo gravimétrico de la cuenca oriental de Venezuela (-157 a -111 mGal).

El mapa de anomalía de Bouguer completa (Figura 5.3) muestra los máximos valores de anomalía en la sección nororiental correspondiente a la placa Atlántica (346 a 371 mGal) y los altos de Barracuda (367 a 371 mGal) y Tiburón (359 a 367 mGal), estos últimos claramente identificables por su orientación noroeste – sureste.

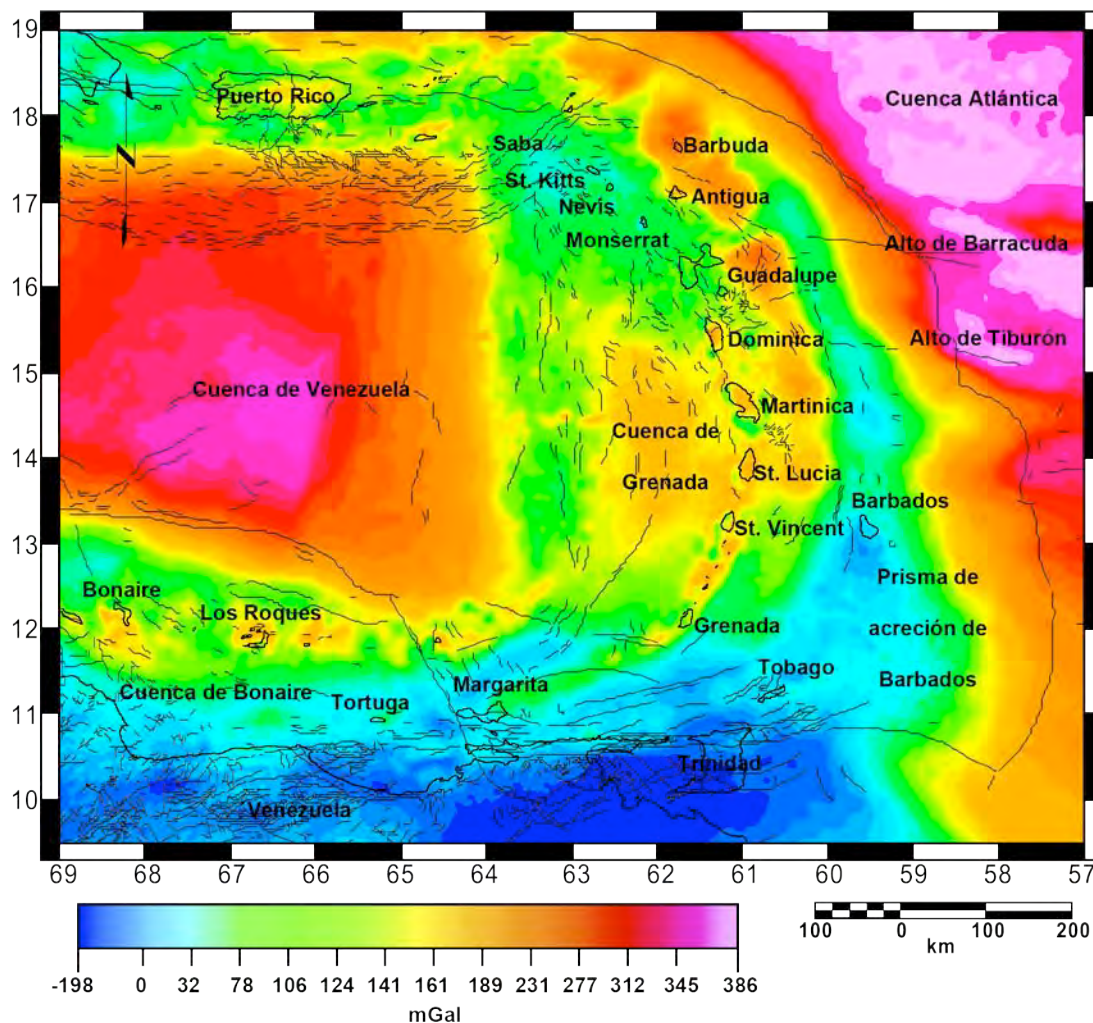


Figura 5.3 Mapa de anomalía de Bouguer completa del margen oriental de la placa Caribe.

En la sección central del mapa, los máximos locales de 240 a 353 mGal corresponden a la placa Caribe (cuenca de Venezuela). Las cadenas de islas de las Antillas de Sotavento y las Antillas Menores poseen unos rangos de anomalía de 109 a 190 mGal y 88 a 273 mGal respectivamente. Este rango es similar al que se observa en la cuenca de Grenada (165 a 189 mGal) y al noreste de la trinchera de Puerto Rico. El arco de las Antillas Menores exhibe una segmentación en la firma gravimétrica, ya que en la sección sur, desde Grenada hasta Dominica, la anomalía de Bouguer (148 a 183 mGal) está centrada debajo de la cadena de islas, mientras que en la sección norte, desde Sta. Lucía hasta Saba, las islas se encuentran sobre una anomalía de menor valor de 88 a 133 mGal, mientras que la anomalía de mayor valor de 124 a 273 mGal está desplazada hacia el este del arco activo. Entre la placa Caribe y la cuenca de Grenada, el alto de Aves se observa como una estructura de orientación norte – sur con una rango de anomalía de 105 a 153 mGal. Hacia el sur se observan los menores valores de anomalía de Bouguer en la cuenca oriental de Venezuela (-192 a -37 mGal), Trinidad y Tobago (-77 a -46 mGal) y el complejo acrecionario de Barbados (-15 a -113 mGal).

5.3.1 Separación de las Anomalías Regional y Residual

El primer paso en cualquier secuencia de análisis de datos gravimétricos es realizar la separación regional – residual que permite evaluar de forma separada la influencia de los cuerpos generadores de las longitudes de onda larga de los cuerpos que generan las longitudes de onda corta.

Para generar el mapa regional se utilizó un filtro pasa – banda con una rango de longitud de onda entre 300 y 4100 km seguido de un filtro gaussiano con longitud de onda de 300 km utilizado para eliminar el ruido de alta frecuencia remanente. El residual se obtuvo con un filtro pasa – banda con un rango para la longitud de onda entre 9 y 17 km. El resultado de ambos procesos se ilustra en la Figura 5.4, donde el mapa de la sección superior corresponde al regional y el mapa de la sección inferior al residual.

En el mapa regional (Figura 5.4A) se observa como toda la sección norte de Venezuela corresponde a mínimos gravimétricos tanto locales como absolutos, mientras que los máximos se encuentran sobre las cuencas oceánicas, la del Caribe al oeste (253 a 282 mGal) y la Atlántica al noreste (346 a 376 mGal).

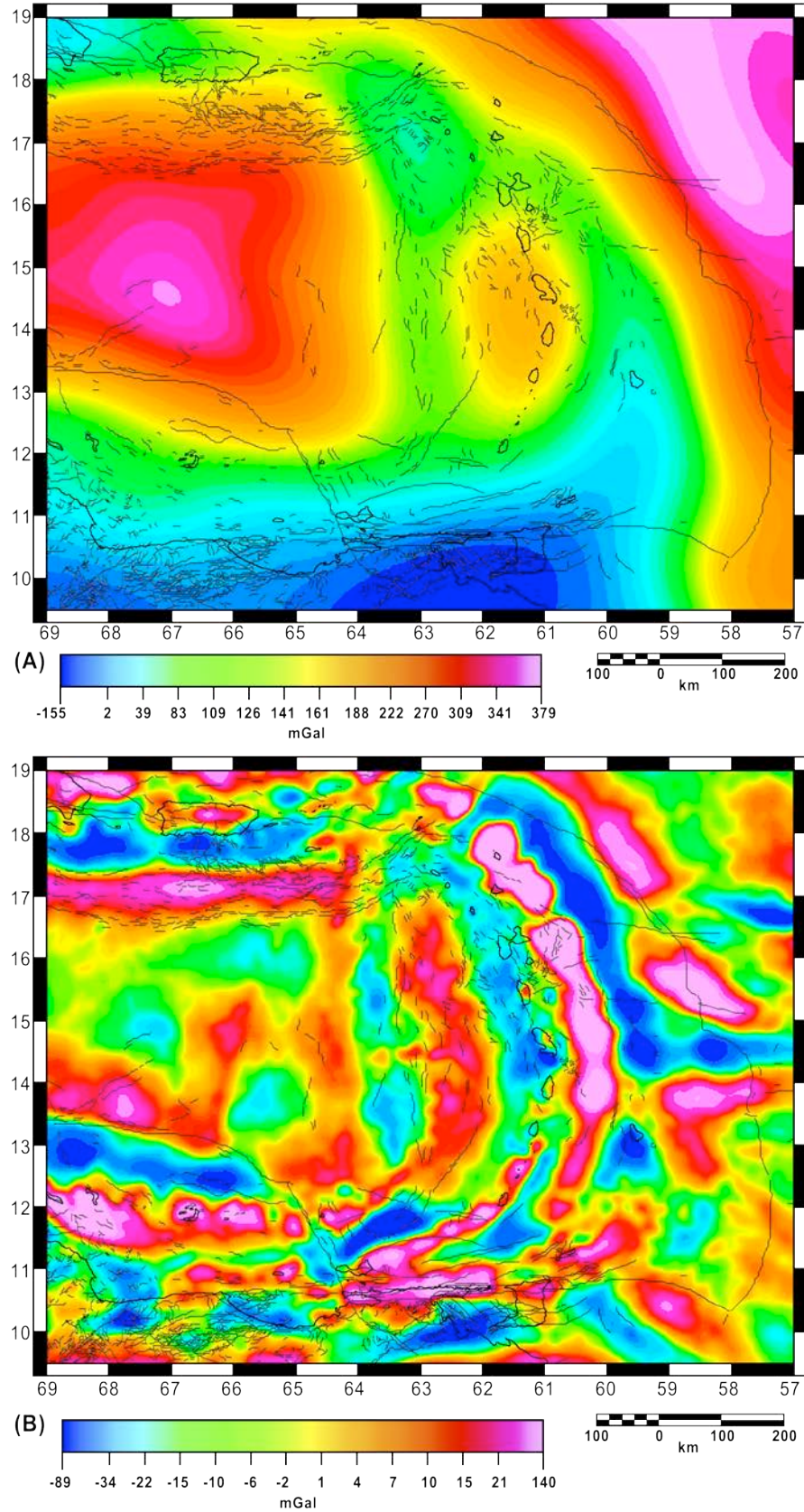


Figura 5.4 (A) Mapa regional y (B) residual generados con una combinación de filtros pasa – banda y gaussiano.

Entre ellas con valores intermedios de 122 a 124 mGal se ubica una anomalía que abarca tanto la sección oriental de la cuenca de Grenada como la sección central de las Antillas Menores. El resto del mapa exhibe valores relativamente bajos tanto en las Antillas de Sotavento (97 a 115 mGal) como la sección oriental de las Antillas Mayores (167 a 195 mGal).

El residual (Figura 5.4B), por otra parte, muestra un conjunto de anomalías de valor intermedio sobre las Antillas de Sotavento (19 a 72 mGal), al sur de las Antillas Menores (39 a 47 mGal) entre San Vicente y Margarita, en la sección norte frente al arco de las Antillas Menores (65 a 131 mGal) y en el alto de Tiburón (-13 a 18 mGal). El alto de Aves posee valores de 10 a 22 mGal y la cuenca de Grenada exhibe valores de -62 a -10 mGal. Trinidad, Tobago y la península de Paria poseen valores de 15 a 21 mGal. Sobre la trinchera de Puerto Rico se observan valores mínimos de -81 a -8 mGal. La fosa de Los Roques muestra valores de -62 a -26 mGal y la placa Caribe exhibe valores de -8 a 40 mGal, mientras que la placa Atlántica muestra valores de -13 a 18 mGal. Finalmente, el complejo acrecionario de Barbados exhibe valores de -23 a -8 mGal.

Adicionalmente, se probó con el método de continuación analítica de campo hacia arriba para evaluar el comportamiento de las señales regional y residual en función del cambio de la altura de la medición de la anomalía.

La Figura 5.5 muestra los tres principales regionales y sus respectivos mapas residuales generados a 10, 40 y 60 km de altura sobre el geoide. Se observa en los mapas regionales como las anomalías positivas sobre las placas oceánicas (Caribe y Atlántica) son persistentes a la atenuación generada por el incremento de la altura en la medición, lo que demuestra que son las anomalías de más larga longitud de onda de toda la región en estudio. Se observa además la particular forma de la placa Caribe con sus bordes rectilíneos sobre el flanco occidental del alto de Aves, al este, en la trinchera de Los Roques, al sur y sobre la zona de subducción de los Muertos al norte. Similar efecto ocurre con la anomalía negativa de la cuenca Oriental de Venezuela. Por otra parte, las anomalías de valor intermedio ubicadas sobre la cuenca de Grenada, las Antillas Menores y frente a ellas, se atenúan rápidamente en la medida que se incrementa la altura de medición; este efecto ocurre igualmente con la anomalía negativa ubicada sobre el complejo acrecionario de Barbados y sobre Trinidad, indicando que

corresponden a anomalías de longitud de onda corta. Por otra parte, las Antillas de Sotavento y la trinchera de Puerto Rico conservan su rango de anomalías a pesar del incremento de altura.

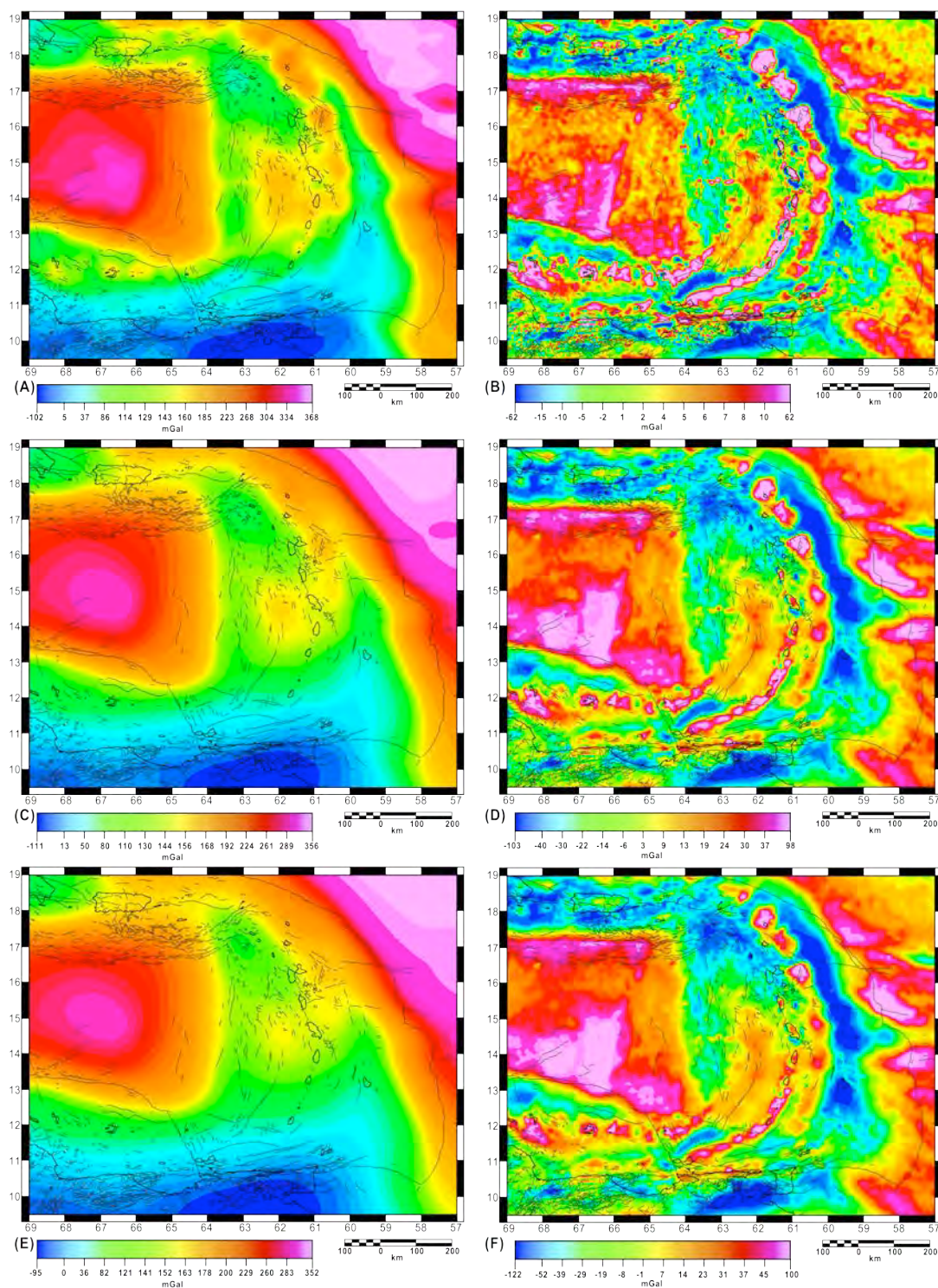


Figura 5.5 Mapas regionales y residuales del margen oriental de la placa Caribe generados mediante continuación analítica de campo hacia arriba; (A) y (B) regional y residual con continuación analítica a 10 km, (C) y (D) regional y residual con continuación analítica a 40 km y (E) y (F) regional y residual con continuación analítica a 60 km respectivamente.

