

Estudio gravimétrico de la estructura cortical en la cuenca de Grenada y las Antillas Menores

Antonio Ughi

*Laboratorio de Interpretación del Subsuelo, Departamento de Geofísica,
Universidad Central de Venezuela, Ciudad Universitaria de Caracas,
Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Caracas 1041-A, Venezuela.
antonio.ughi@ucv.ve*

RESUMEN

La cuenca de Grenada es la estructura geológica que separa al alto de Aves del arco de las Antillas Menores, tiene una forma cóncava con 140 km de ancho y 600 km de longitud aproximadamente. A lo largo de los años se han propuesto varios modelos geodinámicos para explicar la apertura y posterior formación de la cuenca de Grenada basados en la orientación preferencial de las anomalías magnéticas, datos geológicos, modelos gravimétricos y datos sísmicos profundos. Hay 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.

Otra alternativa es que la cuenca de Grenada se formó como consecuencia del desplazamiento de la zona de subducción hacia el este, para luego ser intrusionada por el arco de las Antillas Menores y ser separada de la cuenca de Tobago (Christeson et al., 2008, J. Geophys. Res., 113,1-19; Aitken et al., 2011, Marine and Petroleum Geology, 28(1), 235-258).

En esta investigación se utilizaron datos de anomalía de gravedad altimétrica junto con datos de batimetría y topografía analizados con técnicas de tratamiento de señales y filtrado para desarrollar modelos gravimétricos sobre perfiles que cortan la zona de subducción entre las placas Caribe y Atlántica. Los resultados obtenidos permitieron encontrar evidencias concretas de la existencia de segmentos corticales asociados a la migración hacia el este del arco de islas; dichos segmentos no sólo se evidenciaron en el arco actualmente activo sino que se logró determinar la existencia de una prolongación del mismo hacia el sur conectándolo con el basamento cortical de las Antillas de Sotavento y la isla de Margarita, esta última aparece como la expresión morfológica en superficie más sureña del arco de las Antillas Menores y, además, se evidencia que este arco está conectado en profundidad con las estructuras que generan los máximos gravimétricos en la zona de la cuenca de Grenada, lo que sugiere que, efectivamente, el basamento de estas estructuras es similar y fue separado por la intrusión del arco volcánico de las Antillas Menores.

Palabras clave: Antillas Menores, cuenca de Grenada, subducción, tectónica, geodinámica.

ABSTRACT

The Grenada basin is a geological structure that separates the Aves swell from the Lesser Antilles; it has a concave shape with 140 km width and 600 km length. Several geodynamical models have been proposed to explain the opening and later formation of the Grenada basin, based on magnetic anomalies, geological data, gravity and deep seismic data. There is a broad range of alternative models to explain the opening of the basin, which consider north-south or east-west orientations, through all intermediate options.

An alternative model considers that the Grenada basin formed as result of the rollback of the Atlantic slab to the east and then the primitive basin was intruded by the Lesser Antilles island arc separating the Grenada and Tobago basins (Christeson et al., 2008, J. Geophys. Res., 113,1-19; Aitken et al., 2011, Marine and Petroleum Geology, 28(1), 235-258).

In this research I used enhanced altimetric gravity, topography and bathymetry data to develop gravity models along profiles crossing the Caribbean – Atlantic subduction zone. The obtained results show evidence of cortical structures associated with the migration of the island arc to the east. The cortical blocks are also visible as a cortical prolongation of the Lesser Antilles linked to the cortical basement of the Leeward Antilles and Margarita Island. The Margarita Island appears to be the most southern superficial morphological expression of the Lesser Antilles island arc.

Palabras clave: Lesser Antilles, Grenada basin, subduction, tectonics, geodynamics.

INTRODUCCIÓN

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 1). 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, 1979; Bouysse y Guennoc, 1983; Bouysse *et al.*, 1985; Bouysse, 1988).

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 (Figura 1), fue volcánicamente activo desde el Eoceno al Mioceno Temprano, mientras que el arco interior (Figura 1) o arco reciente (ubicado al oeste) fue activo desde el Mioceno Tardío hasta el Presente (Bouysse, 1984).

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).

Hacia el oeste, el arco de islas delimita la cuenca de Grenada (Figura 1), la cual 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 Saba.

Morfológicamente, la sección sur que constituye las dos terceras partes de la superficie de la cuenca, está caracterizada por una plataforma muy plana con un promedio de profundidad de 2900 m, alcanzando en algunos lugares hasta los 3000 m y según Uchupi (1975) está rellena con 7 km de sedimentos. Hacia el norte la batimetría se hace más superficial y la forma del fondo marino más “rugosa” con crestas y valles que discurren hacia el arco de islas volcánico de las Antillas Menores.

La estructura y características geofísicas de la cuenca

de Grenada 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 y Westbrook (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 que muestra un patrón muy similar a la fisiografía superficial de la cuenca. Según Speed y Westbrook (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. 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-SW pero tampoco descartan la presencia de fallas rumbo-deslizantes dextrales. Según Nemeč (1980) la cuenca de Grenada termina al norte del banco Saba en un graben asimétrico con un flanco oriental escarpado. Los sedimentos que recubren esta estructura son planos y buzanan 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 y Westbrook, 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°0'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

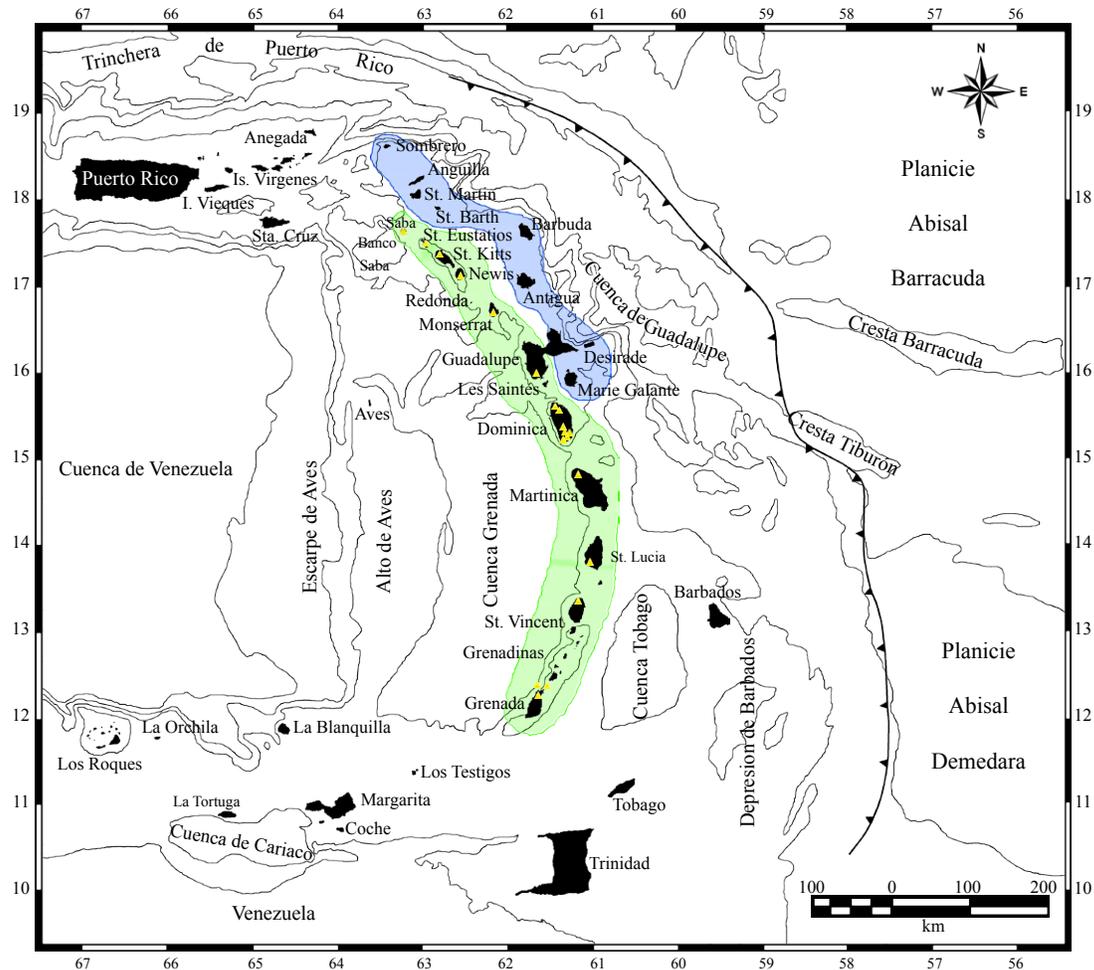


Figura 1. Mapa de la región oriental del Caribe en donde se ilustran sus principales características morfológicas como el alto de Aves, la cuenca de Grenada, el arco de las Antillas Menores, Puerto Rico y la sección oriental de las Antillas Mayores, las islas de Margarita, Trinidad y Tobago, Venezuela 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 verde corresponde al arco interior y el área azul al arco exterior (Modificado de Bouysse, 1988).

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 y Westbrook, 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).

Al oeste de la cuenca de Grenada se encuentra el alto de Aves (Figura 1), un accidente topográfico del suelo marino coronado en su parte norte por la isla de Aves, que divide 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 (Fox *et al.*, 1971; Nagle, 1972; Fox y Heezen, 1975; Clark *et al.*, 1978; Bouysse *et al.*, 1985; Bouysse, 1988).

Algunos autores piensan que puede ser la continuación oriental del arco de las Antillas Mayores (Speed y Westbrook, 1984), mientras que otros autores sostienen que se trata de un arco abandonado previo a la apertura de la cuenca de Grenada y la formación del arco de las

Antillas Menores (*e.g.*, Bouysse, 1988; Bouysse *et al.*, 1990; Audemard, 2003).

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).

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 por Christeson *et al.* (2008) sobre una sección sísmica que corta la zona sur-oriental del Caribe, 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.

La presente investigación, enmarcada dentro del proyecto GEODINOS (Geodinámica Reciente del límite Norte de la placa Suramericana), pretende dilucidar los procesos tectónicos que permitieron la formación de la cuenca de Grenada a partir de la interpretación de los datos altimétricos de gravedad e inferir el proceso geodinámico que generó su apertura como una cuenca ante-arco.