En referencia a los residuales, los máximos observables sobre la cuenca de Grenada se disipan rápidamente con el incremento de altura, lo que demuestra que corresponde a fuentes someras. Las anomalías positivas ubicadas sobre el arco de las Antillas Menores, frente a este y la anomalía negativa ubicada sobre la trinchera de Puerto Rico son persistentes hasta los 60 km de altura, lo que sugiere que obedecen a contrastes de densidad arealmente focalizados pero ubicados profundamente dentro de la corteza oceánica. Este mismo efecto se evidencia en las Antillas de Sotavento, en los máximos locales ubicados sobre la cuenca de Bonaire y en la esquina suroriental de la placa Caribe donde las anomalías positivas son visibles hasta los 60 km de altura, lo cual sugiere que obedecen a la influencia de estructuras profundas, arealmente localizadas y con altos contrastes de densidad con respecto a los cuerpos de su entorno. Igualmente se observa este mismo efecto tanto en los altos de Barracuda y Tiburón como en los mínimos locales observables sobre el complejo acrecionario de Barbados. El alto de Aves, por otro lado, posee un conjunto de anomalías positivas que se atenúan muy rápidamente con la altura lo que revela su carácter localizado y de muy corta longitud de onda.

5.3.2 Derivadas Direccionales y Señal Analítica

Los gradientes horizontales se ilustran en las Figuras 5.6A y 5.6B donde se puede observar, para el caso del gradiente en el eje X (Figura 5.6A), como se resalta la alineación norte – sur sobre el alto de Aves y en el flanco occidental del mismo.

Del mismo modo se refuerzan las anomalías, tanto positivas como negativas, presentes sobre la trinchera de Puerto Rico y su contacto tectónico con la placa Atlántica.

En el mapa de gradientes sobre el eje Y (Figura 5.6B) se observa como se resaltan las estructuras con dirección preferencial este – oeste, como por ejemplo los sistemas de fallas de San Sebastián – El Pilar, ubicado al norte de Venezuela, la trinchera de Los Roques y su contacto tectónico con la placa Caribe sobre el sistema de deformación del Caribe sur y los altos de Barracuda y Tiburón ubicados sobre la placa Atlántica.

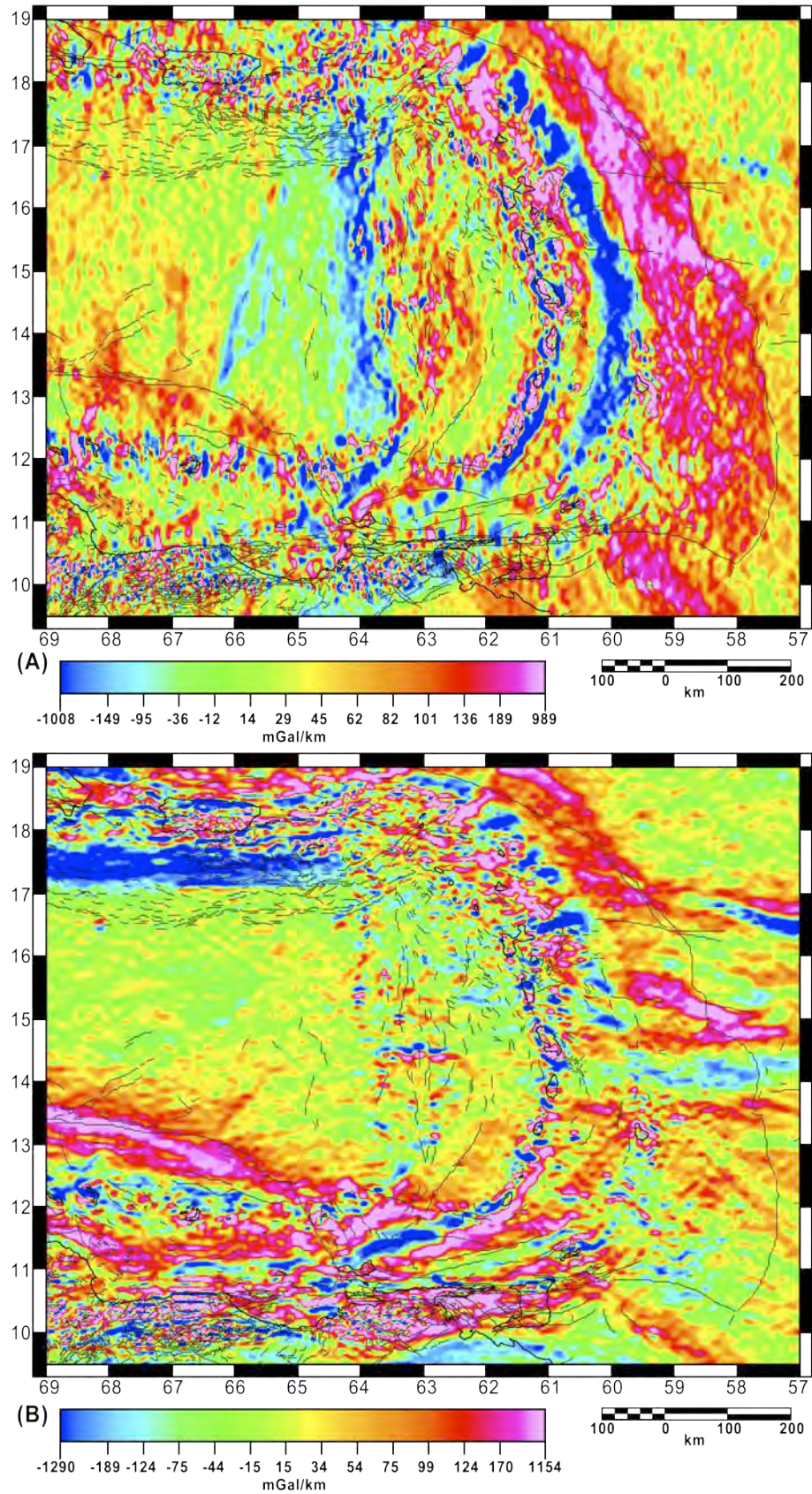


Figura 5.6 Mapa de la primera derivada en el eje X (A) y en el eje Y (B) para el margen oriental del Caribe.

El mapa de la primera derivada vertical (gradiente vertical) mostrado en la Figura 5.7 evidencia una simetría particular entorno al arco de las Antillas Menores.

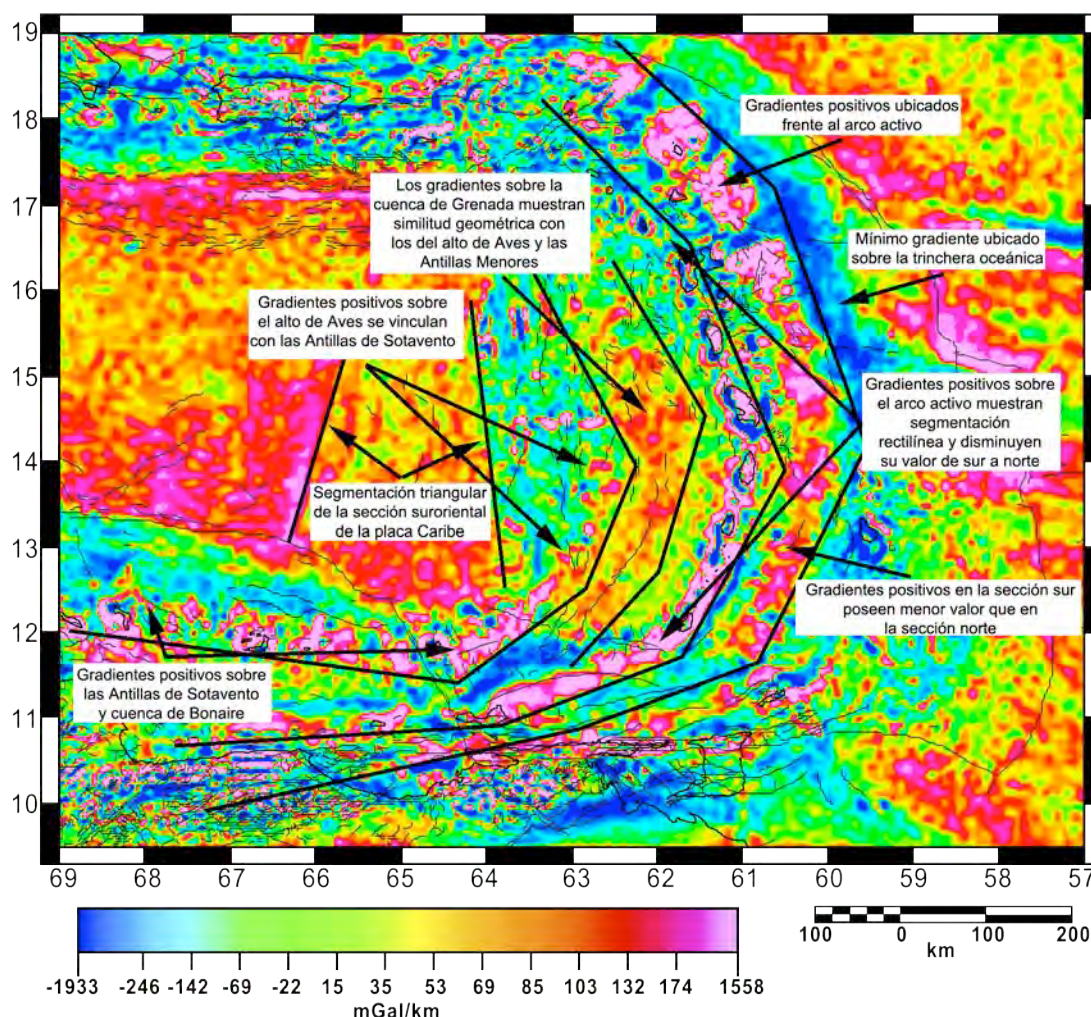


Figura 5.7 Mapa de la primera derivada en la vertical (gradientes) para el margen oriental de la placa Caribe.

En primer lugar el citado arco puede subdividirse en tres segmentos rectilíneos principales: el primero se prolonga desde la esquina nororiental de Margarita hasta la isla de Grenada, el segundo abarca las Grenadinas hasta Martinica y el tercero desde allí hasta la isla de Antigua.

Por otra parte, frente al arco actualmente activo (que para facilidad de descripción en esta sección se le denominará pseudo-arco frontal), el mapa de gradientes muestra un conjunto de anomalías (210 a 743 mGal/km) que siguen de forma paralela la segmentación de las Antillas Menores; estas anomalías están ubicadas dentro de la corteza oceánica ya que no poseen expresión superficial en el fondo marino. Este pseudo-arco frontal también muestra

paralelismo a las anomalías de mínimo valor (218 a 416 mGal/km) que corresponden con la posición de la trinchera de Puerto Rico, con la salvedad que es más evidente en la zona norte, mientras que en la zona al sur de Barbados las anomalías negativas se dispersan (Figura 5.7).

Resulta interesante el hecho que los gradientes en la sección norte del arco de las Antillas (desde Martinica hasta Antigua) poseen valores menores (-125 a 26 mGal/km) a los observados en la sección norte del pseudo-arco frontal (210 a 743 mGal/km), mientras que la relación se invierte en la sección sur, el pseudo-arco forntal posee valores menores (180 a 446 mGal/km) que las observada en el arco activo (528 a 897 mGal/km).

Detrás de las Antillas Menores se observa un segundo pseudo arco (denominado pseudo arco interior para efectos descriptivos en esta sección) basado en los valores de gradiente vertical. El conjunto de anomalías es más notable al sur con valores de 65 a 218 mGal/km, mientras que al norte, sobre el flanco oriental del alto de Aves, las anomalías se disipan sobre éste y se concentran sobre la propia cuenca de Grenada determinando en ella una diferenciación norte – sur. Hacia el sur, el arco activo, el pseudo-arco interior y el pseudo arco frontal se proyectan sobre el norte de Venezuela, el primero sobre la cuenca de Bonaire, el segundo continúa sobre las Antillas de Sotavento y el tercero sobre la península de Paria respectivamente.

El alto de Aves y la cuenca de Grenada también exhiben gradientes positivos cuya alineación y geometría mantiene paralelismo con los gradientes observados en las Antillas Menores (Figura 5.7). Se observa claramente como el conjunto de gradientes sobre el alto de Aves se vinculan a los observados sobre las Antillas de Sotavento, mientras que los gradientes positivos de la cuenca de Grenada culminan abruptamente en un conjunto de gradientes negativos ubicados al sur en las cuencas de La Blanquilla y La Orchila. No obstante, el arco de las Antillas de Sotavento posee un gradiente positivo de 200 a 741 mGal/km que se diferencia notoriamente del gradiente negativo de la trinchera de Los Roques ubicada al norte (-385 a -147 mGal/km).

La Figura 5.8 muestra los mapas de segunda derivada horizontales (ejes X e Y) donde se observa que las Antillas Menores y el alto de Aves exhiben los mayores contrastes de flujo horizontales en el eje X (Figura 5.8A).

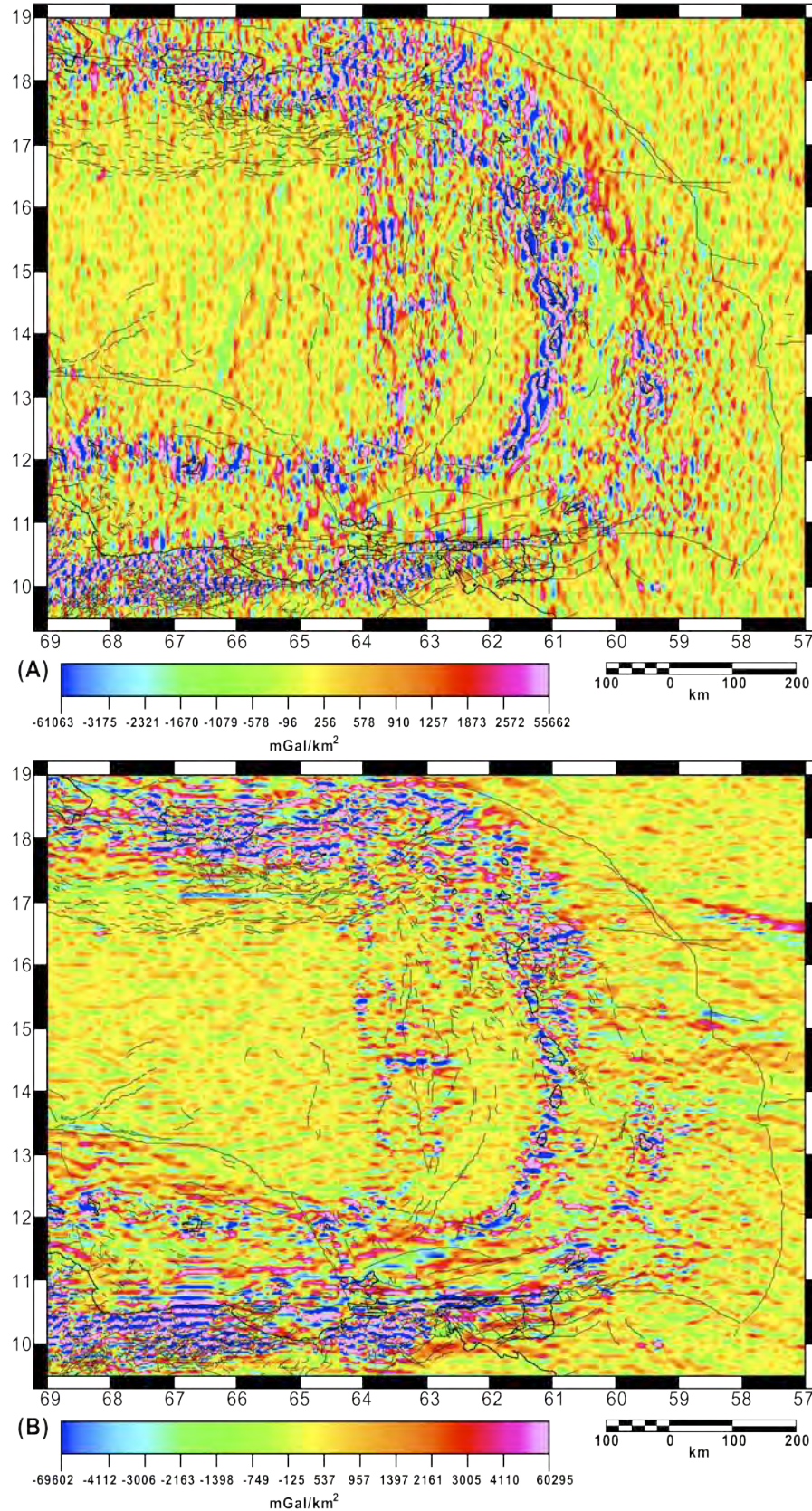


Figura 5.8 Mapas de segundas derivadas horizontales para el margen oriental de la placa Caribe. (A) Segunda derivada en X y (B) segunda derivada en Y.

La sección oriental de las Antillas Mayores y el Sistema Montañoso del Caribe, en el norte de Venezuela, exhiben los mayores contrastes de flujo en el eje Y (Figura 5.8B). Este efecto se debe a la presencia, tanto al norte como al sur de la placa Caribe, de extensos sistemas de fallas transcurrentes con orientación este – oeste que controlan la geometría de la segunda derivada. Al norte de Martinica se observa una franja de flujo gravimétrico ubicada frente al arco que es continúa hasta el norte de la isla Puerto Rico y se diferencia claramente de la trinchera de Puerto Rico. Este mismo efecto se observa al sur de la isla Sta. Lucía pero mucho más al este, sobre el complejo acrecionario de Barbados, siendo continua en este caso hasta el norte de la isla de Trinidad.

Las Antillas de Sotavento también exhiben una continuidad este – oeste en las anomalías de la segunda derivada, revelando la geometría del arco y su conexión con la sección sur del alto de Aves y de las Antillas Menores sobre la isla de Grenada. Esta continuidad este – oeste se disipa sobre el alto de Aves donde prepondera la continuidad norte – sur, mostrando con claridad su contacto occidental con la placa Caribe sobre el escarpe de Aves y su contacto oriental con la cuenca de Grenada.

Al este del arco activo, el frente de deformación de Barbados se evidencia claramente en el mapa de segunda derivada en X (Figura 5.8A) debido a su manifiesta continuidad norte – sur, mientras que los altos de Barracuda y Tiburón se observan con claridad en el eje ortogonal (Figura 5.8B). Particularmente en el segundo caso, las anomalías de flujo con orientación este – oeste se prolongan hasta la isla de Dominica.

En los extremos norte y sur de la placa Caribe, las trincheras de Los Muertos y la trinchera de Los Roques muestran clara continuidad este – oeste visible en el mapa de derivada en Y (Figura 5.8B).

El mapa de la segunda derivada vertical mostrado en la figura 5.9 exhibe el mismo comportamiento que el caso anterior con un conjunto de valores de flujo que se alinean siguiendo un patrón paralelo a la geometría general del arco de las Antillas Menores. En este caso, el arco activo muestra un conjunto de anomalías de flujo que es continuo desde el norte (entre las islas de Saba y Puerto Rico) hasta el sur de Grenada y se prolonga hasta la isla de Margarita.

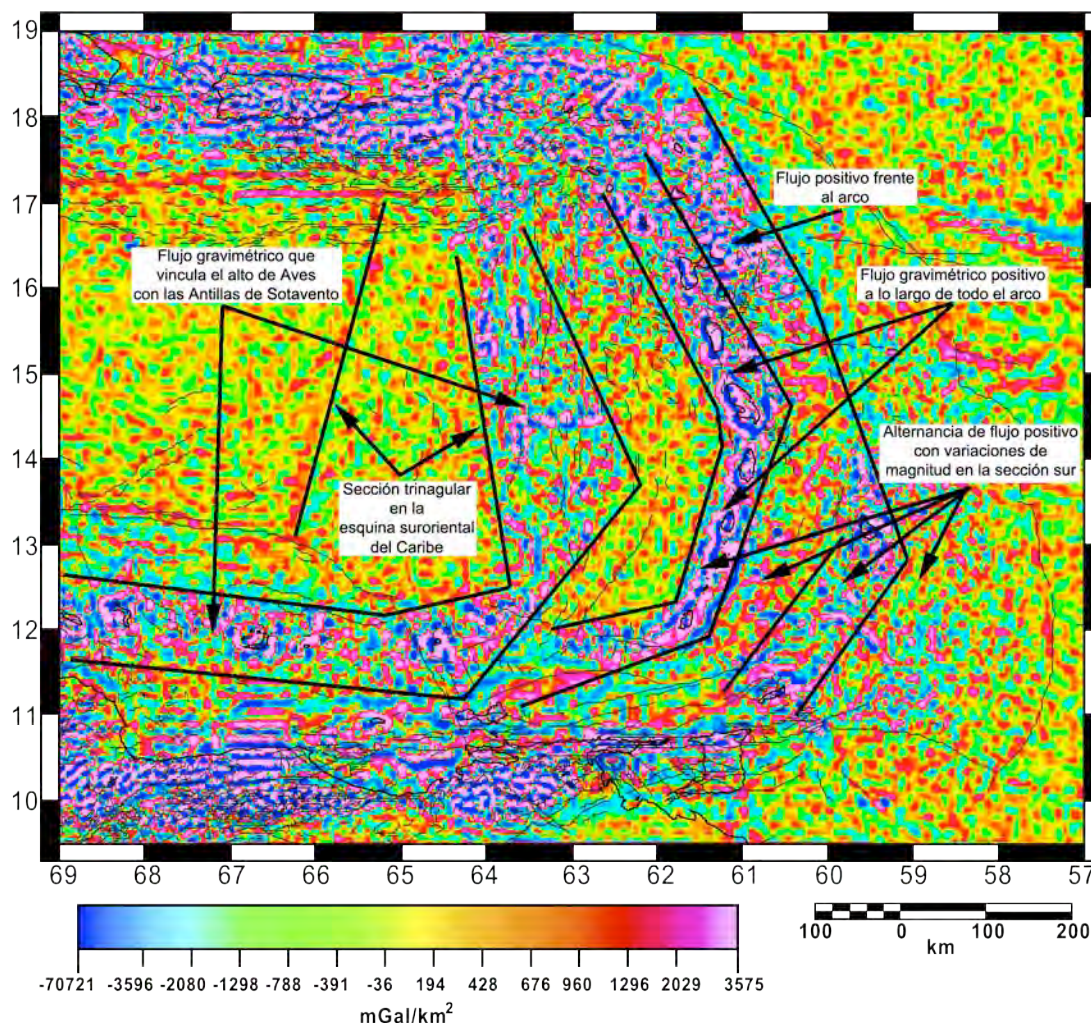


Figura 5.9 Mapa de la segunda derivada sobre la vertical para el margen oriental de la placa Caribe.

Esta secuencia también puede ser subdividida en tres segmentos rectilíneos, lo que sugiere una segmentación mayor de la zona de Wadati – Benioff.

El alto de Aves, por otro lado, exhibe anomalías positivas de flujo (4826 a 16848 mGal/km²) las cuales se observan continuas hacia el sur y oeste vinculándose con las Antillas de Sotavento (13063 a 25008 mGal/km²), pero claramente desmarcadas de las que forman parte de las Antillas Menores. Tanto en el arco activo (Antillas Menores) como en las anomalías frente a él se observa una variación alternada de anomalías positivas de norte a sur. En la sección norte de las Antillas el flujo es de 4847 a 6625 mGal/km², mientras que en el pseudo arco frontal es de 5481 a 15387 mGal/km². Al sur el arco posee valores de 10692 a 16878 mGal/km², mientras que el pseudo arco frontal posee valores de 9972 a 20926 mGal/km².

Entre el alto de Aves y la placa Caribe se observa una marcada zona triangular que sugiere un comportamiento termal diferenciado de la placa oceánica en esta sección suroriental de la misma.

En la Figura 5.10 se ilustra el mapa de señal analítica para el margen oriental de la placa Caribe.

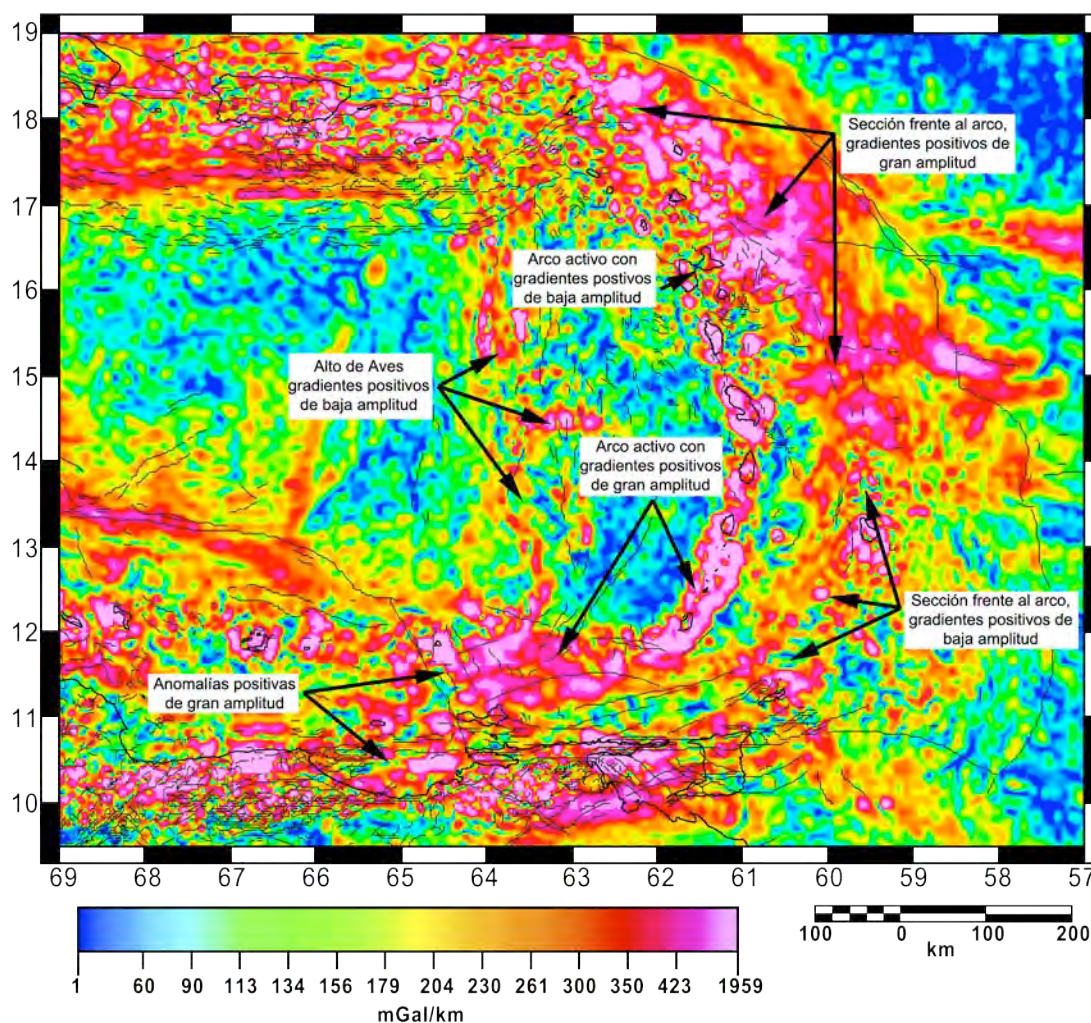


Figura 5.10 Mapa de señal analítica para el margen orietnal de la placa Caribe.

Al norte del arco activo se observan un conjunto de gradientes positivos de baja amplitud (149 a 293 mGal/km), mientras que frente al arco, se evidencia una secuencia de gradientes positivos de gran amplitud (452 a 877 mGal/km).

El efecto inverso se observa al sur del arco, donde los gradientes positivos de gran amplitud están ubicadas sobre las islas (633 a 914 mGal/km), mientras que los de baja amplitud están ubicadas frente a ellas (55 a 189 mGal/km).

Esta secuencia de gradientes positivos de gran amplitud ubicados al sur de Grenada se vinculan con un conjunto de gradientes similares que se observan sobre La Blanquilla y La Orchila y hacia el sur sobre las cuencas de Bonaire y Falcón. En el alto de Aves, por otro lado, se evidencian un conjunto de gradientes positivos dispersos arealmente y de gran amplitud (332 a 772 mGal/km) con una orientación preferencial norte – sur interconectados con los gradientes ubicados en La Blanquilla. Entre estos y los observados sobre el arco activo, se encuentra una secuencia de gradientes de bajo valor (29 a 164 mGal/km) que describen a la cuenca de Grenada. Situación similar ocurre frente al arco activo donde se ubica la cuenca de Tobago y en el complejo acrecionario de Barbados (136 a 248 mGal/km).

5.3.3 Estimación de profundidades

El espectro de potencia radialmente promediado proporciona una aproximación regional del rango de profundidades de los cuerpos generadores de las anomalías gravimétricas.

En la Figura 5.11 se ilustra el gráfico semi-logarítmico donde se observan tanto el espectro de potencia (sección superior) como las rectas de mejor ajuste (sección intermedia). Se observa claramente como las longitudes de onda representativas de los cuerpos de roca generadores de anomalías, se encuentran en un rango de número de onda (k) entre 0 y 0,2, mientras que para números de onda mayores se observa el ruido aleatorio de la señal.

Los segmentos lineales dibujados sobre la curva del espectro de potencia indican las fuentes de mayor profundidad para la recta de color azul, las fuentes intermedias para la recta de color verde, las fuentes someras para la recta de color amarillo y la recta de color rojo representa el ruido aleatorio contenido en la señal.

Sobre cada recta se midió la pendiente y se determinó la profundidad promedio de los cuerpos de roca que generan las anomalías gravimétricas, dando como resultado 188,79 km para la fuente profunda, 35,10 km para las fuentes intermedias y 7,72 km para las fuentes someras. Estos valores representan el rango regional de profundidades que se utilizarán como parámetros de control para la estimación de profundidad por el método de deconvolución de Euler.