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 (Le 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 las Antillas Menores se han registrado 34 erupciones volcánicas históricas, de las cuales 21 han ocurrido durante el Siglo XX; nueve registradas en los volcanes de las islas de Guadalupe, Martinica, St. Vicent, 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 Le 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).

APERTURA DE LA CUENCA DE GRENADA

A lo largo de los años se han propuesto varios modelos geodinámicos para explicar la apertura y posterior formación de la cuenca de Grenada basados en la orientación preferencial de las anomalías magnéticas, datos geológicos, modelos gravimétricos y datos sísmicos profundos (Tomblin, 1975; Bouysse, 1988; Pindell y Barrett,

1990; Bird *et al.*, 1999; Christeson *et al.*, 2008; Aitken *et al.*, 2011). Estos modelos han producido 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 (Figura 2).

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 Paleógeno) de la zona de subducción y el segundo involucra un desplazamiento hacia el oeste del alto de Aves (Figura 2a). En el primer caso las rocas más antiguas de La Désirade 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 sido 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 (Figura 2d) dejando una huella magnética característica. 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.

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 2b). 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.

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. Según este modelo, las Antillas Neerlandesas, las Antillas Menores y las Antillas Mayores

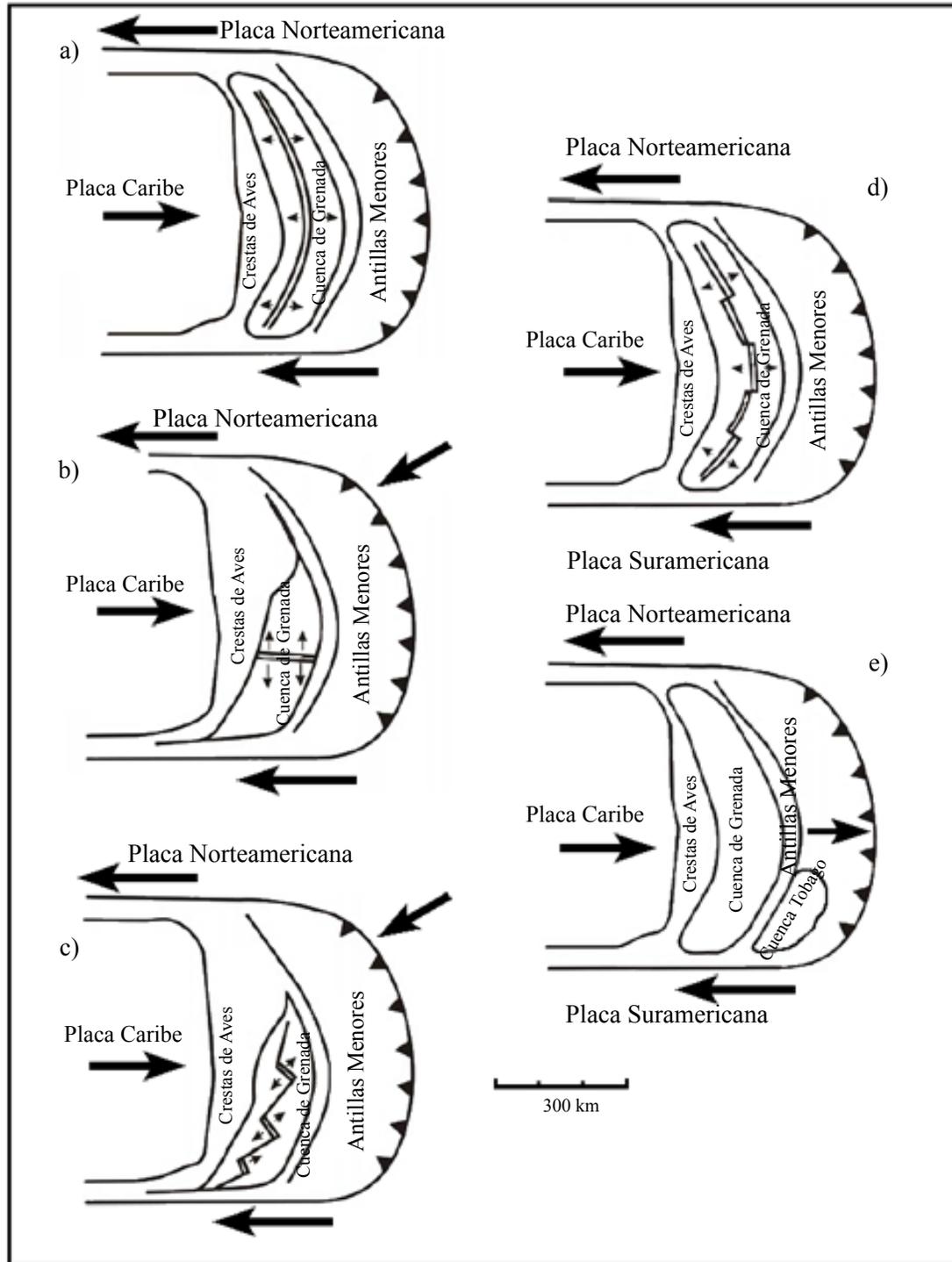


Figura 2. Distintos modelos que explican la apertura de la cuenca de Grenada. (a) Extensión este-oeste y apertura de la cuenca a partir de la separación del alto de Aves (Tomblin, 1975). (b) Modelo de apertura de la cuenca mediante la separación norte-sur del piso oceánico según Pindell y Barrett (1990). (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).

formaron un arco continuo durante el Mesozoico, antes que la placa Caribe se introdujera entre las dos placas americanas. Posteriormente, el piso marino se expandió hacia el final de Cenozoico con una orientación noreste-suroeste en forma segmentada desde el sur de la cuenca y progresando lentamente con el tiempo hacia el norte (Figura 2c).

Desplazamiento de la zona de subducción

Aitken *et al.* (2011) plantean un modelo completamente diferente para explicar la formación de la cuenca de Grenada. Utilizando 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. En contraposición Aitken *et al.* (2011) proponen que 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 Antillas Menores, lo que originó la separación de la primitiva cuenca en dos secciones como las conocemos hoy (Figura 2e). 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.

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 solo 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.

PROCESAMIENTO DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS

La fuente de los datos batimétricos y topográficos utilizados en esta investigación proviene del Centro Nacional de Datos Geofísicos de E.E.U.U. (National Geophysical Data Center (NGDC) – NOAA (2009)). La tabla de datos está compuesta por una malla regular de 2.5 minutos de arco, es decir, 4.6 km aproximadamente, para un total de 47654 mediciones de altimetría (batimetría y topografía satelital)

dentro del área de estudio (Figura 3).

La información gravimétrica utilizada en esta investigación también fue recopilada a partir de la base de datos del Centro Nacional de Datos Geofísicos de E.E.U.U. La base de datos está compuesta por una malla regular de 2.5 minutos de arco, para un total de 47654 mediciones de gravedad altimétrica que coincide con la malla de topografía/batimetría. Los datos corresponden a gravedad de Aire Libre (Figura 4a) a los cuales se les aplicaron las correcciones de topografía y Bouguer (con una densidad de 2.67 g/cm³) para generar la malla de anomalía de Bouguer completa (Figura 4b).

El mapa de Aire Libre (Figura 4a) muestra el máximo gravimétrico sobre la cadena de islas de las Antillas Menores, su conexión con las Antillas Mayores a través de la isla de Puerto Rico, y hacia el sur la conexión con la isla de Margarita.

El mapa de anomalía de Aire Libre (Figura 4a) muestra las estructuras morfológicas que caracterizan la región del Caribe, éstas son de oeste a este: la cuenca de Venezuela la cual es una plataforma oceánica típica, que en este tipo de mapas presenta valores de anomalía negativos de 10 a -50 mGals. Hacia la zona central del mapa se observan tres estructuras paralelas y alineadas en dirección norte - sur, el alto de Aves al oeste con un rango de valores de anomalía de 0 a 60 mGals, la cuenca de Grenada con valores de anomalía desde -10 hasta -100 mGals y la cadena de islas de las Antillas Menores con valores de gravedad de 0 a 230 mGals. Por último, al noreste del mapa se observa la franja que corresponde a la fosa oceánica que separa el arco de islas de la placa Atlántica en subducción por debajo del Caribe; esta fosa es observable en el mapa entre 14°N – 19°N y 59°W – 64°W con los valores más negativos desde -100 hasta -280 mGals.

El mapa de anomalía de Bouguer (Figura 4b), muestra como las placas oceánicas del Caribe y del Atlántico, a pesar de ser zonas de topografía deprimida, poseen los mayores valores de anomalía de Bouguer, debido a que la constitución litológica de estas estructuras les confiere una alta densidad lo que origina el valor elevado de la anomalía.

El arco de islas de las Antillas Menores y el alto de Aves están representados en el mapa de anomalía de Bouguer por un rango de valores de gravedad similar que oscila entre 70 y 120 mGals (Figura 4b). Este rango es bastante bajo comparado con los valores de gravedad del resto de las estructuras principales observadas tanto en la cuenca de Grenada como en la cuenca de Venezuela, y es consistente con los resultados aportados por estudios de flujo termal de la parte oriental del Caribe (Clark *et al.*, 1978; Christeson *et al.*, 2008), ya que si tanto las Antillas Menores con el alto de Aves son arcos volcánicos, este último extinto, el flujo termal en estas zonas debería ser mucho mayor, lo que disminuiría la densidad de los cuerpos de roca y por lo tanto el valor de la anomalía de Bouguer.

Una vez obtenido el mapa de Bouguer se realiza la separación de las componentes regional y residual que con-

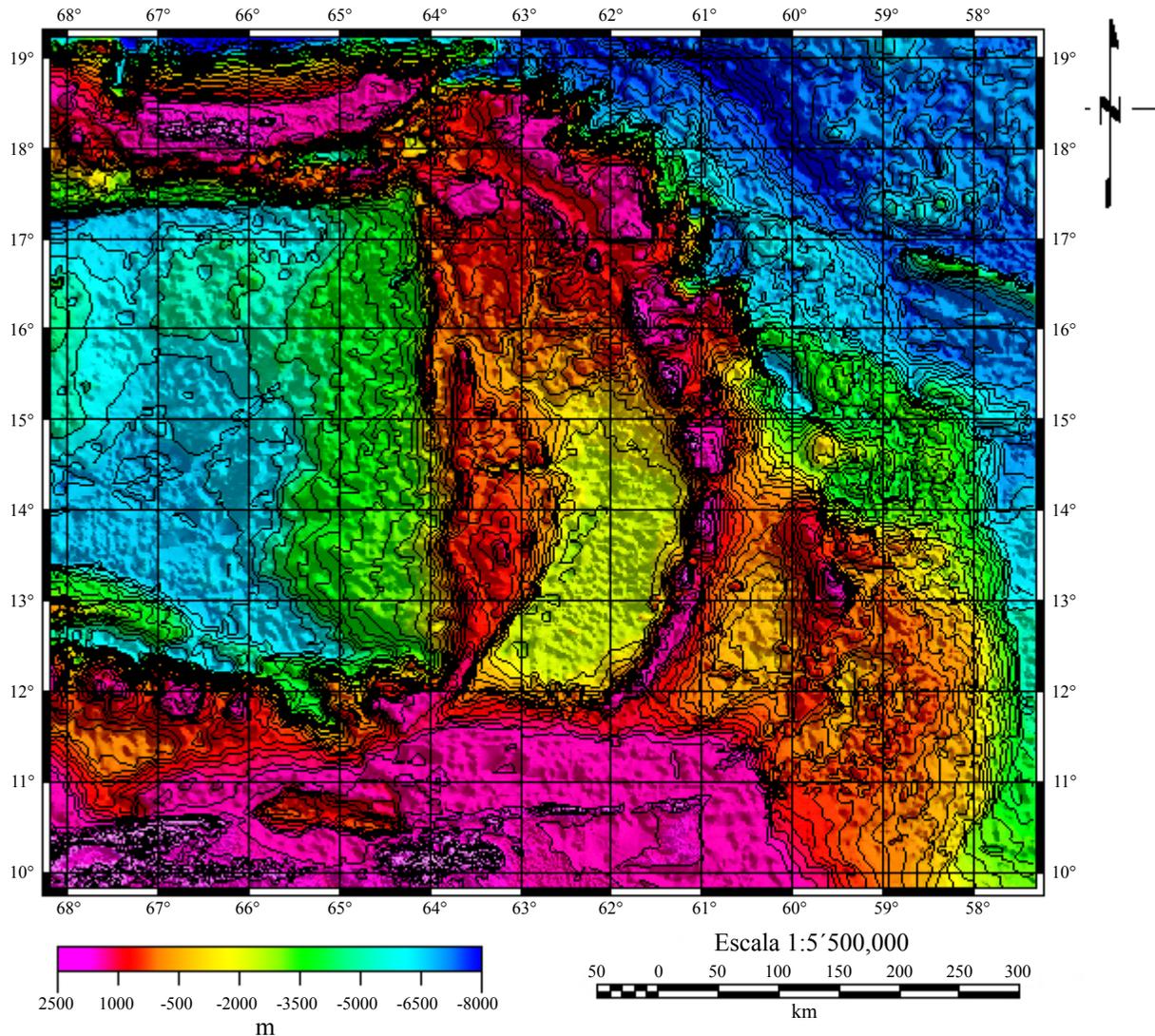


Figura 3. Mapa batimétrico para la región oriental del Caribe construido a partir de 47.654 mediciones de altimetría. Se aprecia con claridad la costa de Venezuela, las islas de las Antillas Menores y la cuenca de Granada. El mapa está construido con interpolación por mínima curvatura, elipsoide WGS 84. Fuente: NGDC-NOAA (2009).

forman la señal completa del mapa de Bouguer, la primera es la expresión gravimétrica de las estructuras más profundas y de larga longitud de onda, mientras que la segunda es la expresión gravimétrica de las estructuras más someras y de menor longitud de onda pero mayor amplitud. La separación de las tendencias regionales y residuales se realizó con continuación analítica de campo hacia arriba para cuatro niveles por encima del nivel de referencia (nivel medio del mar): 10, 20, 40 y 60 km (Figura 5).

Se estimaron las profundidades de las fuentes generadoras de las anomalías principales a través del método de análisis espectral dando como resultado 217 km para la fuente profunda, 145 km para las fuentes intermedias y 32 km para las fuentes someras.

La validación estadística de los datos de gravedad se utilizó para verificar que la respuesta gravimétrica es debida, principalmente, a las estructuras de larga longitud de onda

(estructuras profundas), ya que el estudio que se está realizando es de carácter regional (macro-escala). Si éste es el caso, el histograma de frecuencias de los datos de gravedad deberá tener una distribución normal en donde la moda, la mediana y la media aritmética sean similares en valor.

El histograma de frecuencia para los datos de anomalía de Aire Libre (Figura 6) muestra una distribución claramente normal y unimodal; sin embargo, el histograma de anomalía de Bouguer (Figura 6) muestra dos modas principales, la primera en 117 mGals y la segunda en torno a los 350 mGals. Esta separación bimodal de los datos de gravedad revela la coexistencia de dos estructuras principales generadoras de anomalías gravimétricas, la primera representada por las cortezas oceánicas del Caribe y el Atlántico que se caracterizan por poseer anomalías de Bouguer de más de 300 mgals y la segunda está representada por todo el conjunto de cuencas sedimentarias que se localizan entre las dos placas

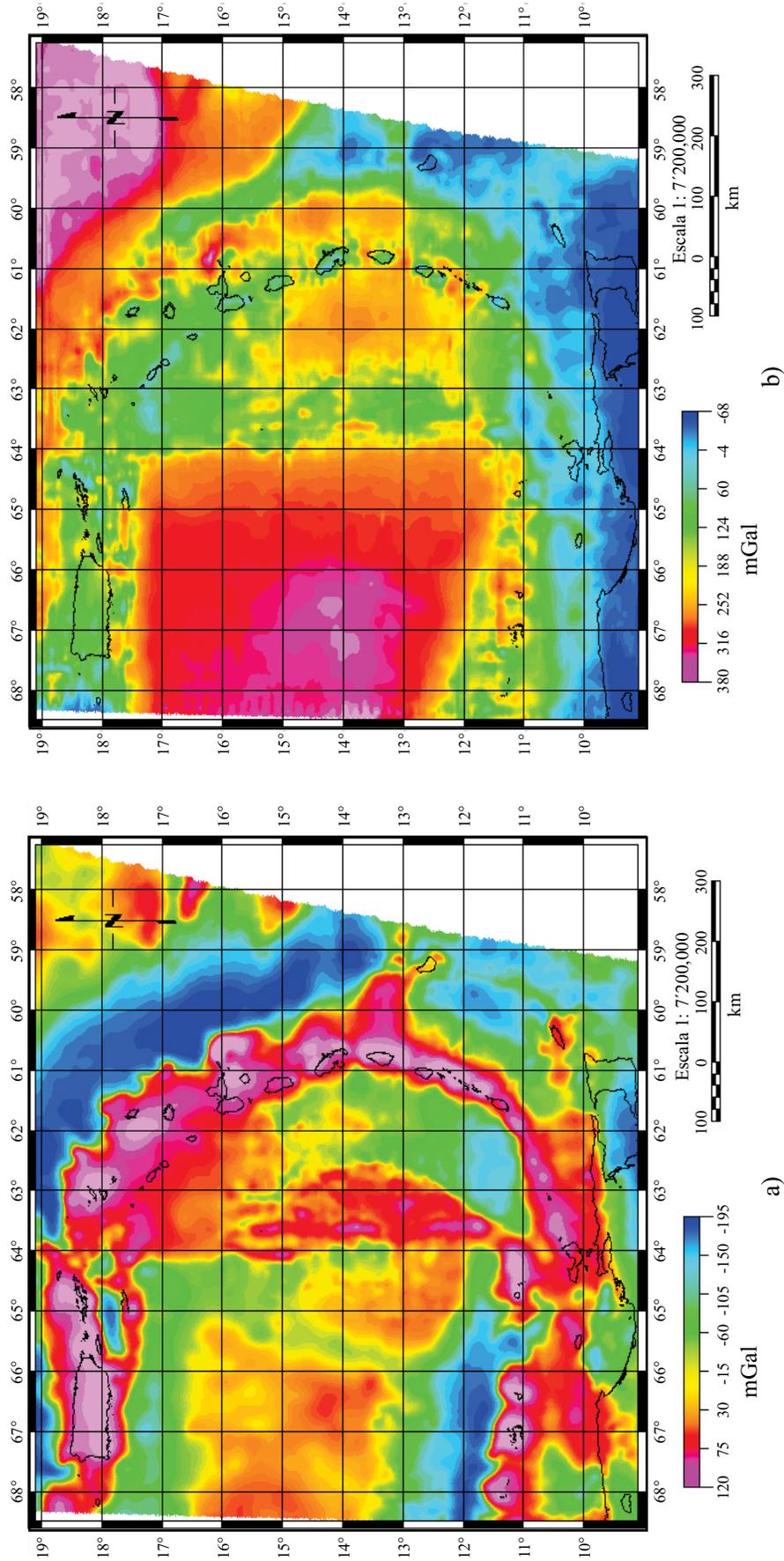


Figura 4. Mapas de anomalías de Aire Libre (a) y Bouguer completa (b) para la zona en estudio. Los mapas fueron generados con interpolación por mínima curvatura, elipsoide WGS-84, utilizando una base de datos de 47654 mediciones de gravedad altimétrica y batimetría para la corrección por Bouguer y topográfica. La densidad utilizada es de 2.67 g/cm³. En ambos mapas se colocó la línea de costa como referencia de ubicación. Fuente: NGDC-NOAA (2009).