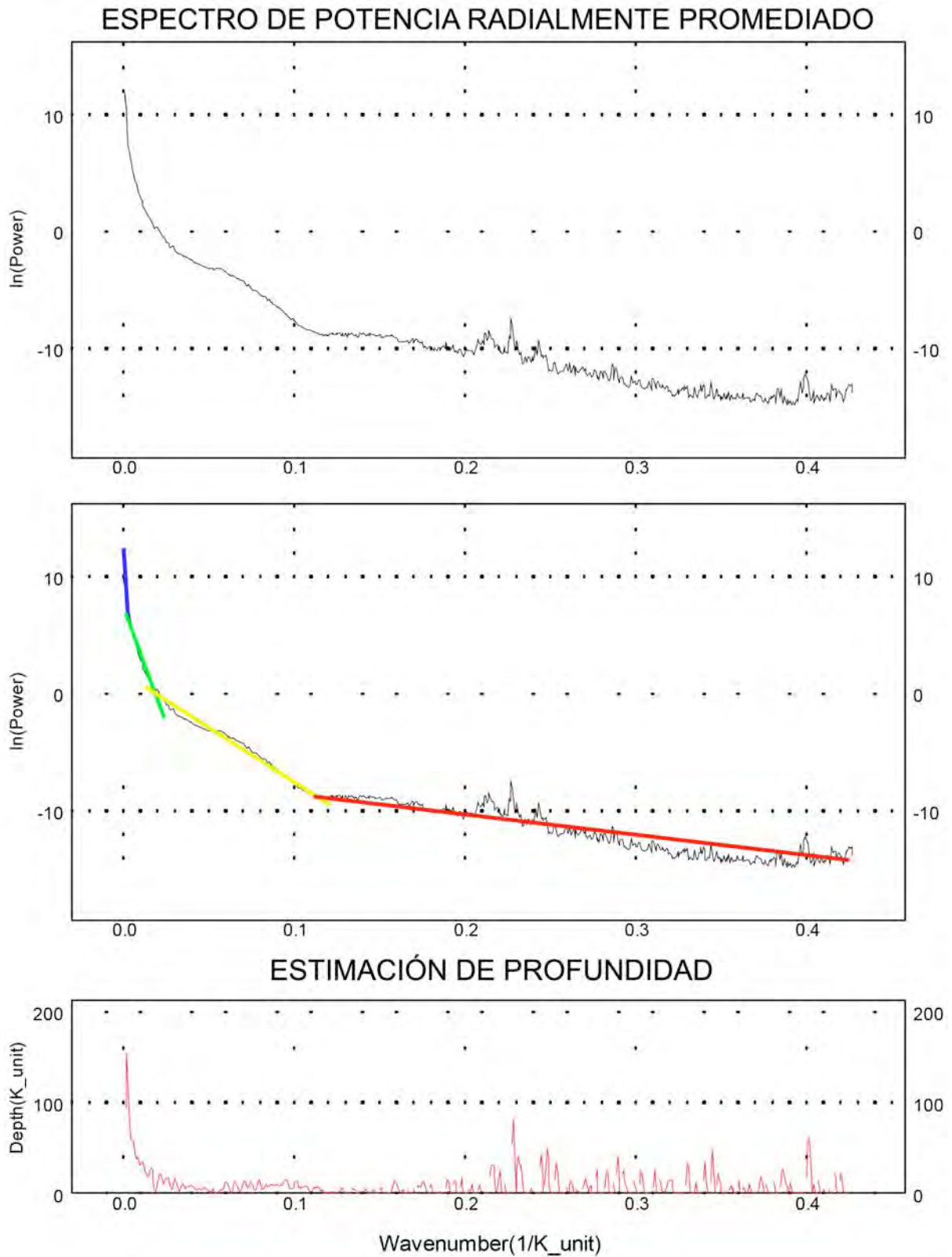


Figura 5.11 Espectro de potencia para los datos de anomalía de Bouguer completa en el margen oriental de la placa Caribe. En la parte superior el espectro original, en la sección intermedia el mismo espectro con las curvas de estimación de profundidad y en la sección inferior la estimación de profundidad dada en número de onda.

Los parámetros con los cuales se logró el mejor ajuste para las soluciones de Euler en el margen oriental del Caribe son un índice estructural de $N=2$ y una distancia horizontal de 100 km. Los resultados de la estimación de profundidad basada en las soluciones para la ecuación de Euler se ilustran en las Figura 5.12. Para facilidad de interpretación se dividieron en rangos de profundidades y se graficaron sobre el mapa de señal analítica (Figura 5.10).

El rango de 0 a 5 km de profundidad (Figura 5.12A) muestra como las soluciones se agrupan sobre el arco de las Antillas Menores, rodean las cuencas de Grenada y Tobago y se acumulan sobre el alto de Aves y los arcos de las Antillas de Sotavento y las Antillas Mayores. Al sureste, grupos de soluciones se acumulan sobre el complejo acrecionario de Barbados y entorno a las islas de Tobago y Barbados.

Las soluciones para el rango de 5 a 10 km de profundidad (Figura 5.12B) exhiben un comportamiento similar pero se alinean mejor y en el entorno de las estructuras antes mencionadas; por ejemplo, los arcos activos y extintos agrupan la mayor parte de las soluciones junto con la sección sur del complejo acrecionario de Barbados. Las trincheras tectónicas de Los Roques, Muertos y Puerto Rico no agrupan soluciones para este rango de profundidades, mientras que las placa Atlántica y del Caribe muestran grupos bien definidos, especialmente el Caribe que los agrupa en la sección central mas no en la sección oriental.

Para el rango de soluciones de 10 a 15 km de profundidad (Figura 5.12C) todos los arcos (tanto activos como extintos) y las cuencas sedimentarias agrupan gran cantidad de soluciones; sin embargo, las trincheras tectónicas aún están despejadas de soluciones y las placas (Caribe y Atlántica) tienden a agruparlas hacia los bordes y el centro.

El rango de profundidades de 15 a 20 km (Figura 5.12D) muestra un efecto contrario al anterior rango, los cúmulos de soluciones tienden a dispersarse sobre las estructuras tectónicas citadas anteriormente y se observan agrupaciones de soluciones sobre las trincheras tectónicas, lo que revela el carácter profundo de los cuerpos generadores de anomalía en estos lugares. La placa Caribe muestra un significativo grupo de soluciones en su esquina suroriental alineadas en dirección norte – sur, lo que contribuye a definir el escarpe de Aves. Sobre el arco de las Antillas Menores, las soluciones para este rango de profundidades se desplazan hacia el frente del arco. Similar efecto ocurre sobre las Antillas de Sotavento donde las soluciones se desplazan al sur sobre la cuenca de Bonaire y al norte sobre la trinchera de Los Roques.

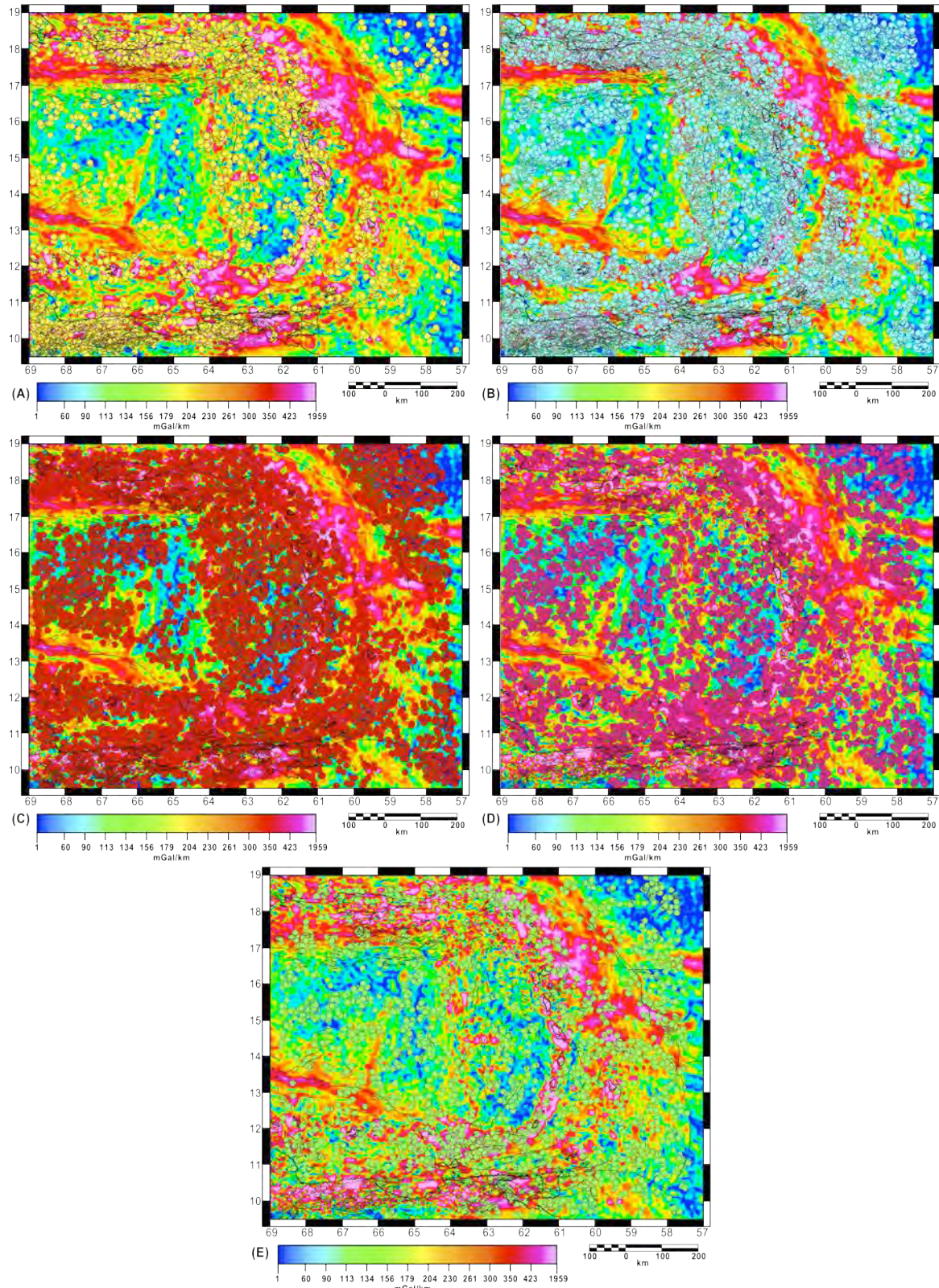


Figura 5.12 Soluciones de Euler graficadas sobre el mapa de señal analítica para el margen orietnal de la placa Caribe. (A) Soluciones para 0 a 5 km de profundidad. (B) Soluciones para 5 a 10 km de profundidad. (C) Soluciones de 10 a 15 km de profundidad. (D) soluciones de 15 a 20 km de profundidad y (E) Soluciones de 20 a 30 km de profundidad.

El último rango considerado en este estudio abarca de 20 a 30 km de profundidad (Figura 5.12E). Hacia el este los grupos de soluciones definen con precisión el cinturón de deformación del Atlántico y el extremo oriental del complejo acrecionario de Barbados. Toda la sección frente al arco de las Antillas Menores agrupa soluciones para este rango así como la trinchera de Puerto Rico, al norte y la cuenca de Tobago, al sur. Las Antillas Menores no agrupan soluciones sobre ellas, excepto al sur de Grenada que se interceptan con las soluciones de la cuenca de Bonaire y la sección oriental de las Antillas de Sotavento. En la parte central, entre Sta. Lucia y Martinica, un importante grupo de soluciones se alinea en dirección este – oeste. Sobre el alto de Aves y la sección oriental de las Antillas Mayores los cúmulos de soluciones también se dispersan trasladándose hacia los bordes tectónicos de estas estructuras. La cuenca de Grenada acumula soluciones sólo en la parte sur – central, mientras que la placa Caribe posee grupos de soluciones dispersos y sin una alineación aparente.

5.4 RESTRICCIONES PARA EL MODELO GRAVIMÉTRICO

Para esta investigación los datos que se utilizan para restringir el modelado gravimétrico provienen de artículos científicos publicados y están constituidos por: (1) valores de velocidad de onda sísmica compresiva (V_p) obtenidos de estudios de refracción y reflexión; (2) modelos previos basados en tomografía sísmica y (3) valores de densidad generados a partir de fórmulas empíricas.

5.4.1 Sísmica de refracción y reflexión

La estructuras tectónicas y características geofísicas del margen oriental del Caribe han sido estudiadas ampliamente mediante la sísmica por Officer et al. (1957); Bunce et al. (1970); Keary (1974); Westbrook (1975); Boynton et al. (1979); Speed et al. (1984); Pinet et al. (1985); Bird et al. (1999); Christeson et al. (2008) y Aitken et al. (2011). Estos estudios han permitido identificar un basamento acústico en la cuenca de Grenada que muestra un patrón muy similar a la fisiografía superficial de la misma. Según Speed et al. (1984), el basamento acústico se incrementa regularmente desde unos 3 o 4 km, al este de Guadalupe, hasta los 11 km al oeste del banco de las Grenadinas (Tabla 5.1). Al norte de Martinica la topografía del basamento acústico es mucho más irregular, los autores antes citados sugieren que se trata de un sistema de *grabens* y *horst* con dirección NE-SO pero tampoco descartan la presencia de fallas rumbo-deslizantes dextrales. Según Nemec (1980) la cuenca de Grenada termina al

norte del banco de Saba en un *graben* asimétrico con un flanco oriental escarpado. Los sedimentos que recubren esta estructura son planos y buzan suavemente hacia el sur, también su espesor se incrementa progresivamente en esta dirección desde 2 km al oeste de Guadalupe hasta más de 5 km al sur de Martinica, hacia la zona central de la cuenca el espesor de sedimentos es de 7 km y hacia el sur alcanza los 9 km (Bouysse, 1988). Se ha identificado un reflector sísmico que se distribuye extensivamente por toda la cuenca entre 1,2 y 1,4 km por debajo del piso oceánico y que fue tentativamente datado como del Mioceno medio (Bouysse y Guennoc, 1983; Speed et al., 1984 y Pinet et al., 1985).

Al sur de la cuenca de Grenada, la sísmica de refracción sugiere que el basamento acústico está constituido por corteza oceánica con un espesor de 14 km en la latitud de 13° 10' N (Boynton et al., 1979). Esta corteza está compuesta por tres estratos acústicos, el primero de 5,3 km/s de velocidad de onda sísmica, el segundo de 6,2 km/s y el tercero y más profundo de 7,4 km/s. Según Officer et al. (1957), esta estructura es muy similar a la porción oriental de la cuenca de Venezuela que rodea al alto de Aves por el oeste.

A partir de los modelos generados con la sísmica de refracción se han podido relacionar las velocidades de los estratos y del basamento acústico con tipos litológicos específicos para la cuenca de Grenada, de esta forma los sedimentos no consolidados o parcialmente litificados tienen un rango de velocidades sísmicas de 2,2 a 3,7 km/s (Boynton et al., 1979), la corteza oceánica superior compuesta por flujos basálticos y diques tiene un rango de velocidades de 4,9 a 5,3 km/s (Speed et al., 1984), la corteza oceánica inferior constituida por gabros con 6,2 a 6,4 km/s de velocidad y la corteza inferior y zona de transición del manto con un rango de 7,4 a 7,5 km/s (Bird et al., 1999).

El espesor de la corteza se incrementa notablemente debajo del alto de Aves y de las Antillas Menores. La corteza superior de las Antillas Menores tiene un promedio de 6,3 km/s de velocidad de onda sísmica, mientras que la corteza inferior tiene un promedio de 6,9 km/s totalizando 35 km de espesor (Westbrook, 1975; Boynton et al., 1979). Según estos autores, la corteza inferior pudiera estar constituida por rocas básicas, mientras que las rocas que se encuentran sobre la corteza superior (estrato con rango de velocidad sísmica entre 3,4 y 4,5 km/s) pudieran estar compuestas por calizas, piroclastos y sedimentos (Boynton et al., 1979).

Tabla 5.1 Cuadro sinóptico que sintetiza toda la información recopilada a partir de modelos publicados junto con sus respectivas referencias de origen.

REGIÓN / ESTRUCTURA TECTÓNICA	ESTRATO / CUERPO	VELOCIDAD (km/s)	REFERENCIA	ESPESOR (km)	REFERENCIA	DENSIDAD (km/m^3)	REFERENCIA
Cuenca de Grenada (región norte)		1,54 – 2,61		11			
Cuenca de Grenada (región central)		1,54 – 3,33	Bird et al. (1999)	7	Speed et al. (1984)	2250 - 2350	Bird et al. (1999); Christeson et al. (2008)
Cuenca de Grenada (región sur)	Sedimentos	1,50 – 3,76		9			
Cuenca de Grenada		2,00 – 4,40	Clark et al. (2008)			-	-
Cuenca de Grenada (región nrore)	Corteza superior	4,90 – 5,26	Speed et al. (1984); Bird et al. (1999)	19	Speed et al. (1984)	2570	Bird et al. (1999)
	Corteza inferior	6,62	Bird et al. (1999)			2740	
Cuenca de Grenada (región sur)	Corteza superior	4,90 – 5,95	Speed et al. (1984); Bird et al. (1999)	14	Speed et al. (1984)	2570	Bird et al. (1999)
	Corteza inferior	6,22	Bird et al. (1999)			2740	
	Sedimentos	3,40 – 4,50	Boynton et al. (1979)	-	-	2250	Christeson et al. (2008)
Antillas Menores	Corteza superior	6,00 – 6,30	Westbrook (1975); Boynton et al. (1979); Christeson et al. (2008)	30 - 35	Westbrook (1975); Boynton et al. (1979); Maury et al. (1990)	2660	Christeson et al. (2008)
	Corteza inferior	6,90 – 7,30		26 - 28	Christeson et al. (2008); Clark et al. (2008); Magnani et al. (2009)		
				30 - 40	Kearny (1974); Boynton et al. (1979)		
Alto de Aves	Corteza oceánica	6,00 – 6,30	Christeson et al. (2008)	26	Christeson et al. (2008); Clark et al. (2008); Magnani et al. (2009)	2700	Christeson et al. (2008)
Cuenca de Grenada y Antillas Menores	Corteza de transición	7,40 – 7,50	Officer et al. (1957); Bird et al. (1999)	-	-	3050	Bird et al. (1999)
	Manto	8,20	Bird et al. (1999)	-	-	3300	Bird et al. (1999); Christeson et al. (2008)
Placa Caribe	Sedimentos	2,00 – 2,70		2 - 6		2300 - 2400	
	Corteza oceánica	6,30 – 7,60	Edgar et al. (1971)	12 - 14		2700	
Placa Atlántica	Sedimentos	-	-	2	Ughi (2012)	2300	Ughi (2012)
	Corteza oceánica	-	-	8 - 10		2800	
Complejo Acrecionario de Barbados	-	-	-	13		2400	

En el año 2004 se realizó una campaña de adquisición en mar como parte del proyecto BOLIVAR (*Broadband Ocean-Land Investigation of Venezuela and Antilles arc Region*; Levander et al., 2006), que contó con dos buques de investigación (R/V Maurice Ewing y R/V Seward Johnson II) los cuales adquirieron 6000 km de líneas sísmicas y colocaron una red de 40 sismómetros de fondo oceánico (*Ocean Bottom Seismometers – OBS*) a lo largo de 6 transeptos N-S. De toda esta información sólo la línea BOL 30 pasa por la porción sur de la cuenca de Grenada.