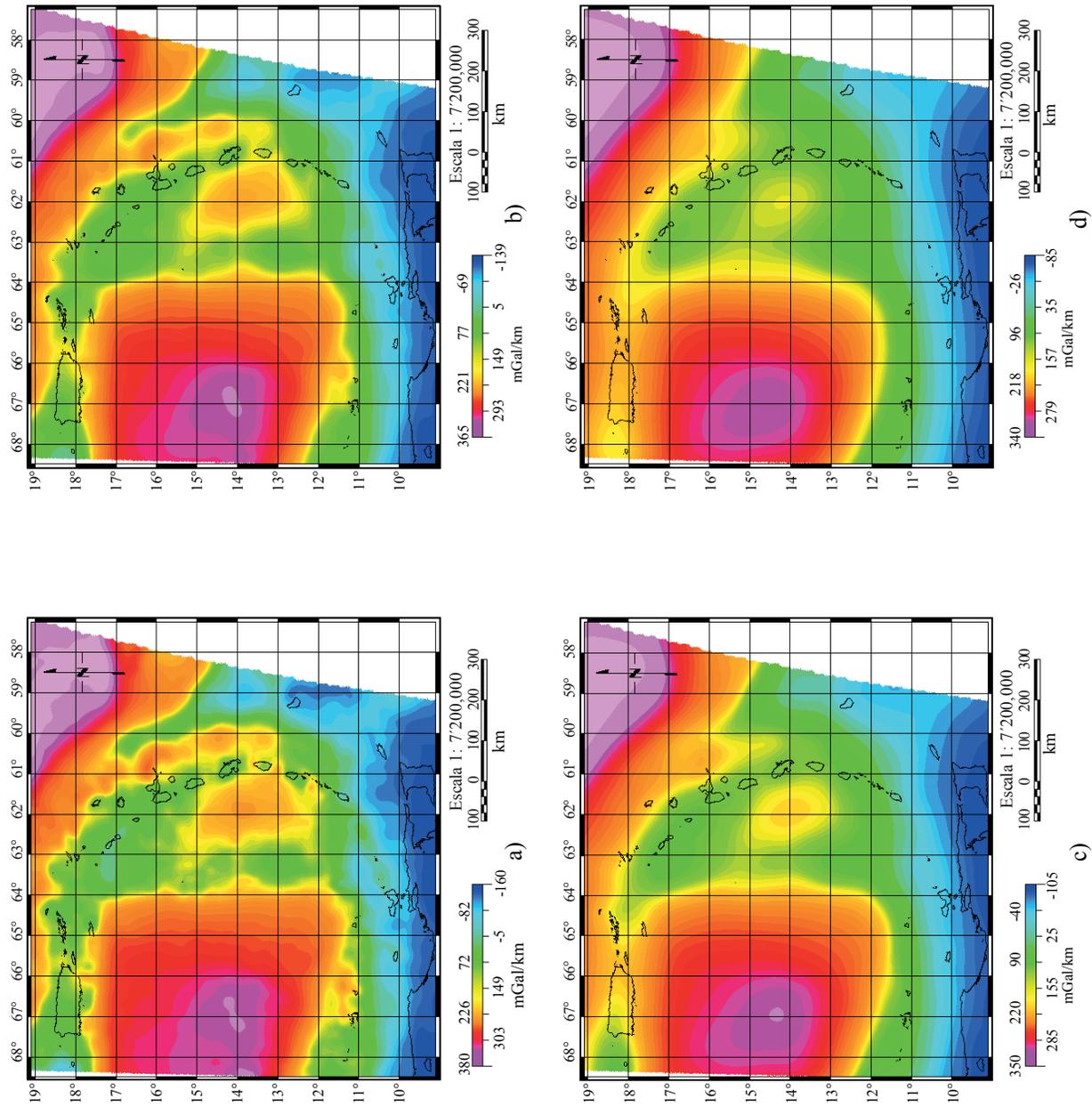


Figura 5. Mapas de continuación analítica de campo hacia arriba de la región oriental del Caribe. a) Mapa de continuación analítica de campo hacia arriba a 10 km. b) Mapa de continuación analítica de campo hacia arriba a 20 km. c) Mapa de continuación analítica de campo hacia arriba a 40 km. d) Mapa de continuación analítica de campo hacia arriba a 60 km.

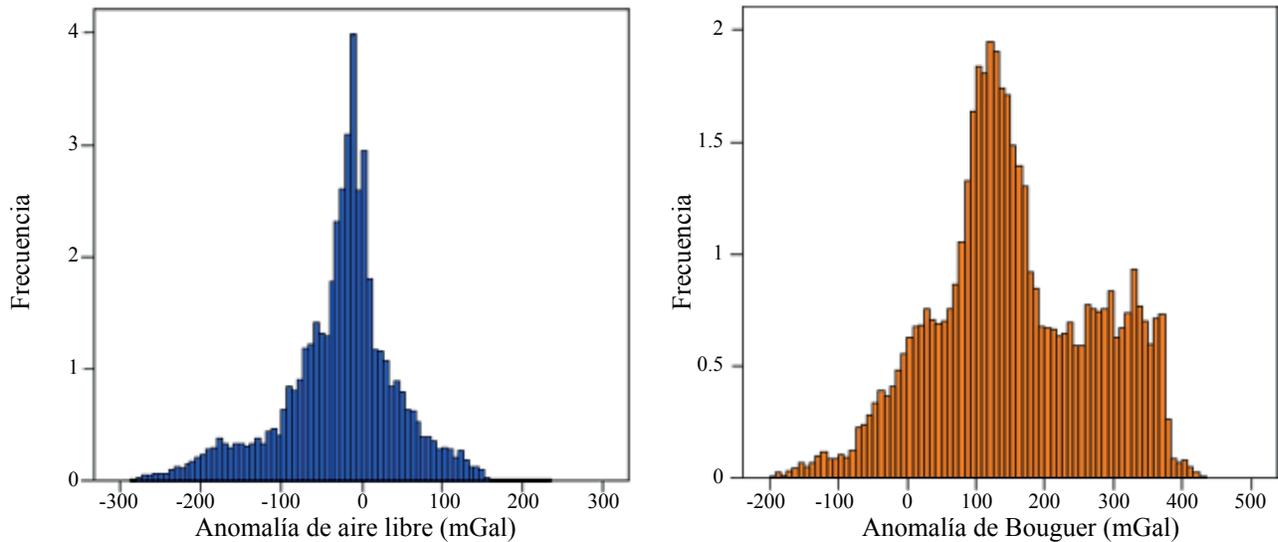


Figura 6. Histogramas de frecuencias para los datos de gravedad, lado izquierdo datos de anomalía de Aire Libre; lado derecho anomalía de Bouguer completa. Obsérvese como el histograma para la anomalía de Bouguer está compuesto por dos modas claramente definidas que pueden ser relacionadas con estructuras de diferente composición y densidad.

citadas anteriormente. Tal separación no se evidencia en los datos de Aire Libre, ya que éstos están influenciados por la topografía – batimetría de la zona y, por ende, se establece una anomalía similar para todas las zonas topográficamente deprimidas (placas oceánicas y cuencas sedimentarias) sin distinción de su composición litológica y contrastes de densidades.

ANÁLISIS DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS

En el mapa de continuación analítica de campo (Figura 7b) se puede identificar que existe una separación o segmentación de la estructura cortical que constituye la base de la cuenca de Grenada y el arco de islas de las Antillas Menores, más aún, esta segmentación se manifiesta con una prolongación de las anomalías positivas (60 a 100 mGals/km) al sur del paralelo de 14°N (Figura 7b), interdigitándose con las anomalías positivas de la plataforma continental venezolana al este de la isla de Margarita, tal prolongación corresponde con el arco insular volcánico de las Antillas Menores mientras que el segmento oriental ubicado en la zona de ante-arco podría representar la separación de la base de la corteza oceánica de la cuenca de Grenada.

Los rangos de valores de anomalía residual de la cuenca de Grenada, arco de islas y cuenca de Venezuela son similares (50 a 100 mGals/km), mientras que el alto de Aves es claramente identificable por poseer anomalías residuales negativas desde 0 hasta -30 mGals/km.

Los mapas procesados con una combinación de continuación analítica de campo y derivada direccional de primer grado en el eje Z permitieron confirmar la existencia de segmentos en las estructuras corticales profundas. Por ejemplo, el mapa de la derivada Z aplicada sobre una

continuación analítica de campo a 10 km sobre el nivel de referencia (Figura 8), revela valores de máximos gradientes de densidad (0.5×10^{-3} a 1.8×10^{-3} mGals/km) en forma de anillos concéntricos en torno a la cuenca de Grenada. El primer anillo abarca el archipiélago de Los Roques y las islas de La Blanquilla y La Orchila, el segundo segmento (anillo central) se prolonga desde la isla de Margarita hasta la isla de Sta. Lucía y el tercer anillo, más externo hacia el Atlántico, va desde la isla de Grenada hasta el norte de Puerto Rico.

Resulta interesante destacar que las islas de las Antillas Menores coinciden con el rango de gradientes de densidad de menor valor (-0.9×10^{-3} a -2.2×10^{-3} mGals/km) que se intercalan entre los anillos; más aún, las islas con mayor actividad volcánica (Grenada, St. Vincent, Martinica, Dominica, Guadalupe y Monserrat) coinciden con los menores valores de gradiente de densidad (Figura 8), mientras que las Grenadinas que son volcánicamente inactivas muestran gradientes de densidad mayores (1.8×10^{-3} mGals/km). Este efecto puede deberse a que estas islas al ser volcánicamente activas presentan plumas mantelares próximas a la superficie lo que pudiera originar la disminución de la densidad como resultado del incremento del gradiente térmico. En el caso del segmento sur que comprende la isla de Margarita y el archipiélago de Los Roques, las anomalías son positivas, ya que la actividad ígnea ha cesado y el gradiente termal ha disminuido, aumentando por consiguiente la densidad de los cuerpos de roca y el valor del gradiente de densidad.

La cuenca de Grenada presenta gradientes de densidad en el rango de 0.1×10^{-3} a 0.7×10^{-3} mGals/km, mientras que la cuenca de Tobago (Figura 8) se presenta como una estructura con un gradiente mucho menor con un rango de -0.9×10^{-3} a -0.1×10^{-3} mGals/km.

La isla de Barbados (compuesta por rocas sedimen-

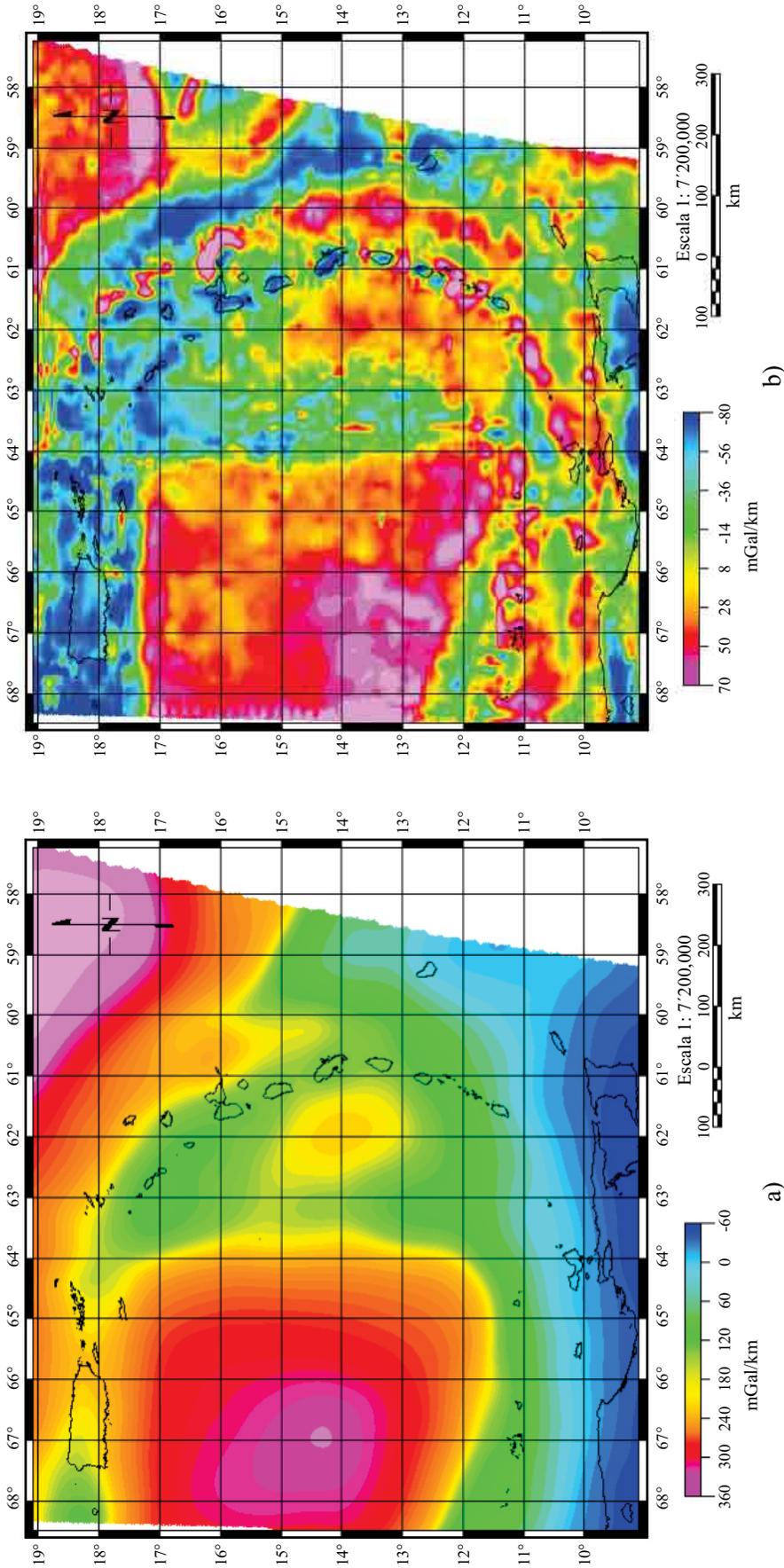


Figura 7. a) Mapa de continuación analítica de campo hacia arriba a 40 km seleccionado como el mejor ajuste de la tendencia regional. b) Residual del mapa de continuación analítica de campo hacia arriba a 40 km calculado como la diferencia entre el mapa de anomalía de Bouguer completa. En ambos mapas se colocó la línea de costa como referencia de ubicación.

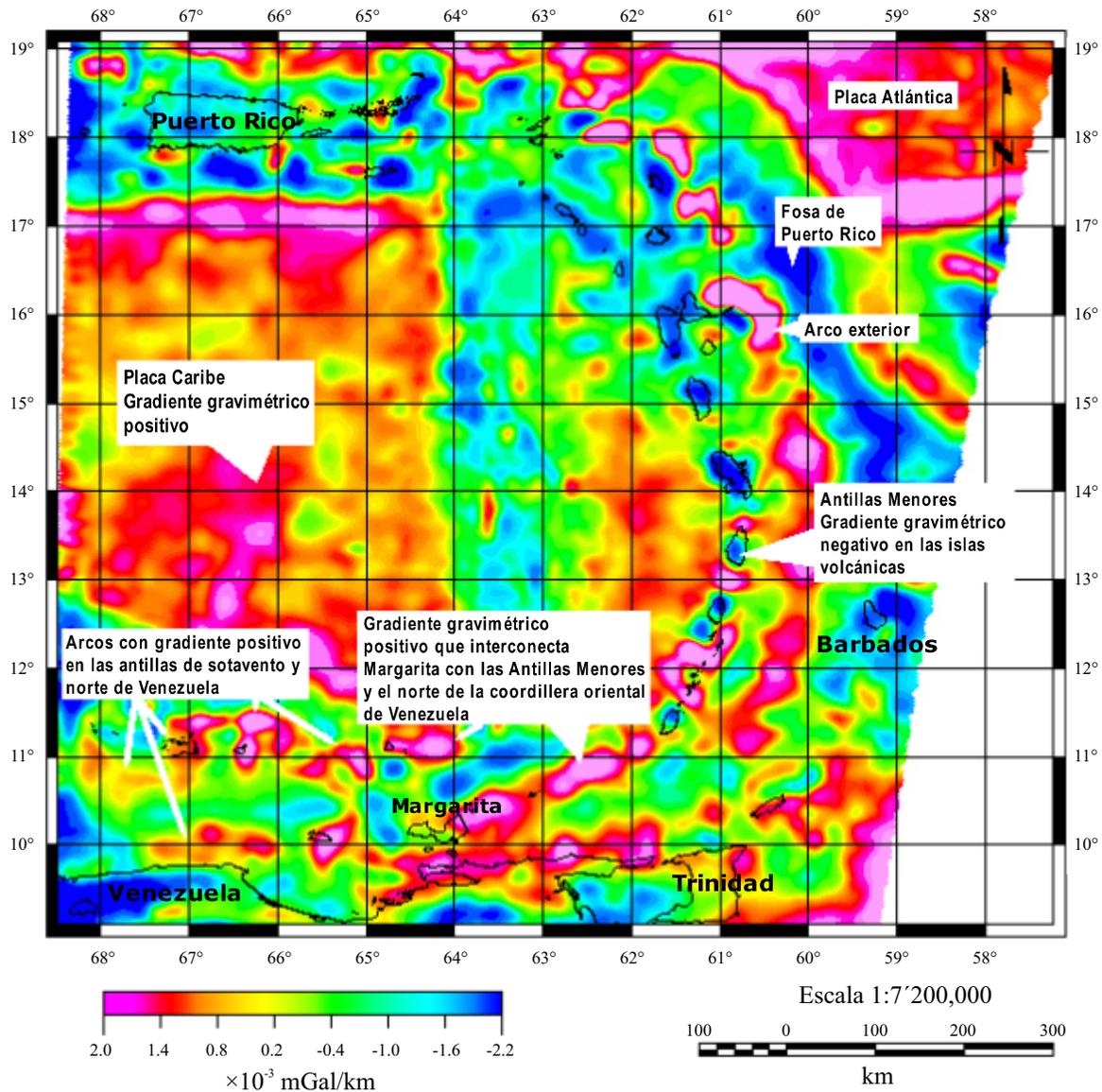


Figura 8. Mapa de anomalía de Bouguer procesada mediante una combinación de filtros de continuación analítica de campo de 10 km hacia arriba y derivada direccional de grado 1 en el eje Z. Se colocó la línea de costa como referencia de ubicación.

tarias) presenta un bajo gradiente de densidad de -1.8×10^{-3} mGals/km, mientras que la isla de Tobago muestra un escenario completamente diferente con un gradiente de densidad de 0.7×10^{-3} mGals/km.

Otro aspecto destacable de la Figura 8 es el alto de Aves, el cual posee rangos de gradientes de densidad desde -1.5×10^{-3} hasta -0.1×10^{-3} mGals/km.

MODELADO GRAVIMÉTRICO

Para el modelado gravimétrico se escogieron tres perfiles perpendiculares a las principales anomalías observadas a lo largo del margen oriental de la placa Caribe en donde se integró toda la información disponible recopilada para esta

investigación. Para efectos de facilidad en la explicación, los perfiles se denominaron como “perfil norte”, “perfil central” y “perfil sur”.

El perfil norte (Figura 9) corta las anomalías positivas de las placas Caribe y Atlántica, secciona perpendicularmente la anomalía correspondiente a la trinchera oceánica de Puerto Rico y las porciones norteñas del alto de Aves y las Antillas Menores en las cercanías de la isla Monserrat.

El perfil central (Figura 10) parte del límite oriental de la cuenca de Venezuela y atraviesa la parte central del alto de Aves, pasa por la porción norte de la cuenca de Grenada, por la isla de Martinica y las anomalías positivas que marcan el ante-arco de las Antillas Menores.