La interpretación realizada a los datos por Aitken et al. (2011), sugiere que el basamento acústico se caracteriza por reflectores de baja frecuencia, con una geometría suave, indicando la existencia de un arco cortical preexistente y erosionado en vez de una corteza oceánica escarpada. Las velocidades acústicas del basamento de la cuenca son mayores a los 5,5 km/s y se detectaron sistemas de fallas normales que separan dicho basamento del arco de las Antillas Menores.

Análisis previos realizados al mismo perfil BOL 30 por Christeson et al. (2008) sugieren que existen similitudes en el comportamiento sísmico entre el alto de Aves y el arco de las Antillas Menores; en ambos casos se encontró un abrupto aumento de la velocidad sísmica desde 2 km/s en los sedimentos superficiales del fondo marino hasta 6 – 6,3 km/s en las estructuras corticales de 6 a 7 km de profundidad y por debajo se observó un gradual incremento de la velocidad sísmica desde 6,3 km/s hasta 7,3 km/s en la base de la corteza entre 24 y 26 km de profundidad.

5.4.2 Tomografía sísmica

Van der Hilst (1990) realizó un estudio de tomografía sísmica con el cual obtuvo imágenes de alta resolución de la corteza y manto debajo de la región del Caribe. A partir de la información de velocidad de onda compresional de 2502 estaciones sismológicas distribuidas sobre el continente americano, pudo estimar la estructura de la corteza y parte superior del manto en la región del Caribe, así como la interacción entre esta placa y sus circunvecinas (placas Suramericana y Atlántica).

Los resultados de las imágenes tomográficas sugieren que la subducción de la placa Atlántica por debajo del Caribe es más pronunciada hacia el norte, alcanzando los 200 km de profundidad, mientras que en la parte sur, cercana a Trinidad y la península de Paria, la

subducción tiene una menor pendiente. Esta geometría propicia que la lámina de subducción de la placa Atlántica tenga un buzamiento oeste-noroeste, interactuando incluso por debajo de la corteza suramericana, específicamente en la región de Paria. El modelo de capas revela una estructura arqueada de alta velocidad de onda compresiva debajo de las Antillas Menores, la cual continúa dentro de la sección nor-oriental de Venezuela y Trinidad; esto podría ser evidencia de cómo la subducción de la corteza Atlántica continúa por debajo de Suramérica (Ysaccis, 1997).

La Figura 5.13 ilustra la geometría de la placa Atlántica en subducción por debajo de la placa Caribe, así como dos perfiles construidos a partir de los datos de tomografía sísmica según Van der Hilst (1990). Se observa como este autor sugiere que la placa Atlántica exhibe variaciones de norte a sur en la geometría de subducción; al norte la lámina en subducción posee un ángulo variable pero siempre más pronunciado que en la sección sur.

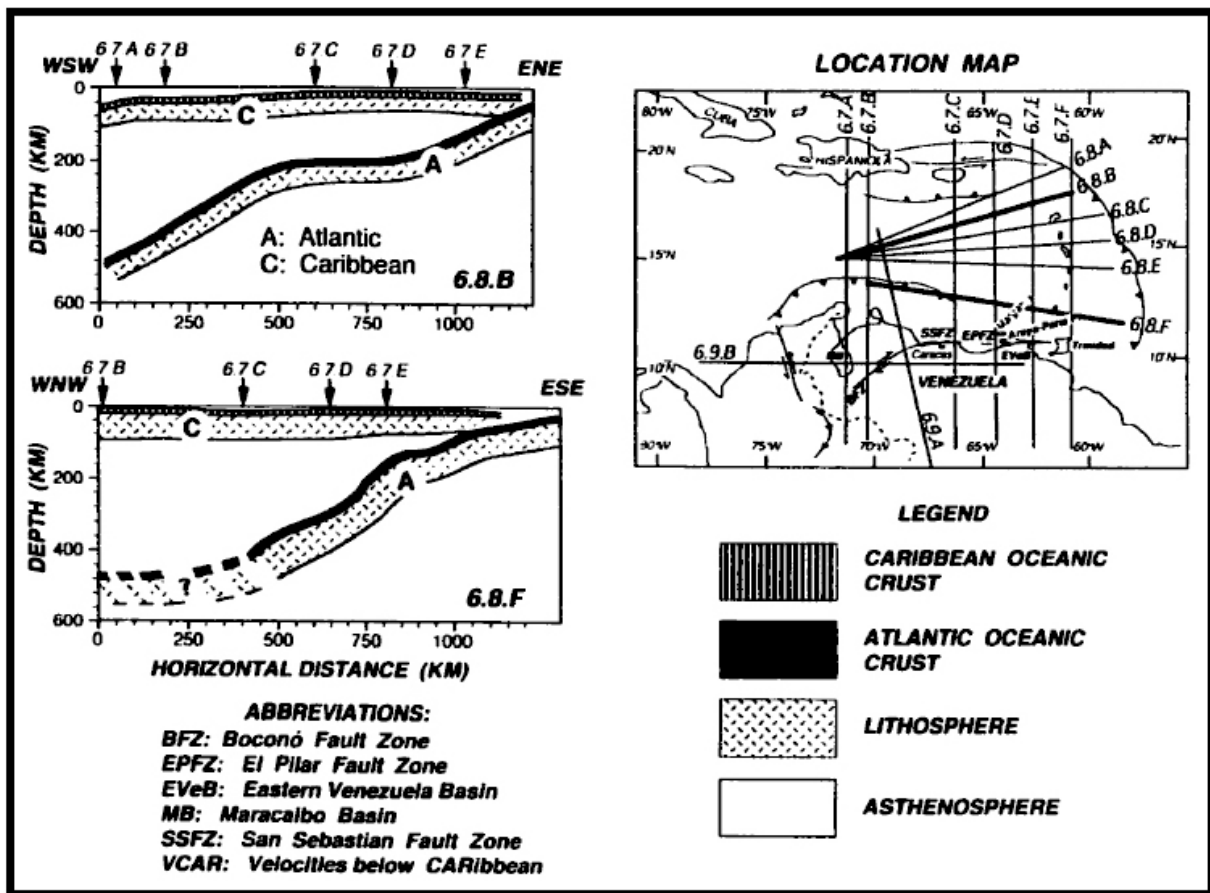


Figura 5.13 Modelos de la zona de subducción Caribe-Atlántico generados a partir del estudio de tomografía sísmica de Van der Hilst (1990), obsérvense las diferencias en los estilos de subducción entre la parte norte de la placa Caribe (perfil 6.8B) y la parte sur (perfil 6.8F). (Tomado de Ysaccis, 1997).

5.4.3 Estimación de valores de densidad

Las velocidades de onda sísmica compresiva son útiles para estimar valores de densidad que serán utilizados en el modelado gravimétrico. Esta labor se puede lograr a partir de varias relaciones empíricas que permiten obtener el valor de densidad a partir de V_p (Tabla 5.2).

Para efectos de poder comparar el comportamiento de las diferentes relaciones y escoger la mejor, se utilizó como valores de referencia de V_p los sintetizados en la Tabla 5.1.

La relación de Nafe – Drake (Nafe y Drake, 1963) por ejemplo, da como resultado un rango de 3290 a 3360 kg/m³ para el manto litosférico, 2520 a 2860 kg/m³ para la corteza oceánica superior, 2770 a 3150 kg/m³ para la corteza oceánica inferior y 1640 a 2460 kg/m³ para los sedimentos. En el caso de la relación de Gardner et al. (1974) los resultados dan en un rango de 2510 a 2760 kg/m³ para la corteza oceánica superior y 1930 a 2530 kg/m³ para los sedimentos; no se estimaron los valores para la corteza oceánica inferior y el manto litosférico debido a que esta relación impone la condición límite del rango de velocidades en la cual es válida.

Los resultados aplicando la relación lineal de Christensen y Mooney (1995) dan en un rango de 3344 a 3404 kg/m³ para el manto litosférico, 2834 a 3224 kg/m³ para la corteza oceánica inferior, 2415 a 2835 kg/m³ para la corteza oceánica superior y de 1423 a 2076 kg/m³ para la cobertura sedimentaria.

Tabla 5.2 Cuadro sinóptico que reúne las principales relaciones empíricas para estimar densidad a partir de valores de velocidad de onda sísmica compresiva.

RELACIÓN EMPÍRICA ENTRE ρ y V_p	REFERENCIA
RELACIÓN DE NAFE-DRAKE	
$\rho = 1,6612V_p - 0,4721V_p^2 + 0,0671V_p^3 - 0,0043V_p^4 + 0,000106V_p^5$	Nafe y Drake (1963)
Válida tanto para rocas sedimentarias como cristalinas	
REGLA DE GARDNER	
$\rho = 1,74V_p^{0,25}$	Gardner et al. (1974)
Se utiliza para rocas sedimentarias o para velocidades entre 1,5 y 6,1 km/s	
RELACIÓN LINEAL DE CHRISTENSEN Y MOONEY	
$\rho = a + bV_p$	Christensen y Mooney (1995)
Válida para todo tipo de rocas en un amplio rango de profundidades y velocidades	
RELACIÓN NO-LINEAL DE CHRISTENSEN Y MOONEY	
$\rho = a + \frac{b}{V_p}$	Christensen y Mooney (1995)
Válida para todo tipo de rocas en un amplio rango de profundidades y velocidades	

La relación no – lineal de Christensen y Mooney (1995) produce como resultado 3324 a 3368 kg/m³ para el manto litosférico, 2822 a 3228 kg/m³ para la corteza oceánica inferior, 2174 a 2833 kg/m³ para la oceánica superior y 1019 a 1975 kg/m³ para la cobertura sedimentaria (Tabla 5.3).

Al realizar la comparación de los valores de densidad, estimados por las diferentes fórmulas, mostrados en la Tabla 5.3, se observa que la relación de Gardner et al. (1974) sobrestima significativamente los valores de la cobertura sedimentaria, pero mantiene un rango similar de valores en la corteza superior si se compara con la relación de Nafe – Drake (1963).

Por otra parte, la relaciones de Christensen y Mooney (1995) subestiman el valor de la cobertura sedimentaria y sobrestiman el valor de la corteza oceánica inferior si se les compara con las otras dos relaciones. En consecuencia, se deduce que la relación empírica que mejor representa los valores de densidad presentes en el margen oriental corresponde a la de Nafe – Drake (1963).

Tabla 5.3 Cuadro comparativo entre las las diferentes relaciones empíricas para estimaciones de densidad.

ESTRUCTURA		Vp (km/s)	Nafe – Drake (kg/m ³) (Nafe y Drake, 1963)	Gardner (kg/m ³) (Gardner et al., 1974)	Lineal (kg/m ³) (Christensen y Mooney, 1995)	No-Lineal (kg/m ³) (Christensen y Mooney, 1995)
Cuenca de Grenada	Sedimentos	1,50 – 3,76	1640 – 2360	1930 – 2420	1423 – 2076	1393
	Corteza superior	4,90 – 5,95	2520 – 2710	2590 – 2720	2415 – 2730	2174 – 2697
	Corteza inferior	6,22 – 6,62	2770 – 2860	-	2834 – 2954	2822 – 2967
Antillas Menores	Sedimentos	3,40 – 4,50	2300 – 2460	2360 – 2530	1972 – 2290	1019 – 1975
	Corteza superior	6,00 – 6,30	2720 – 2780	2720 – 2760	2745 – 2835	2718 – 2833
	Corteza inferior	6,90 – 7,30	2940 – 3060	-	3038 – 3158	3058 – 3176
Alto de Aves		6,00 – 6,30	2720 – 2780	2720 – 2760	2745 – 2835	2718 – 2833
Placa Caribe	Sedimentos	2,00 – 2,70	1910 – 2150	2070 – 2230	1528 – 1770	1718
	Corteza oceánica	6,30 – 7,60	2780 – 3150	-	2835 – 3224	2833 – 3228
Manto litosférico		8,00 – 8,20	3290 – 3360	-	3344 – 3404	3324 – 3368

5.5 FLUJO DE CALOR EN EL MARGEN ORIENTAL DEL CARIBE

La base de datos de flujo térmico en el Caribe oriental fue tomada de la Comisión Internacional de Flujo Térmico (*International Heat Flow Commission – IHFC*). La base de datos consiste en una compilación de mediciones adquiridas y publicadas en 1976, más una

actualización realizada en 1993, que representan la distribución de flujo de calor sobre la superficie de la corteza en la zona en estudio (Pollack et al., 1993).

El mapa de flujo de calor para el margen oriental del Caribe (Figura 5.14) muestra cuatro regiones con valores muy altos de flujo térmico en la superficie de la corteza: sobre la planicie abisal de Barracuda, al norte de Barbuda, los valores alcanzan entre 95 y 129 mW/m^2 ; entre las islas de Martinica y Santa Lucía los valores alcanzan entre 196 y 216 mW/m^2 ; al oeste, sobre el alto de Aves, los valores se encuentran entre 148 y 211 mW/m^2 y en la zona norcentral de Venezuela donde los valores se encuentran entre 161 y 230 mW/m^2 .

Hacia el sureste los valores de flujo térmico son bastante bajos; por ejemplo, en la cuenca Oriental de Venezuela y plataforma deltana los valores están entre 56 y 80 mW/m^2 ; en Trinidad el rango de valores se encuentra entre 31 y 33 mW/m^2 , en Tobago de 33 a 35 mW/m^2 y sobre el complejo acrecionario de Barbados entre 36 y 51 mW/m^2 .

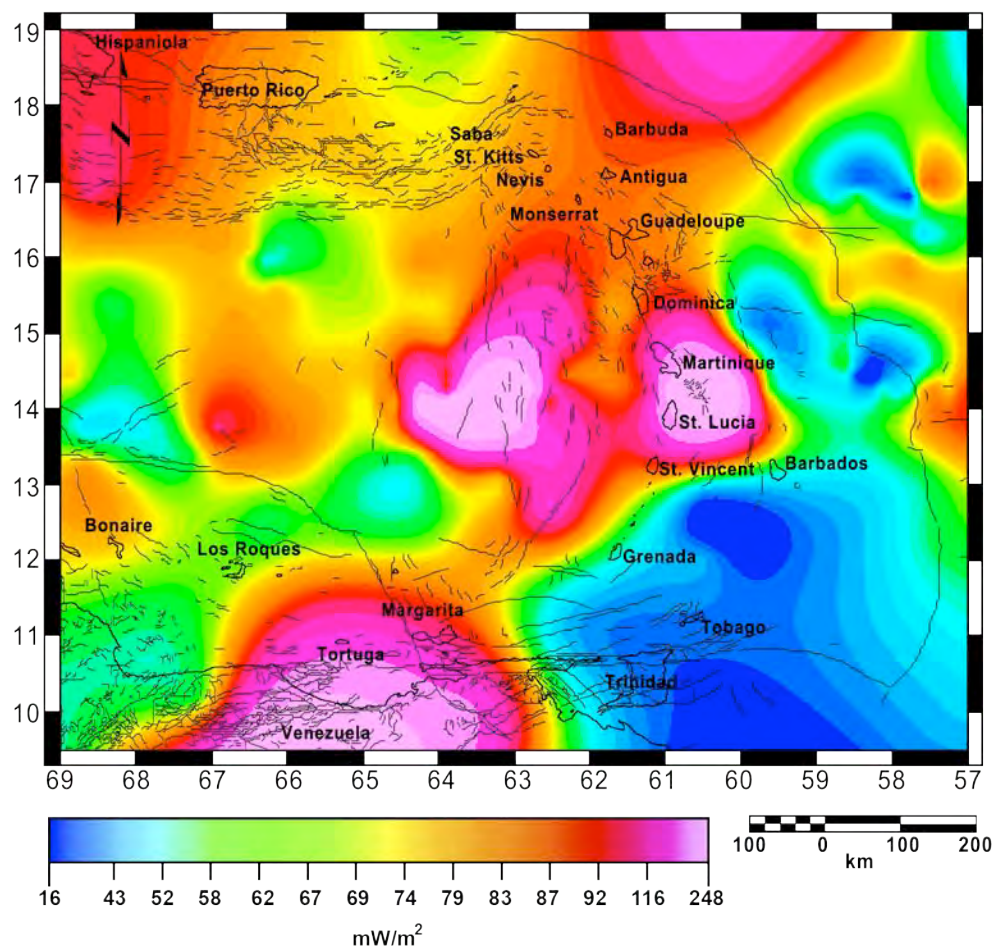


Figura 5.14 Mapa de flujo de calor en la superficie de la corteza para el margen oriental del Caribe (Pollack et al., 1993).