El perfil sur (Figura 11) pasa por la parte sur del alto de Aves y de la cuenca de Grenada, corta la cadena de islas

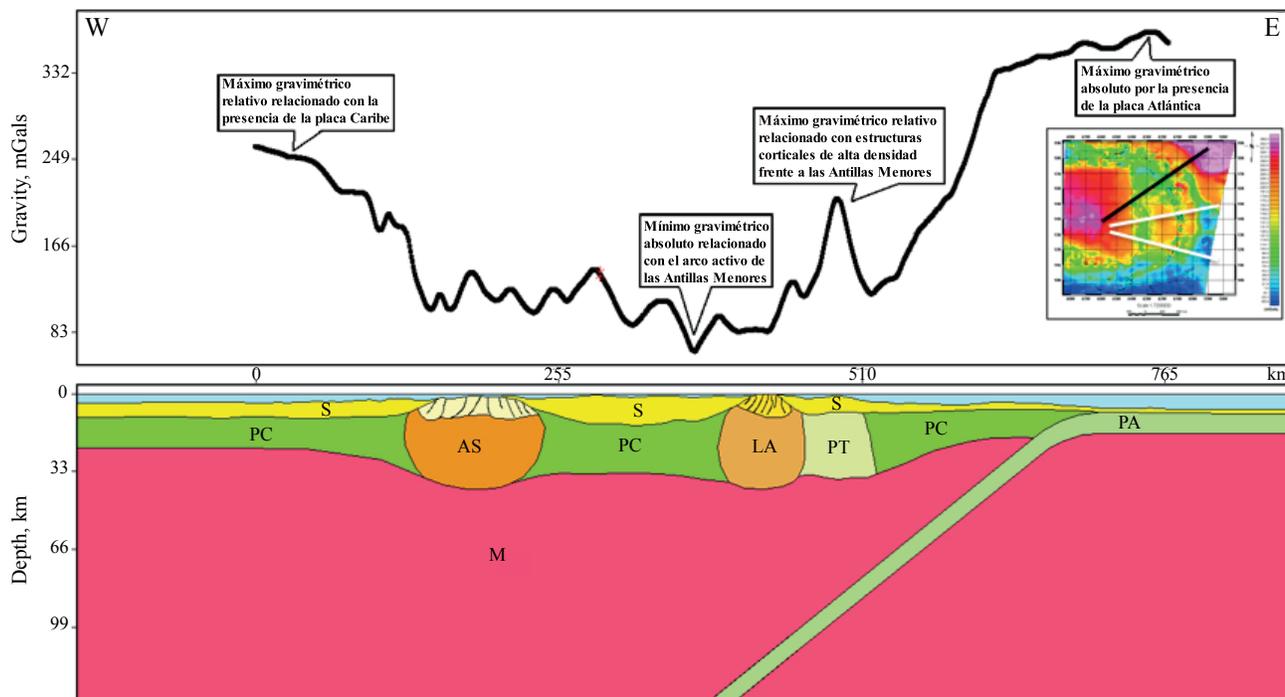


Figura 9. Modelo gravimétrico bidimensional del perfil norte. En la parte superior la anomalía de Bouguer del perfil ajustada y en la parte inferior el modelo que produjo el mejor ajuste restringido con toda la información disponible. Alto de Aves (AS), Antillas Menores (LA), placa Caribe (PC), placa Atlántica (PA), placa transicional (PT), sedimentos (S), manto (M).

de las Antillas Menores en Las Grenadinas y pasa por el prisma de acreción de Barbados en su sección sur que es la más extensa.

El mejor ajuste de los modelos gravimétricos se logró al representar la placa Caribe con un espesor de 12 a 14 km y una densidad de 2.70 g/cm^3 , el espesor de sedimentos depositados sobre la placa Caribe tiene un espesor de 2 a 6 km con una densidad de 2.30 a 2.40 g/cm^3 . Estos resultados son consistentes con los datos aportados por Speed y Westbrook (1984), Bird *et al.* (1999) y Christeson *et al.* (2008) como se sintetiza en la Tabla 1.

La corteza oceánica de la cuenca de Grenada es representada con un espesor de 16 a 19 km y una densidad de 2.70 g/cm^3 lo que concuerda con el trabajo de Speed y Westbrook (1984), en donde la corteza más espesa es la del perfil central. Los sedimentos depositados sobre la cuenca poseen un espesor de 15 a 17 km en el perfil norte y disminuye progresivamente hacia el sur hasta los 12 km; este resultado es consistente con el modelo propuesto por Christeson *et al.* (2008) quienes utilizando sísmica profunda generaron un modelo que también reproduce un adelgazamiento cortical de norte a sur en la cuenca.

Las cortezas del arco de islas de las Antillas Menores y del alto de Aves están esencialmente formadas por el mismo tipo de material; sin embargo, si hay diferencias en el flujo térmico debajo de las dos estructuras, ya que el alto de Aves es un arco volcánico extinto por lo que debería estar más frío, mientras que las Antillas Menores es el arco volcánico activo actualmente. Esta diferencia se traduce

en una disminución de la densidad del arco activo (2.64 a 2.66 g/cm^3) con respecto al arco extinto (2.66 a 2.70 g/cm^3).

Para la placa Atlántica se obtuvo el mejor ajuste en los modelos gravimétricos al representarla con una densidad uniforme de 2.80 g/cm^3 y un espesor de 8 a 10 km, presentando el mayor espesor hacia el perfil sur. El ángulo de subducción se incrementa de sur a norte lo que es consistente con los resultados de Van der Hilst (1990) e Ysaccis (1997) quienes 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.

Los sedimentos depositados sobre la placa Atlántica tienen una densidad de 2.30 a 2.40 g/cm^3 y el espesor aumenta de norte a sur desde 2 a 13 km en la zona del prisma de acreción de Barbados.

Los resultados más destacados que aportan los modelos gravimétricos están relacionados con el adelgazamiento de la corteza transicional que se encuentra entre el arco de islas de las Antillas Menores y la zona de subducción del Atlántico, así como la segmentación del bloque de corteza que originalmente debió pertenecer a la corteza oceánica de la cuenca de Grenada. Este bloque segmentado posee un espesor y densidad similar a la corteza de la cuenca de Grenada (20 km y 2.70 g/cm^3 respectivamente) y se va adelgazando progresivamente hasta 15 km.

Los anillos de alto valor de gradiente de densidad que se identificaron en los mapas de continuación de campo y

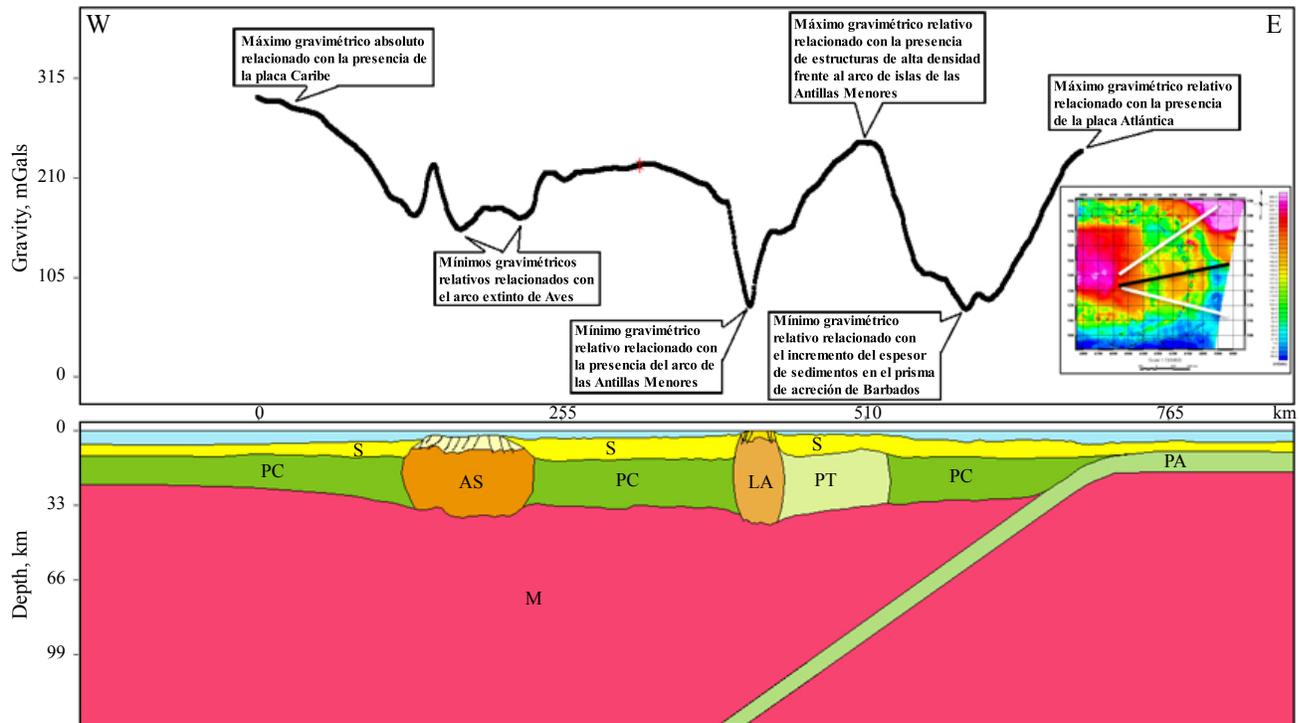


Figura 10. Modelo gravimétrico bidimensional del perfil central. En la parte superior la anomalía de Bouguer del perfil ajustada y en la parte inferior el modelo que produjo el mejor ajuste restringido con toda la información disponible. Alto de Aves (AS), Antillas Menores (LA), placa Caribe (PC), placa Atlántica (PA), placa transicional (PT), sedimentos (S), manto (M).

derivada direccional (Figuras 7 y 8) se representan en los modelos gravimétricos como estructuras de corteza transicional de 20 a 25 km de espesor.

DISCUSIÓN

Se ha especulado ampliamente sobre la posibilidad que la cuenca de Grenada sea el remanente atrapado del desplazamiento de la zona de subducción desde el área del alto de Aves hasta su posición actual al este de las Antillas Menores; sin embargo, hasta ahora los datos geológicos y geofísicos recopilados sólo permitieron sustentar algunos modelos basados en la expansión lateral u oblicua de la cuenca de Grenada (Tomblin, 1975; Bouysse, 1988; Pindell y Barrett, 1990 y Bird *et al.*, 1999).