Sobre las Antillas de Sotavento se observa una alternancia entre valores bajos e intermedios; por ejemplo, sobre Bonaire el rango está entre 79 y 81 mW/m² muy similar al de La Orchila (70 a 72 mW/m²) pero significativamente inferior al observado sobre el archipiélago de Los Roques (65 mW/m²) ubicado entre ambos. La cuenca de Grenada posee mayores valores (85 a 108 mW/m²) que su contraparte del ante – arco (cuenca de Tobago con 53 a 72 mW/m²). Sobre la cuenca de Venezuela el rango abarca 68 a 93 mW/m², mientras que en Puerto Rico se ubica entre 75 y 81 mW/m². Las Antillas Menores se encuentran segmentadas en tres bloques en función de su flujo de calor: al norte el rango está entre 71 y 87 mW/m²; en la región central entre 196 y 216 mW/m² como ya se mencionó con anterioridad y al sur, entre Grenada y San Vicente, entre 56 y 70 mW/m².

5.6 MODELADO GRAVIMÉTRICO DEL MARGEN ORIENTAL

Para la ejecución del modelado gravimétrico se seleccionaron tres perfiles sobre la anomalía de Bouguer ortogonales a la dirección preferencial de las principales anomalías presentes en la zona en estudio; los resultados se ilustran en las Figuras 5.15 a 5.17. En cada modelo la línea roja representa el error de ajuste entre la gravedad observada y la calculada y la línea azul representa el valor de ajuste total (100%). Los números escritos sobre los diferentes cuerpos tectónicos representan el correspondiente valor de densidad expresado en gr/cm³. La bondad de ajuste de cada modelo es de 0,5%.

El perfil norte (Figura 5.15) se extiende desde la esquina norte del alto de Aves hasta la placa Atlántica y cruza el arco de las Antillas Menores sobre la isla de San Kitts.

El mejor ajuste para este perfil se logró mediante una configuración de subducción normal de alto ángulo que alcanza más de 200 km de profundidad, lo que ajusta la información sismológica ya documentada en las secciones previas. El arco de las Antillas Menores se representó como una estructura ancha de 2730 kg/m³ con un manto litosférico de 2990 kg/m³ rodeado por el manto de la corteza Caribe que fluctúa entre 3000 y 3400 kg/m³; la corteza Caribe propiamente posee valores entre 2700 y 2980 kg/m³. Suprayacente la respectiva cobertura sedimentaria entre 2250 y 2360 kg/m³. La corteza Atlántica fluctúa entre 2900 y 3300 kg/m³ y su manto litosférico entre 3000 y 3500 kg/m³.

El perfil central (Figura 5.16) se extiende desde la sección central del escarpe de Aves hasta el alto de Barracuda.

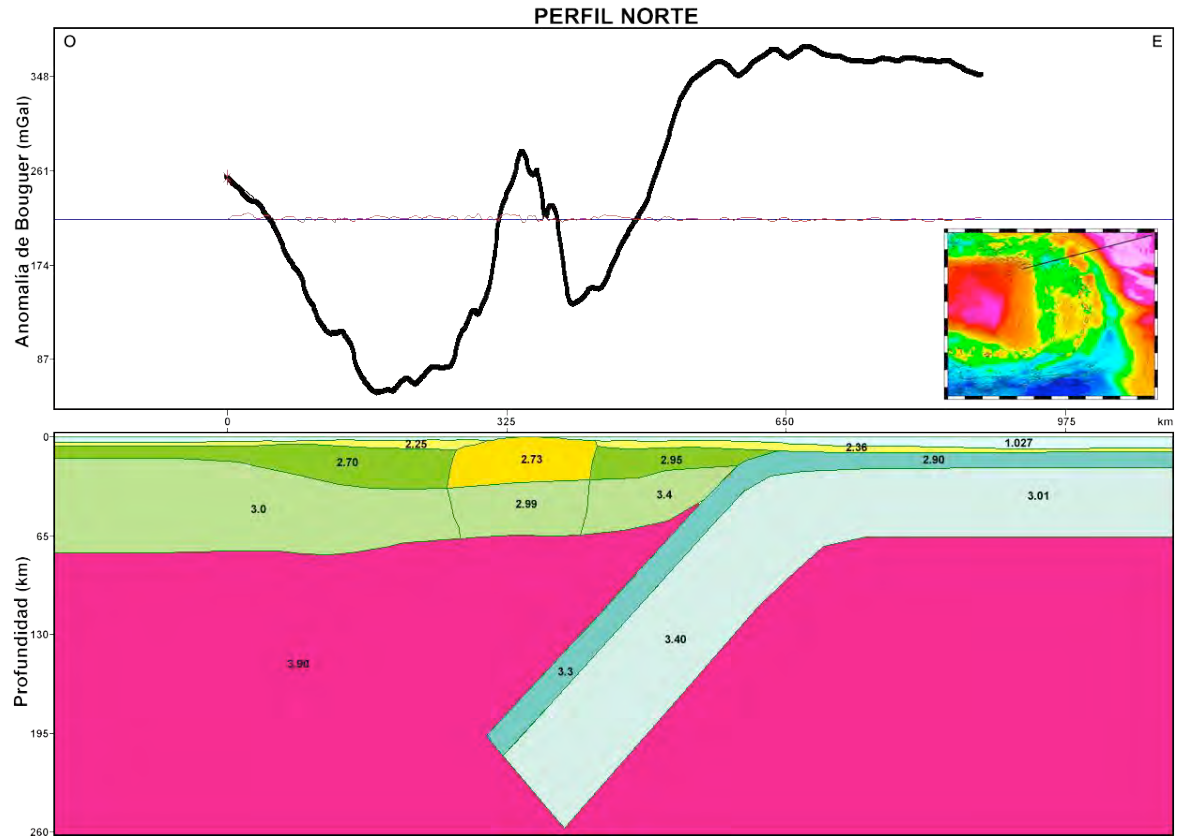


Figura 5.15 Modelo gravimétrico del perfil norte.

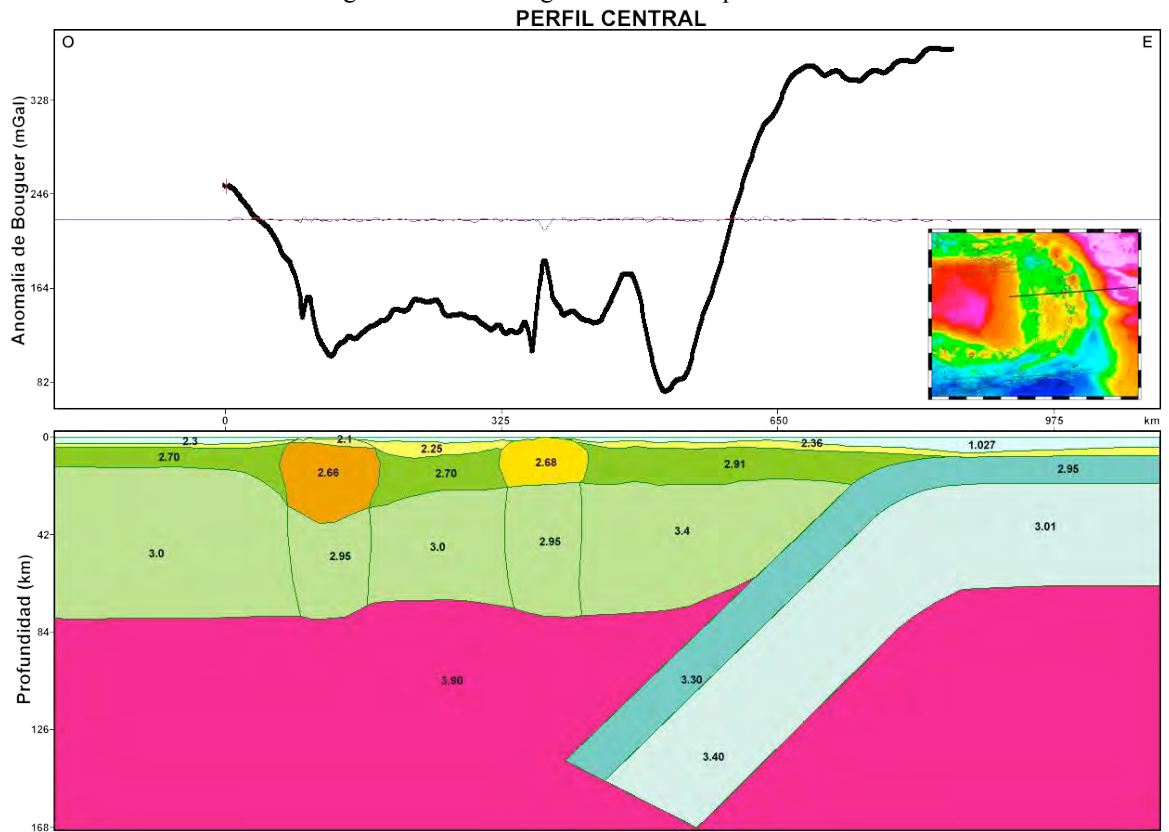


Figura 5.16 Modelo gravimétrico del perfil central.

Para este perfil el mejor ajuste se logró con una densidad para la corteza Caribe de 2700 a 2910 kg/m^3 y su respectivo manto litosférico entre 3000 y 3400 kg/m^3 . El alto de Aves y las Antillas Menores se ajustaron con densidades de 2660 y 2680 kg/m^3 respectivamente y sus respectivas secciones de manto litosférico se ajustaron con una densidad de 2950 kg/m^3 . La corteza Atlántica se ajustó con densidades desde 2950 a 3300 kg/m^3 y su manto litosférico desde 3010 a 3400 kg/m^3 , mientras que la profundidad de la lámina alcanza los 150 km aproximadamente. Para la cobertura sedimentaria se ajustó un valor de 2250 a 2360 kg/m^3 de densidad.

El perfil sur (Figura 5.17) abarca desde la esquina suroriental de la placa Caribe hasta el frente de deformación del complejo acrecionario de Barbados seccionando al arco de las Antillas Menores por la parte sur del archipiélago de las Grenadinas.

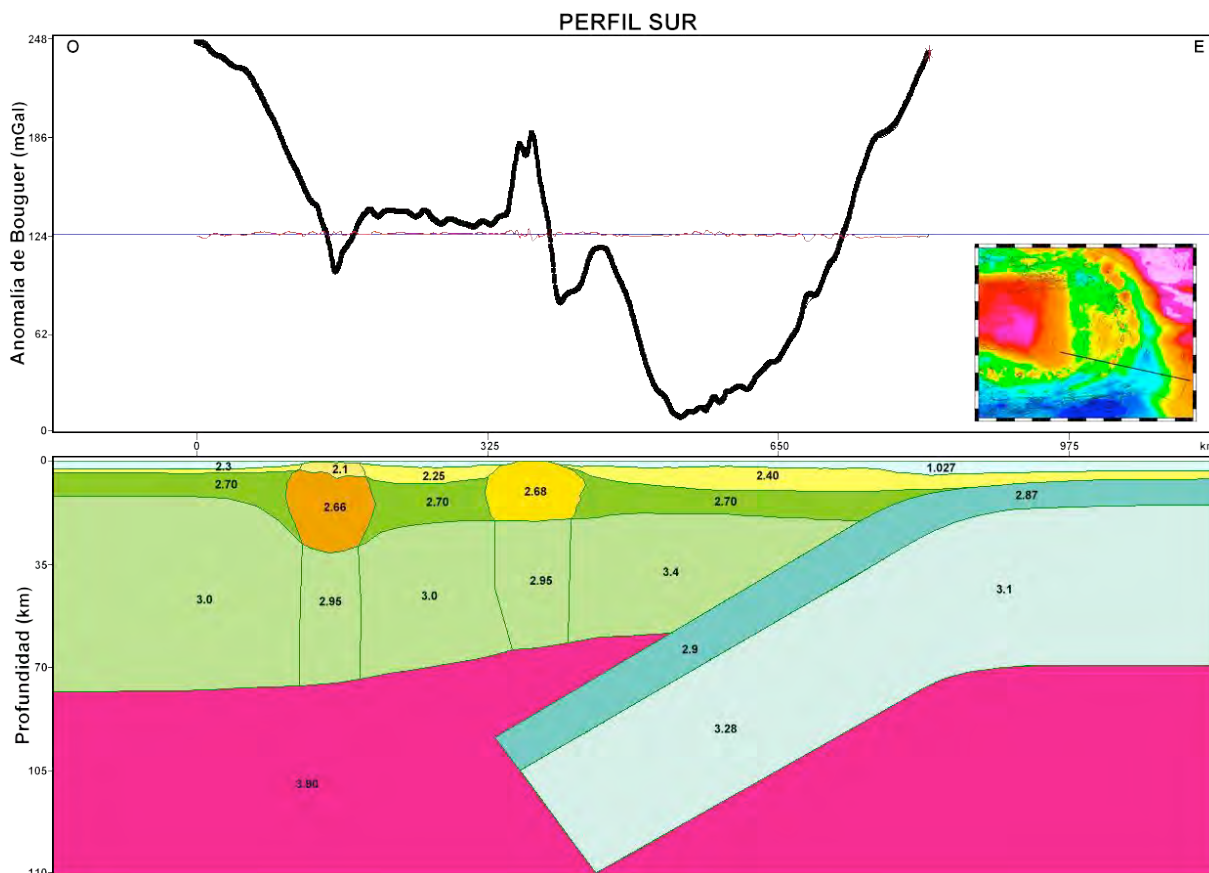


Figura 5.17 Modelo gravimétrico del perfil sur.

En este perfil el mejor ajuste se logró con una corteza Caribe de 2700 kg/m^3 de densidad y su manto litosférico entre 3000 y 3340 kg/m^3 ; por debajo del alto de Aves y las Antillas Menores el manto litosférico posee una densidad de 2950 kg/m^3 y estas dos

estructuras corticales poseen una densidad de 2660 y 2680 kg/m³ respectivamente. La cobertura sedimentaria suprayacente posee un rango desde 2300 a 2400 kg/m³ y la corteza Atlántica varía desde 2700 hasta 2870 kg/m³ con un manto entre 3100 y 3280 kg/m³.

5.7 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Desde finales de la década del 60 y principios de la década del 70 diversos investigadores han resaltado que existe una clara diferenciación norte – sur en el arco de las Antillas Menores, no solo en lo que se refiere a su morfología superficial, sino también a su geología, actividad volcánica y las estructuras intra – corticales existente en el arco (Martin-Kaye, 1969; Fink, 1972; Stoiber y Carr, 1973; Ranneft, 1976; Marsh, 1979). La segmentación rectilínea del arco es otra de las características superficiales que ha sido vinculada a una variación norte – sur de la zona Wadati – Benioff del Atlántico. Esto incluye también variaciones norte – sur en la distribución de los hipocentros de sismos, en el ángulo de buzamiento y en la profundidad de la lámina de subducción atlántica por debajo del Caribe (Tomblin, 1975; Dorel, 1978; Wadge y Shepherd, 1984). Estos análisis de las variaciones geométricas (tanto superficiales como corticales) del arco de las Antillas Menores, están sustentados en datos provenientes de estudios sísmicos de reflexión y refracción y de los primeros estudios gravimétricos y magnéticos marinos que se realizaron en el margen oriental del Caribe durante los años 70 y apoyan la hipótesis que el arco activo en la actualidad no es continuo, sino por el contrario, está fragmentado en al menos tres bloques con claras diferencias tectónicas controladas por la forma y características que posee la lámina de subducción del Atlántico.

Los datos de gravimetría satelital analizados durante el desarrollo de la presente investigación también muestran la diferenciación norte – sur asociada a la fragmentación del arco activo, contribuyendo a soportar la hipótesis previamente descrita. Los procesos de filtrado y realzado del dato gravimétrico satelital han demostrado poseer una destacable capacidad para diferenciar contrastes verticales y laterales de densidad asociadas a estructuras intra – corticales que comúnmente están asociados a procesos tectónicos en este tipo de márgenes. En el caso del margen oriental del Caribe, tanto el gradiente vertical (Figura 5.7) como el gradiente total (Figura 5.10), no sólo ilustran con claridad la segmentación rectilínea del arco activo, tal y como lo han propuesto los autores citados en los párrafos precedentes,

sino que adicionalmente, revelan la existencia de dos arcos o estructuras intra – corteza concéntricos alrededor del arco activo, el primero ubicado al este (que en este estudio se le ha denominado como ante – arco intra – cortical) y el segundo ubicado al oeste del arco activo (que en este estudio se le ha denominado como retro – arco intra – cortical), ambos también exhiben una variación norte – sur en sus firmas gravimétricas lo que sugiere que están asociados a las variaciones de la subducción del Atlántico. La segunda derivada vertical (Figura 5.9) refuerza la existencia de estos dos arcos y revela sus contactos tectónicos con respecto a las estructuras circundantes. Los dos arcos concéntricos probablemente sean los remanentes del retroceso de la lámina en subducción atlántica como consecuencia del desplazamiento lateral del Caribe hacia el este (Aitken et al., 2011). La fusión parcial de la lámina atlántica en subducción, y el consecuente material mantelar ascendente, genera una serie de intrusiones magmáticas (con forma de arco) dentro de la corteza caribeña, lo que ahora se visualiza como un significativo contraste de densidades con respecto a la placa circundante, fácilmente detectados por los gradientes verticales y totales. En la medida que la placa Atlántica retrocede hacia el este las intrusiones magmáticas continúan su desplazamiento sobre el mismo eje generando los distintos arcos (Figura 5.18). Como la placa Caribe se desplaza hacia el este con un movimiento trans – rotacional (desplazamiento oeste – este aunado a un movimiento norte – sur que genera rotación horaria debido a la indentación del bloque Maracaibo – Bonaire sobre la esquina sur-occidental del Caribe), la esquina norte del Caribe interactúa contra el Atlántico con mayor incidencia de lo que ocurre en el extremo sur (Figura 5.18). Adicionalmente la esquina sureña está sufriendo la influencia de la carga sedimentaria que proviene del río Orinoco, la cual deposita espesas secuencias sedimentarias sobre la placa Atlántica que a su vez funcionan como una carga supra – cortical que provoca la flexión de la placa y disminuyen el ángulo de subducción contra el Caribe (Figura 5.18). Como consecuencia, la lámina en subducción del Atlántico posee un menor ángulo de inclinación al sur comparado con el que posee al norte (Figura 5.18).

El pronunciado cambio de ángulo entre el norte y el sur de la placa Atlántica no puede ser resuelto mediante el simple combamiento de la lámina en subducción, por lo que deben generarse fallas de desgarre que permitan el libre movimiento mecánico de la lámina para ajustarse a los diferentes esfuerzos presentes en la zona (Figura 5.18).

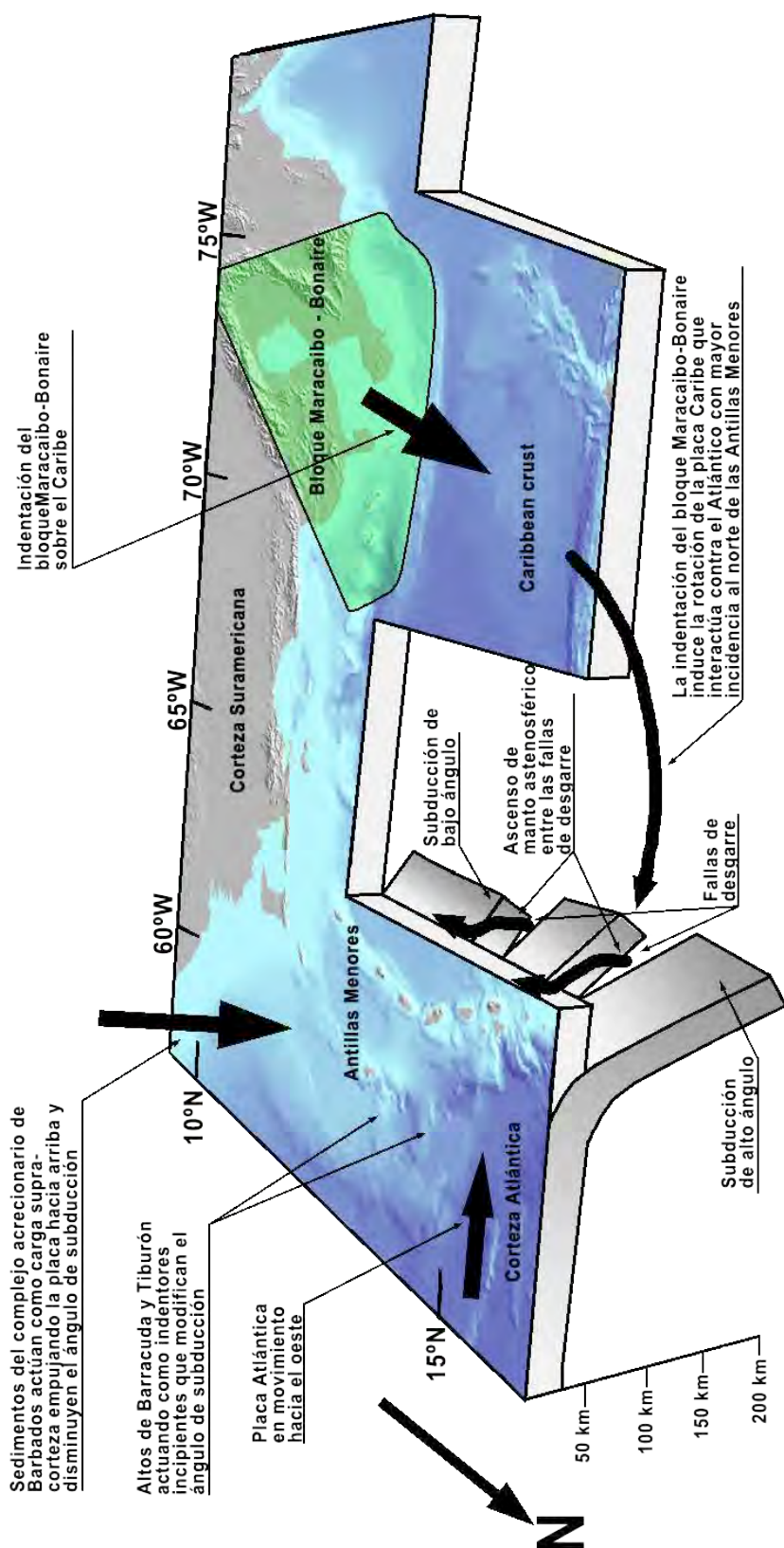


Figura 5.18 Modelo tectónico que ilustra la segmentación de la lámina en subducción del Atlántico por debajo del margen oriental del Caribe asociada a cambios en el ángulo de subducción y movimiento de placas.

Estos desgarres permiten que la lámina se fragmente en tres bloques con diferentes ángulos de subducción, donde el más pronunciado se ubica al norte (subducción de alto ángulo) y el menos pronunciado al sur.

Entre los desgarres de la lámina se filtra material astenosférico que explica las anomalías térmicas presentes en la corteza y que fueron ampliamente descritas en la sección correspondiente (Figuras 5.14 y 5.18).

Los altos de Barracuda y Tiburón se encuentran sobre el nodo de flexión de la subducción atlántica. Estas estructuras son indentores que incrementan la flotabilidad de la lámina subductante y coadyuvan a que el bloque intermedio posea un ángulo de subducción menos pronunciado con respecto al norte y más pronunciado con respecto a la subducción del bloque sureño (Figura 5.18).

Existen varias líneas de evidencias que soportan este modelo tectónico:

1. Las variaciones norte – sur de la distribución de los hipocentros sísmicos reportados por varios autores y estudios simológicos en el margen oriental del Caribe (Speed et al., 1993; Wadge and Shepherd, 1984). La zona Wadati - Benioff alcanza más de 200 km de profundidad al norte del arco, mientras que al sur solo alcanza hasta los 150 km de profundidad.
2. La evidente diferencia en la morfología superficial del margen. Al norte, la trinchera de Puerto Rico es la estructura característica y determina la posición geográfica del nodo de flexión de la placa Atlántica en subducción por debajo del Caribe, ubicada a tan solo 260 km de distancia horizontal con respecto a la posición del arco activo; mientras que al sur, la característica dominante es el complejo acrecionario de Barbados que distancia el nodo de flexión de la lámina subductante unos 450 km más al este, obligando a la placa Atlántica a entrar en una subducción con menor ángulo.
3. La espesa acumulación de sedimentos del complejo acrecionario de Barbados representa una carga supra – cortical para la placa Atlántica, forzándola a doblarse en sentido contrario al combamiento de flexión de la subducción y contribuyendo con un estilo de subducción de menor ángulo al sur (Ughi, 2011 y 2012). El origen de esta sedimentación marina fue postulado inicialmente por Westbrook (1975) quien sugirió que la sedimentación está controlada por flujos turbidíticos provenientes del río

- Orinoco. Recientemente, Carpentier et al. (2008) han proporcionado evidencias que soportan este origen al comparar los radioisótopos de Pb y Nd en los sedimentos colectados en tres sitios diferentes localizados sobre el prisma de acreción, en la isla de Barbados y el norte de la misma, sobre la placa Atlántica. Los resultados evidencian que la procedencia de los sedimentos al sur de la isla de Barbados son de carácter eminentemente continental, mientras que los que se encuentran al norte de la isla son de origen pelágico.
4. Audemard y Audemard (2002) postulan en su modelo tectónico para los Andes venezolanos, la existencia de compresión NO – SE entre el cratón de Guayana y el flanco oriental de Colombia que genera el levantamiento de los Andes de Mérida y la expulsión, en el Mioceno temprano, del bloque Maracaibo - Bonaire a través de los sistemas de falla de Boconó y Santa Marta – Bucaramanga. Esta expulsión produce el cabalgamiento de éste sobre la placa Caribe en la zona del cinturón de deformación del Caribe sur, lo que genera allí una subducción inducida de bajo ángulo, asísmica y sin actividad volcánica.
 5. El cabalgamiento del bloque de Maracaibo - Bonaire funciona como un indenter que empuja a toda la placa Caribe desde la esquina sur – occidental, induciéndole a ésta una rotación horaria que se traduce en una incidencia más fuerte de ella sobre su esquina nororiental contra el Atlántico. La evidencia de esta rotación se observa en la morfología de las islas más grandes de las Antillas Menores, ya que todas ellas poseen formas que se alargan en sentido norte – sur y en la edad de los volcanes sobre cada isla. Dos ejemplos muy claros de esto se encuentran en San Vicente, donde los centros de los estratovolcanes más antiguos (3 Ma) se ubican al sur, mientras que los más recientes (0,6 Ma) se ubican al norte (Rowley, 1978), y en Santa Lucía donde nuevamente los volcanes más antiguos (10 Ma) se ubican al sur y los más recientes (2,8 Ma) al norte (Lindsay et al., 2002). Si toda la placa rota en sentido horario, las plumas mantelares que se encuentran por debajo de ella y que son consecuencia de la subducción del Atlántico irán activando centros volcánicos diferentes que migrarán de sur a norte en la medida que la rotación se produce.

Considerando que el modelo planteado posee un elemento predictivo al proponer, sobre la base de los contrastes observados en los mapas de gradientes y los datos previamente descritos, la existencia de fallas de desgarre, queda como línea de investigación abierta el detallado estudio sismológico de este complejo margen con el propósito de determinar la real existencia de las citadas estructuras.

REFERENCIAS

- Aitken, T.; P. Mann; A. Escalona and G. Christeson (2011) Evolution of the Grenada and Tobago basins and implications for arc migration. In Mann P. and A. Escalona (eds.): Tectonics, basinal framework and petroleum systems of eastern Venezuela, the Leeward Antilles, Trinidad and Tobago and offshore areas. *Marine and Petroleum Geology*, Especial Issue, 28(1): 235-258.
- Amante, C. and B.W. Eakins (2009) ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. doi:10.7289/V5C8276M [03/01/2016].
- Audemard, F. E. and F. A. Audemard (2002) Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345: 299-327.
- Bird, D.; S. Hall; J. Casey and P. Millegan (1999) Tectonic evolution of the Grenada Basin. In Mann P. (ed.): *Sedimentary Basins of the World, Caribbean Basins*, 389-416.
- Bouysse, P. (1988) Opening of the Grenada back-arc basin and evolution of the Caribbean plate during the Mesozoic and early Paleogene. *Tectonophysics*, 149: 121-143.
- Bouysse, P. et P. Guennoc (1983) Données sur la structure de l'arc insulaire des Petites Antilles, entre Ste. Lucie et Anguilla. *Mar Geol.*, 53: 131-166.
- Boynton, C.; G. Westbrook; M. Bott; and R. Long (1979) A seismic refraction investigation of crustal structure beneath the Lesser Antilles arc. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 58: 371-393.
- Bowin, C. (1976) Caribbean gravity field and plate tectonics. *Geological Society of America Special Paper*, 169, 79 pp.
- Bowin, C. (1985) Gravity and geoid anomalies of the Caribbean Region: A progress report. 1st Geological Conference of the Geological Society of Trinidad and Tobago, 281-287.
- Bunce, E.; J. Phillips; R. Chase and C. Bowin (1970) The Lesser-Antilles arc and eastern margin of the Caribbean Sea. In Maxwell A. (ed.): *The Sea*. Wiley-Interscience, Hoboken, N. J., vol. 4, pp. 359-385.

- Carpentier, M.; C. Chauvel and N. Mattielli (2008) Pb-Nd isotopic constraints on sedimentary input into the Lesser Antilles arc system. *Earth and Planetary Science Letters*, 272: 199-211.
- Christensen, N. I. and W. Mooney (1995) Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view. *Journal of Geophysical Research*, 100(B6): 9761-9788.
- Christeson, G.; P. Mann; A. Escalona and T. Aitken (2008) Crustal structure of the Caribbean-northeastern South America arc-continent collision zone. *Journal of Geophysical Research*, 113, B08104: 1-19.
- Clark, S.; C. Zelt; M. B. Magnani and A. Levander (2008) Characterizing the Caribbean – South American plate boundary at 64°W using wide – angle seismic data. *Journal of Geophysical Research*, 113.
- Dorel, J. (1978) Sismicité et structure de l'arc des Petites Antilles et du bassin atlantique (Ph.D. thesis). University of Paris.
- Edgar, N.; J. Ewing and J. Hennion (1971) Seismic refraction and reflection in Caribbean Sea. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 55(6): 833-870.
- Ewing, J.; C. Officer; H. Johnson and R. Edwards (1957) Geophysical Investigations in the Caribbean: Trinidad shelf, Tobago trough, Barbados ridge, Atlantic Ocean. *Geological Society of America Bulletin*, 68: 897-912.
- Fink, L. (1972) Bathymetric and geologic studies of the Guadeloupe region. *Lesser Antilles arc: Marine Geology*, 12(4): 267-288.
- Förste, Ch.; S. Bruinsma; O. Abrikosov; J. Lemoine; T. Schaller; H. Götze; J. Ebbing; J. Marty; F. Flechtner; G. Balmino and R. Biancale (2014) EIGEN-6c4 The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2019 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. 5th GOCE User Workshop, Paris, 25-28/11/2014.
- Gardner, G.; L. Gardner and A. Gregory (1974) Formation velocity and density – The diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, 39: 770-780.
- International Center for Global Gravity Model – ICGEM (2016) Base de datos gravimétricos. Consulta en línea: <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/>.
- International Heat Flow Commission – IHFC (2018) Caribbean heat flow database. Online search: <http://www.geophysik.rwth-aachen.de/IHFC/index.html/>.
- Kane, M. F. (1962) A Comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, 27(4): 455-462.