Datos modernos de sismica profunda (Christeson *et al.*, 2008; Aitken *et al.*, 2011) han permitido sustentar una solución geodinámica completamente diferente para la formación de la cuenca de Grenada y su relación con el alto de Aves y las Antillas Menores. Estos modelos muestran una cuenca de Grenada que ha quedado aislada, no por la expansión del piso oceánico siguiendo algún patrón geométrico determinado, sino por la intrusión del arco de islas de las Antillas Menores como consecuencia del desplazamiento lateral de la zona de subducción hacia el este entre el Caribe y el Atlántico.

Si efectivamente este fue el proceso de formación de

la cuenca de Grenada (Christeson *et al.*, 2008; Aitken *et al.*, 2011) deben haber quedado evidencias de bloques corticales de similares características a ambos lados del arco que, a su vez, deberían generar huellas características observables en los datos de gravedad de la zona.

Finalmente, existe mucha información en publicaciones científicas referidas al arco de las Antillas Menores que propone la existencia de dos arcos segmentados, que además poseen historias geológicas diferentes con edades, períodos de actividad volcánica y formación de secuencias sedimentarias también diferentes (Martin-Kaye, 1969; Bouysse, 1979; 1984; Andreieff *et al.*, 1987; 1988; Bouysse *et al.*, 1990).

El análisis de los datos gravimétricos realizado en esta investigación permitió encontrar evidencias concretas de la existencia de segmentos corticales asociados a la migración del arco de islas hacia el este; dichos segmentos no sólo se evidenciaron en el arco actualmente activo sino que se logró determinar la existencia de una prolongación del mismo hacia el sur conectándolo con el basamento cortical de las Antillas de Sotavento y la isla de Margarita.

Este resultado sugiere que durante el proceso de retroceso de la zona de subducción de la placa Atlántica, desde su posición debajo del alto de Aves durante el Paleoceno, hasta su posición actual debajo del arco de islas de las Antillas Menores, la cuenca de Grenada fue segmentada por la intrusión del nuevo arco volcánico generando el bloque remanente en la zona oriental del mismo.

Las teorías previas basadas en datos gravimétricos (Bird *et al.*, 1999), sugieren una expansión del piso oceánico debido a que los modelos gravimétricos 2D no muestran cambios en la composición ni geometría de las capas corticales en la cuenca de Grenada ni en el arco de islas de las Antillas Menores. Estos modelos fueron obtenidos a partir de mallas de datos gravimétricos dispersos adquiridos en barco y no permitieron identificar cambios laterales en la composición ni estructura cortical de la placa Caribe. Otros modelos propuestos a partir de datos de anomalía de Aire Libre (Christeson *et al.*, 2008) sólo fueron utilizados como comparación con los modelos generados a partir de datos sísmicos. Resulta riesgoso usar la anomalía de Aire Libre para modelar estructuras corticales profundas ya que ésta sólo refleja las variaciones topográficas y no los cambios laterales de densidad en la corteza.

CONCLUSIONES

Los mapas de continuación analítica de campo hacia arriba y derivada de primer orden en Z calculados sobre una malla regular de datos altimétricos de gravedad, resultaron ser de gran utilidad para identificar sutiles modificaciones del campo gravitatorio que están relacionadas con variaciones en los contrastes de densidad de las rocas a niveles corticales intermedios y profundos.

Se logró identificar con claridad la existencia de continuidad lateral de estas variaciones sutiles que han sido interpretadas como los remanentes de, por lo menos, tres estructuras con forma de arcos concéntricos alineados en torno al alto de Aves y la cuenca de Grenada.

Los resultados también revelaron la existencia de dos arcos concéntricos ubicados al sur del alto de Aves, el primero presenta expresiones morfológicas en superficie representadas por las islas de La Orchila y La Blanquilla y por el archipiélago de Los Roques. El segundo más al sur, sólo presenta como expresión morfológica en superficie la isla de La Tortuga; sin embargo, se prolonga hacia el este hasta la Península de Paria y hacia el oeste bordeando la costa norte de Venezuela y en el mapa de continuación analítica a 10 km con derivada direccional en Z se evidencia que incluso se conecta con la isla de Tobago.

La isla de Margarita aparece como la expresión morfológica en superficie más sureña del arco de las Antillas Menores, y es además resaltante como este arco está conectado en profundidad con las estructuras que generan los máximos gravimétricos en la zona de la cuenca de Grenada, como se evidencia en los mapas de continuación analítica de campo, lo que sugiere que efectivamente el basamento de estas estructuras es similar y fue separado por la intrusión del arco volcánico de las Antillas Menores.

Los modelos tectónicos propuestos hasta ahora han sugerido una apertura del piso oceánico como consecuen-

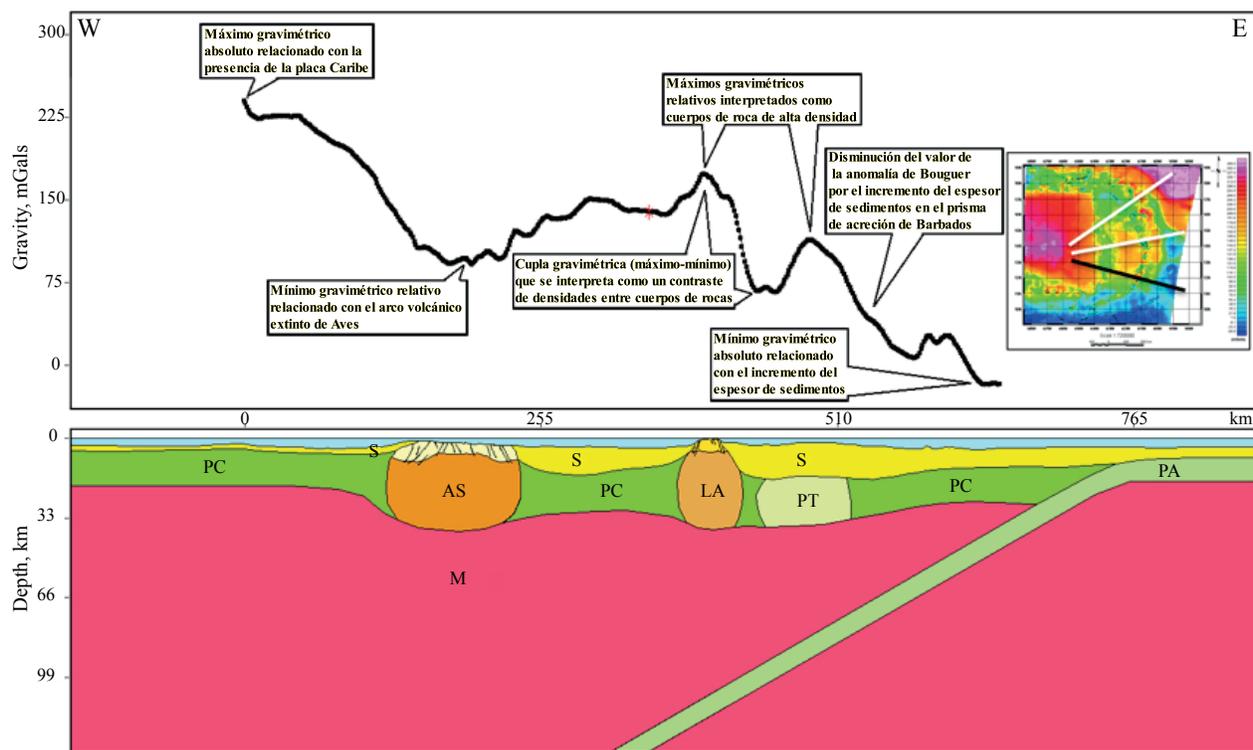


Figura 11. Modelo gravimétrico bidimensional del perfil sur. En la parte superior la anomalía de Bouguer del perfil ajustada y en la parte inferior el modelo que produjo el mejor ajuste restringido con toda la información disponible. Alto de Aves (AS), Antillas Menores (LA), placa Caribe (PC), placa Atlántica (PA), placa transicional (PT), sedimentos (S), manto (M).

Tabla 1. Cuadro sinóptico que sintetiza toda la información sísmica, gravimétrica y de espesores recopilada a partir de datos publicados junto con sus respectivas referencias de origen.

ESTRUCTURA	ESTRATO/CUERPO	SÍSMICA		ESPEORES		GRAVIMETRÍA	
		Velocidad (km/s)	Referencia	Espesor (km)	Referencia	Densidad (g/cm ³)	Referencia
Cuenca de Grenada (región norte)	Sedimentos	1.54 – 2.61	Bird <i>et al.</i> (1999)	11	Speed <i>et al.</i> (1984)	2.25 – 2.35	Bird <i>et al.</i> (1999); Christeson <i>et al.</i> (2008)
Cuenca de Grenada (región central)	Sedimentos	1.54 – 3.33		7			
Cuenca de Grenada (región sur)	Sedimentos	1.50 – 3.76		9			
Cuenca de Grenada (región norte)	Corteza oceánica superior	4.90 – 5.26	Speed <i>et al.</i> (1984); Bird <i>et al.</i> (1999)	19	Speed <i>et al.</i> (1984)	2.57	Bird <i>et al.</i> (1999)
	Corteza oceánica inferior	6.62	Bird <i>et al.</i> (1999)			2.74	
Cuenca de Grenada (región sur)	Corteza oceánica superior	4.90 – 5.95	Speed <i>et al.</i> (1984); Bird <i>et al.</i> (1999)	14	Speed <i>et al.</i> (1984)	2.57	Bird <i>et al.</i> (1999)
	Corteza oceánica inferior	6.22	Bird <i>et al.</i> (1999)			2.74	
Antillas Menores	Sedimentos	3.4 – 4.5	Boynton <i>et al.</i> (1979)	-	-	2.25	Christeson <i>et al.</i> (2008)
Antillas Menores	Corteza oceánica superior	6.0 – 6.3	Westbrook (1975); Boynton <i>et al.</i> (1979); Christeson <i>et al.</i> (2008)	30 – 35	Westbrook (1975); Boynton <i>et al.</i> (1979); Maury <i>et al.</i> (1990)	2.66	Christeson <i>et al.</i> (2008)
	Corteza oceánica inferior	6.9 7.3	Westbrook (1975); Boynton <i>et al.</i> (1979) Christeson <i>et al.</i> (2008)	26 – 28	Christeson <i>et al.</i> (2008); Clark <i>et al.</i> (2008); Magnani <i>et al.</i> (2009)		
Ridge de Aves	Corteza oceánica	6.0 – 6.3	Christeson <i>et al.</i> (2008)	30 – 40 26	Kearey (1974); Boynton <i>et al.</i> (1979) Christeson <i>et al.</i> (2008); Clark <i>et al.</i> (2008); Magnani <i>et al.</i> (2009)	2.70	Christeson <i>et al.</i> (2008)
Cuenca de Grenada y Antillas Menores	Corteza de transición	7.4 – 7.5	Officer <i>et al.</i> (1957); Bird <i>et al.</i> (1999)	-	-	3.05	Bird <i>et al.</i> (1999)
Cuenca de Grenada y Antillas Menores	Manto	8.2	Bird <i>et al.</i> (1999)	-	-	3.30	Bird <i>et al.</i> (1999); Christeson <i>et al.</i> (2008)

cia de la aplicación de esfuerzos extensivos; sin embargo, los resultados obtenidos en esta investigación, refuerzan la idea que el proceso tectónico que generó la cuenca de Grenada sería la intrusión del arco magmático al producirse el desplazamiento hacia el este de la zona de subducción.