- Keary, P. (1974) Gravity and seismic reflection investigation into the crustal structure of the Aves Ridge, eastern Caribbean. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 38: 435 – 448.
- Levander, A.; M. Schmitz; H. Avé-Lallemant; C. Zelt; D. Sawyer; M. B. Magnani; P. Mann; G. Christeson; J. Wright; G. Pavlis and J. Pindell (2006) Evolution of the Southern Caribbean plate boundary. *EOS*, 87(9): 97-100.
- Lindsay, J.; J. David; J. Shepherd and J. Ephraim (2002) Volcanic hazard assessment for Saint Lucia, Lesser Anilles. Technical Report, Seismic Research Unit, University of the West Indies, pp. 46.
- Magnani, M. B.; C. Zelt; A. Levander and M. Schmitz (2009) Crustal structure of the South American – Caribbean plate boundary at 67° from controlled source seismic data. *Journal of Geophysical Research*, 114.
- Marsh, B. (1979) Island arc development: some observations, experiments and speculations: *Journal of Geology*, 87: 687-713.
- Martin-Kaye, P. (1969) A summary of the geology of the Lesser Antilles: *Overseas Geol. Mineral. Res. G.B.*, 10(2): 172-206.
- Maury, R.; G. Westbrook; P. Baker; P. Bouysse and D. Westercamp (1990) Geology of the Lesser-Antilles. In Dengo, G. and J. Case (eds.): *The Caribbean región*. Geological Society of America, Vol. H: 141-166.
- Nafe, J. and C. Drake (1963) Physical properties of marine sediments. *The Sea*, Hill Interscience Publishers, N.Y. London, vol. 3, pp. 794-815.
- Nagy, D. (1966a) The prism method for terrain corrections using digital computers. *Pure Applied Geophysics*, 63: 31-39.
- Nagy, D. (1966b) The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, 31: 362-371.
- Nemec, M. (1980) A two phase model for the tectonic evolution of the Caribbean. *Transactions of 9th Caribbean Geological Conference*, Santo Domingo, 23 – 34.
- Officer, C.; J. Ewing; R. Edwards and H. Johnson (1957) Geophysical investigations in the eastern Caribbean, Venezuela Basin, Antilles island arc and Puerto Rico. *Geological Society of America Bulletin*, 28: 359-378.
- Pinet, B.; D. Lajat; P. Le Quellec and P. Bouysse (1985) Structure of Aves Ridge and Grenada Basin from multichannel seismic data. In Mascle, A. (ed.): *Géodynamique des Caraïbes*, Technip, Paris, pp. 53-64.
- Pollack, H.; S. Hurter and J. Johnson (1993) Heat flow from the earth interior: analysis of global data set. *Reviews of Geophysics*, 31(3): 267-280.

- Ranneft, T. (1976) Understanding segmentation of island arcs aids exploration. *Oil & Gas Journal*, 15: 114-118.
- Rowley, K. (1978) Late Pleistocene pyroclastic deposits of Soufriere Volcano, St. Vincent. *Geological Society of America Bulletin*, 89: 825-835.
- Shurbet, G.; G. Lynn; J. Worzel and J. Lamar (1956) Gravity observations at sea in USS Diablo (Puerto Rico). *Bulletin Geodesique*, 42(226): 51-60.
- Speed, R.; P. Smith-Horowitz; K. Perch-Nielsen; J. Saunders and A. Sanfilippo (1993) Southern Lesser Antilles Arc Platform: Pre-late Miocene Stratigraphy, Structures and Tectonic Evolution. In *GSA Special Paper*, Geological Society of America, 277: 1-98
- Speed, R.; G. Westbrook; A. Mascle; B. Biju Duval; J. Ladd; J. Saunders; S. Stein; J. Schoonmaker and J. Moore (1984) Lesser Antilles Arc and adjacent terranes. *Atlas 10, Ocean Margin Drilling Program, Regional Atlas series*, Woods Hole, MA (Marine Science International).
- Stoiber, R. and M. Carr (1973) Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central Americas: *Bulletin of Volcanology*, 37(3): 304-323.
- Talwani, M.; G. Sutton; H. Worzel and J. Lamar (1959) A crustal section across the Puerto Rico trench. *Journal of Geophysical Research*, 64(10): 1545-1555.
- Tomblin, J. (1975) The Lesser Antilles and Aves Ridge, In Narin, A., and F. Stehli (eds.) *The Ocean Basins and Margins*, 3: 467-500.
- Ughi, A. (2011) Flexión litosférica en la zona de subducción oceánica Caribe-Atlántico: características elásticas y edad de las placas: *Geología Colombiana, Edición Especial*, 36(1): 73-90.
- Ughi, A. (2012) Estudio gravimétrico de la estructura cortical en la cuenca de Grenada y las Antillas Menores. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(2): 432-449.
- Van der Hilst, R. (1990) Tomography with P, PP and pP delay-time data and the three-dimensional mantle structure below the Caribbean region. *Geol. Ultraiectina*, 67, 250 pp.
- Wadge, G. and J. Shepherd (1984) Segmentation of the Lesser Antilles subduction zone: *Earth and Planetary Science Letters*, 71: 297-304.
- Westbrook, G. (1975) The structure of the crust and upper mantle in the region of Barbados and the Lesser Antiles. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 43: 201-242.
- Worzel, J.; J. Lamar; G. Shurbet and G. Lynn (1955) Gravity measurements in the Virgin Islands: *Geological Society of America Bulletin*, v. 66, n. 12, p. 1638.

Ysaccis, R. (1997) Tertiary evolution of the northeastern Venezuela offshore. Ph.D. Thesis, Rice University, Houston, Texas, 285 pp.

Epílogo

Los márgenes de placa estudiados en esta investigación exhiben una diferenciación morfológica a lo largo de los mismos; en el caso del margen meridional del Caribe, la sección occidental se caracteriza por una zona de subducción de bajo ángulo, mientras que la sección oriental se caracteriza por una trinchera oceánica (trinchera de Los Roques). Esta misma diferenciación morfológica se observa en el margen oriental, donde la sección norte está dominada por la trinchera de Puerto Rico, la cual determina la posición geográfica del nodo de flexión de la placa Atlántica en subducción por debajo del Caribe ubicada a tan solo 260 km de distancia horizontal con respecto a la posición del arco activo; mientras que al sur, la característica dominante es el complejo acrecionario de Barbados que distancia el nodo de flexión de la lámina subductante unos 450 km más al este, obligando a la placa Atlántica a entrar en una subducción con menor ángulo. Por otro lado, la densidad y distribución espacial de los focos sísmicos a lo largo de los márgenes también muestra diferencias significativas. La sección occidental del margen meridional exhibe una abundante densidad de sismos dentro de un amplio rango de magnitudes que abarca todo el bloque Bonaire, mientras que la sección central del mismo margen muestra una menor ocurrencia de sismos. Sobre el margen oriental la zona Wadati - Benioff alcanza más de 200 km de profundidad al norte del arco, mientras que al sur solo alcanza hasta los 150 km de profundidad.

Las marcadas diferencias entre los extremos de cada margen, tanto desde el punto de vista morfológico como sismogénico, sugieren que existen diferencias en la forma y geometría de la interacción entre las placas que circundan al Caribe en sus fronteras sur y este.

Las investigaciones de gravimetría regional que se han realizado hasta la fecha sobre el margen meridional del Caribe, han tenido como objetivos fundamentales determinar las características de la subducción de éste por debajo de Suramérica, evaluar la isostasia regional del norte de Suramérica e identificar la ubicación y características del límite entre ambas placas. La mayoría de estas investigaciones se han caracterizado por producir modelos de tipo cortical, son pocas las excepciones que han desarrollado modelos litosféricos y que en general, siguen los postulados de una placa Caribe en subducción profunda por debajo de la sección occidental de Venezuela y en subducción de poca profundidad por debajo de la sección oriental. Este modelo le confiere a la placa Caribe una geometría tipo cuña que se adentra e interactúa profundamente por debajo del occidente venezolano en la región de los Andes de

Mérida y Falcón, y prácticamente desaparece hacia la región de la cuenca Oriental de Venezuela. Una subducción con estas características implicaría que la lámina en subducción profunda en la región occidental produciría un efecto de tracción que incrementaría la flexión litosférica del norte de Suramérica, desplazaría el nodo de flexión más al sur y aumentaría las dimensiones de la cuenca antepaís en esta zona; no obstante, los estudios de isostasia regional realizados en la zona no han demostrado la existencia de una geometría similar, ya que la configuración tectónica actual con el nodo de flexión ubicado en el límite norte del cratón de Guayana, las alturas de las cordilleras del sistema montañoso del Caribe (carga litostática generadora de la flexión), las dimensiones de las cuencas de Guárico, Falcón y Barinas – Apure y las anomalías gravimétricas se pueden ajustar con una subducción poco profunda sin necesidad de la carga flexural adicional aportada por la tracción generada por la subducción de una lámina profunda. Por otra parte, los mismos estudios de isostasia demuestran que el espesor elástico tanto en el bloque Bonaire como en el margen meridional del Caribe está adelgazado a consecuencia de la presencia de anomalías de flujo térmico inferidas a niveles corticales en estas regiones. Con base en la necesidad de evaluar la vinculación entre la tectónica, la gravimetría y el flujo de calor en los márgenes objeto de estudio, en esta investigación se adiciona a los tradicionales estudios de gravimetría, la información de flujo térmico y se incorpora al modelado litosférico.

En el caso del margen meridional, se evidencia lo innecesario de una configuración de subducción profunda para el occidente venezolano, ya que las anomalías gravimétricas satelitales son fácilmente ajustadas por una litosfera caribeña de subducción poco profunda sin necesidad de aplicarle al modelo significativas variaciones laterales de densidad. El modelo tectónico propuesto para el marge meridional del Caribe se caracteriza por una lámina caribeña en subducción que se encuentra acoplada a la litosfera Suramericana en la región occidental de Venezuela, específicamente debajo de la cuenca de Falcón. Para la región central de Venezuela, se postula una subducción no adosada a la litosfera Suramericana lo que permite el ascenso de la astenosfera que explica las anomalías térmicas observadas en la zona. El desacople de la lámina en subducción se hace menos notorio al este sobre la sección oriental; sin embargo, la inclinación en el ángulo de subducción se hace mayor.

El adegalzamiento cortical de Falcón propuesto con base en estudios de gravimetría y confirmado posteriormente con sísmica profunda, es fácilmente ajustado en el modelo gravimétrico y se vincula con las anomalías térmicas observadas hacia el este. Por otro lado, la indentación del bloque Maracaibo – Bonaire contra el Caribe juega un rol preponderante al impulsar la subducción inducida de éste último y su rotación horaria sobre su esquina nororiental, lo que induce un movimiento compresivo en la esquina suroriental del Caribe; este movimiento podría explicar el incremento de ángulo en la subducción al este del escarpe de Aves, el cual a su vez, explica la formación de la trinchera de Los Roques.

El margen oriental del Caribe exhibe aún mayor diferenciación norte – sur en el arco de las Antillas Menores, tanto en su morfología superficial, como en su geología, actividad volcánica y las estructuras corticales existentes dentro del arco. La segmentación rectilínea del arco es otra de las características superficiales que ha sido vinculada a una variación norte – sur de la zona Wadati – Benioff del Atlántico. Esto incluye también variaciones norte – sur en la distribución de los hipocentros de sismos, en el ángulo de buzamiento y en la profundidad de la lámina de subducción atlántica por debajo del Caribe como ya se mencionó. El análisis de los datos apoya la hipótesis que el arco activo en la actualidad no es continuo, sino que está fragmentado en al menos tres bloques con claras diferencias tectónicas controladas por la forma y características que posee la lámina de subducción del Atlántico.

Los datos de gravimetría satelital analizados durante el desarrollo de la presente investigación también muestran la diferenciación norte – sur asociada a la fragmentación del arco activo, contribuyendo a soportar la hipótesis previamente descrita. Los procesos de filtrado y realzado del dato gravimétrico satelital han demostrado poseer una destacable capacidad para diferenciar contrastes verticales y laterales de densidad asociadas a estructuras corticales que comúnmente están vinculados a procesos tectónicos en este tipo de márgenes. En el caso del margen oriental del Caribe, tanto el gradiente vertical como la señal analítica, no sólo ilustran con claridad la segmentación rectilínea del arco activo, sino que adicionalmente, revelan la existencia de dos arcos o estructuras intra – corteza concéntricos alrededor del arco activo, el primero ubicado al este (que en este estudio se le ha denominado como ante – arco intra – cortical) y el segundo ubicado al oeste del arco activo (que en este estudio se le ha denominado como retro – arco intra – cortical), ambos también exhiben una

variación norte – sur en sus firmas gravimétricas lo que sugiere que están asociados a las variaciones de la subducción del Atlántico. La segunda derivada vertical refuerza la existencia de estos dos arcos y revela sus contactos tectónicos con respecto a las estructuras circundantes. Los dos arcos concéntricos probablemente sean los remanentes del retroceso de la lámina en subducción atlántica como consecuencia del desplazamiento lateral del Caribe hacia el este. La fusión parcial de la lámina atlántica en subducción, y el consecuente material mantelar ascendente, genera una serie de intrusiones magmáticas con forma de arco dentro de la corteza caribeña, lo que ahora se visualiza como un significativo contraste de densidades con respecto a la placa circundante. En la medida que la placa Atlántica retrocede hacia el este, las intrusiones magmáticas continúan su desplazamiento sobre el mismo eje generando los distintos arcos. Como la placa Caribe se desplaza hacia el este con un movimiento trans – rotacional (desplazamiento oeste – este aunado a un movimiento norte – sur que genera rotación horaria debido a la indentación del bloque Maracaibo – Bonaire sobre la esquina suroccidental del Caribe), la esquina norte del Caribe interactúa contra el Atlántico con mayor incidencia de lo que ocurre en el extremo sur. Adicionalmente, la esquina sureña está sufriendo la influencia de la carga sedimentaria que proviene del río Orinoco, la cual deposita espesas secuencias sedimentarias sobre la placa Atlántica que a su vez funcionan como una carga supra – cortical que provoca la flexión de la placa y disminuyen el ángulo de subducción contra el Caribe. Como consecuencia, la lámina en subducción del Atlántico posee un menor ángulo de inclinación al sur comparado con el que posee al norte.

El pronunciado cambio de ángulo entre el norte y el sur de la placa Atlántica no puede ser resuelto mediante el simple combamiento de la lámina en subducción, por lo que deben generarse fallas de desgarre que permitan el libre movimiento mecánico de la lámina para ajustarse a los diferentes esfuerzos presentes en la zona. Estos desgarres permiten que la lámina se fragmente en tres bloques con diferentes ángulos de subducción, donde el más pronunciado se ubica al norte y el menos pronunciado al sur. Entre los desgarres de la lámina se filtra material astenosférico que explica las anomalías térmicas presentes en la corteza.

Los altos de Barracuda y Tiburón se encuentran sobre el nodo de flexión de la subducción atlántica. Estas estructuras son indentores que incrementan la flotabilidad de la lámina subductante y coadyuvan a que el bloque intermedio posea un ángulo de subducción

menos pronunciado con respecto al norte y más pronunciado con respecto a la subducción del bloque sureño.

Finalmente, este trabajo deja algunas líneas de investigación abiertas que quedan como recomendación para futuros trabajos; por ejemplo, corroborar la existencia y determinar las características sismológicas de las fallas de desgarre propuestas para el margen oriental, evaluar las implicaciones sobre el margen septentrional del modelo tectónico propuesto aquí y evaluar de forma más precisa las características y origen de la anomalía de flujo de calor determinada en el margen meridional con el fin de inferir su génesis y vinculación con la tectónica reciente del noroccidente de Venezuela.

**EDICIONES DE LA ACADEMIA NACIONAL DE LA
INGENIERÍA Y EL HÁBITAT
Caracas, 2021**

ISBN: 978-980-18-1861-8





En Gravimetría y tectónica de los márgenes meridional y oriental de la Placa Caribe, se abordan los resultados del más reciente estudio, con base en datos de gravimetría satelital, realizado en esta región de tectónica activa. El libro inicia con una recopilación de las condiciones morfológicas, tectónicas y sismológicas generales de la región Caribe, así como una revisión de las principales escuelas de pensamiento sobre su origen y geodinámica. En los capítulos siguientes se realiza una exhaustiva recopilación de las teorías que se han postulado para explicar la formación de los dos márgenes considerados en la obra, así como el estudio gravimétrico propiamente, para concluir con una discusión final de los modelos propuestos y los resultados obtenidos que estructuran el rompecabezas completo de la compleja tectónica de esta placa.

ISBN: 978-980-18-1861-8



9 789801 818618