AGRADECIMIENTOS

Es menester expresar un especial reconocimiento al Departamento de Geofísica de la Universidad Central de Venezuela y al Laboratorio de Interpretación del Subsuelo, así como al proyecto FONACIT: G-2002000478, "Geodinámica reciente del límite norte de la placa Suramericana-GEODINOS" por el financiamiento otorgado para realizar esta investigación.

Adicionalmente, deseo manifestar un especial agradecimiento a los árbitros Doctores Luca Ferrari y Alejandro Escalona por sus acertados comentarios que contribuyeron a mejorar sustancialmente la calidad del manuscrito.

REFERENCIAS

- Aitken, T., Mann, P., Escalona A., Christeson G., 2011, Evolution of the Grenada and Tobago basins and implications for arc migration: *Marine and Petroleum Geology*, 28(1), 235-258.
- Andreieff, P., Bouysse, P., Westercamp, D., 1987, Géologie de l'arc insulaire des Petites Antilles et évolution géodynamique de l'Est-Caraïbe: Bordeaux, Francia, Universidad de Bordeaux I, tesis doctoral, 200 pp.
- Andreieff, P., Westercamp, D., Garrabé, F., Bonneton, J., Dagain, J., 1988, Stratigraphie de St. Martin, Petites Antilles septentrionales: *Géologie de la France*, 2(3), 71-88.
- Audemard, F., 2003, Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela: *Quaternary International*, 102-102: 43-65.
- Bird, D., Hall, S., Casey, J., Millegan, P., 1993, Interpretation of magnetic anomalies over the Grenada Basin: *Tectonics*, 12(5), 1267-1279.
- Bird, D., Hall, S., Casey, J., Millegan, P., 1999, Tectonic evolution of the Grenada Basin, in Mann P. (ed.), *Sedimentary Basins of the World, Caribbean Basins*: Amsterdam, Elsevier, 389-416.
- Bouysse, P., 1979, Caractères morphostructuraux et évolution géodynamique de l'arc insulaire des Petites Antilles (campagne ARCANTE 1): *Bulletin du bureau de recherches géologiques et minières*, 3(4), 185-210.
- Bouysse, P., 1984, The Lesser Antilles island arc: structure and geodynamic evolution, in Biju-Duval, B., Moore, J. (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., Guennoc, P., 1983, Données sur la structure de l'arc insulaire des Petites Antilles, entre Ste. Lucie et Anguilla: *Marine Geology*, 53(1), 131-166.
- Bouysse, P., Andreieff, P., Richard, M., Baurbron, J., Mascle, A., Maury, R., Westercamp, D., 1985, Géologie de la ride d'Aves et des pentes sous-marines du nord des Petites Antilles, Esquisse bathymétrique à de l'Est-Caraïbe: *Doc. Bureau de recherches géologiques et minières*, 93 pp.
- Bouysse, P., Westercamp, D., Andreieff, P., 1990, The Lesser Antilles island arc, in Moore, J., Mascle, A., (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*: 110, 29-44.
- Boynton, C., Westbrook, G., Bott, M., Long, R., 1979, A seismic refraction investigation of crustal structure beneath the Lesser Antilles arc: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 58, 371-393.
- Bunce, E., Phillips, J., Chase, R., Bowin, C., 1970, The Lesser-Antilles arc and eastern margin of the Caribbean Sea, in Maxwell A., *The Sea*: Hoboken, New Jersey, Wiley-Interscience, 4, 359-385.
- Christeson, G., P. Mann, P., Escalona, A., Aitken, T., 2008, Crustal structure of the Caribbean-northeastern South America arc-continent collision zone: *Journal of Geophysical Research*, 113, 1-19.
- Clark, T., Korgen, B., Best, D., 1978, Heat flow in the eastern Caribbean: *Journal of Geophysical Research*, 83(B12), 5883-5891.
- Clark, S., Zelt, C., Levander, A., Maganai, M., 2008, Characterizing the Caribbean-South American plate boundary at 64°W using wide angle seismic data. *Journal of Geophysical Research*, 113, B07401.
- Dorel, J., 1978, Sismicité et structure de l'arc des Petites Antilles et du bassin atlantique: Paris, Francia, University of Paris, tesis doctoral, 180 pp.
- Dvorkin, J., Nur, A., Mavko, G., Ben-Avraham, Z., 1993, Narrow subducting slabs and the origin of backarc basins: *Tectonophysics*, 227, 63-79.
- Fink, L., 1972, Bathymetric and geologic studies of the Guadeloupe region. Lesser Antilles arc: *Marine Geology*, 12(4), 267-288.
- Fox, J., Heezen, B., 1975 *Geology of the Caribbean crust*, in Nairn, A., Stehli, F. (eds.), *The ocean basins and margins*: New York, 3, 421-466.
- Fox, J., Schreiber, E., Heezen, B., 1971, The geology of the Caribbean crust: Tertiary sediments, granitic and basic rocks from the Aves Ridge: *Tectonophysics*, 12, 89-109.
- Gvirtzman, Z., Nur, A., 1999, Plate detachment, asthenosphere upwelling, and topography across subduction zones: *Geology*, 27, 563-566.
- Keary, P., 1974, Gravity and seismic reflection investigation into the crustal structure of the Aves Ridge, eastern Caribbean: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 38, 435-448.
- Lindsay, J., David, J., Shepherd, J., Ephraim, J., 2002, Volcanic hazard assessment for Saint Lucia, Lesser Antilles: University of West Indies, Seismic Research Unit, Technical Report.
- Magnani, M., Zelt, C., Levandera, A., Schmitz, M., 2009, Crustal structure of the South American-Caribbean plate boundary at 67°W from controlled source seismic data. *Journal of Geophysical Research*, 114: B02312.
- 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 Geology Mineral Research*, G.B., 10(2), 172-206.
- Nagle, F., 1972, Rocks from the seamounts and escarpments of the Aves ridge: *Transactions of the 6th Caribbean Geological Conference*, Margarita, Venezuela, 409 - 413.
- Nemec, M., 1980, A two phase model for the tectonic evolution of the Caribbean (resumen), *en 9th Caribbean Geological Conference*, Santo Domingo, 23-34.
- NOAA-National Geophysical Data Center-NGDC (en línea), <http://www.ngdc.noaa.gov/>, consulta: 16 de marzo de 2009.
- Officer, C., Ewing, J., Edwards, R., Johnson, H., 1957, Geophysical investigations in the eastern Caribbean, Venezuela Basin, Antilles island arc and Puerto Rico: *Bulletin of the American Geological Society*, 28, 359-378.
- Pindell, J., Barrett, S., 1990, Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective, in Dengo, G., Case, J. (eds.), *The Caribbean region*: Geological Society of North America, H, 405-432.
- Pinet, B., Lajat, D., Le Quellec, P., Bouysse, P., 1985, Structure of Aves Ridge and Grenada Basin from multichannel seismic data, in Mascle, A. (ed.), *Géodynamique des Caraïbes*: Technip, Paris, 53-64.
- Ranneft, T., 1976, Understanding segmentation of island arcs aids exploration: *Oil & Gas Journal*, 15, 114-118.
- Robson, G., Tomblin, J., 1966, *Catalogue of the Active Volcanoes of the*

- world. Part XX-West Indies: Rome, International Association of Volcanology, 1-56.
- Sigurdsson, H., Sparks, S., 1979, An active submarine volcano: *Natural History*, 88(8),38-45.
- Speed, R., Westbrook, G., 1984, Lesser Antilles Arc and adjacent terrains: Woods Hole, MA, Ocean Margin Drilling Program, Regional Atlas Series, Marine Science International, vol. 10.
- Speed, R., Westbrook, G., Mascle, A., Biju, B., Ladd, J., Saunders, J., Stein, S., Schoonmaker, S., Moore, J., 1984, Lesser Antilles Arc and adjacent terranes: Woods Hole, MA, Ocean Margin Drilling Program, Regional Atlas series, Marine Science International, Atlas 10.
- Stoiber, R., Carr, M., 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* Narin, A., Stehli, F. (eds.), *The Ocean Basins and Margins*: New York, 3,467-500.
- Uchupi, E., 1975, Physiography of the Gulf of Mexico and Caribbean Sea, *in* Narin, A., Stehli, F. (eds.), *The Ocean Basins and Margins*: New York, 3,1-64.
- Van der Hilst, R., 1990, Tomography with P, PP and pP delay-time data and the three-dimensional mantle structure below the Caribbean region: *Geologica Ultraiectina*, 67,250 pp.
- Westbrook, G., 1975, The structure of the crust and upper mantle in the region of Barbados and the Lesser Antilles: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 43,201-242.
- Ysaccis, R., 1997, Tertiary evolution of the northeastern Venezuela offshore: Houston, Texas, Rice University, tesis doctoral, 285 pp.
- Manuscrito recibido: Septiembre 11, 2011
Manuscrito corregido recibido: Marzo 19, 2012
Manuscrito aceptado: Marzo 19, 2012